



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

**"Modelo de velocidad sísmica en la subcuenca de Chalco, Edo. de México,  
mediante análisis de cocientes H/V de vibraciones ambientales"**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:

FILIBERTO VERGARA HUERTA

TUTOR:

DRA. MARÍA ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MÉXICO D.F. FEBRERO 2015



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# AGRADECIMIENTOS

A mis padres TERESA HUERTA CIRO Y FILIBERTO VERGARA FABIAN por su amor, consejos, comprensión y apoyo incondicional a lo largo de todos mis proyectos de vida.

A mis hermanos EDGAR ELI, MISAEL Y ERICK JOSAFAT por su amor, consejos y apoyo incondicional, porque continuamos unidos en esta aventura que es la vida.

A la Dra. MARÍA ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS por los consejos y enseñanzas en todos los años que ha apoyado y guiado mi formación académica.

A la Dra. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO por promoverme para realizar mi estancia académica en Large Lakes Observatory, UMN (EUA) y por aceptar ser parte de mi jurado.

Al Dr. FRANCISCO JOSE SÁNCHEZ SESMA por sus enseñanzas, consejos y motivación durante el presente trabajo de tesis.

Al Dr. JORGE AGUIRRE GONZALEZ y al Dr. ENRIQUE CABRAL CANO por aceptar ser parte de mi jurado y hacer valiosas observaciones al presente trabajo.

Al Dr. NIGEL WATTRUS, Dr. SERGIO CONTRERAS y SEBASTIAN CANTARERO por el apoyo brindado durante mi estancia académica en Large Lakes Observatory, UMN y durante la campaña de adquisición de datos en Chalco.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM por abrirme las puertas al conocimiento y estudio de las ciencias de la Tierra.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante mis estudios de maestría.

# ÍNDICE GENERAL

RESUMEN .....	1
INTRODUCCIÓN.....	3
1. MARCO GEOLÓGICO .....	6
1.1 Antecedentes .....	6
1.2 Geología de la Cuenca de México .....	7
1.3 Geología de la subcuenca de Chalco .....	13
2. MARCO TEÓRICO .....	18
2.1 Técnica de cocientes espectrales H/V .....	18
2.2 Teoría de campos difusos.....	19
2.3 Cociente espectral H/V en campos difusos.....	26
3. ADQUISICIÓN DE DATOS .....	27
3.1 Campaña de adquisición .....	27
3.2 Instrumentación.....	29
3.3 Procedimientos de Campo .....	30
4. PROCESAMIENTO DE DATOS .....	31
4.1 Cálculo de cocientes espectrales.....	31
5. MODELADO DIRECTO .....	38
5.1 Generación de modelos iniciales .....	38
5.2 Ejemplos de modelado directo.....	41

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	46
6.1 Mapa de isofrecuencias.....	46
6.2 Secciones geológicas de la subcuenca de Chalco .....	49
6.3 Mapa de espesores .....	58
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	61
BIBLIOGRAFÍA .....	63
ANEXO I.....	68
ANEXO II .....	73
ANEXO III.....	77

# RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de registros de vibraciones ambientales recolectados en la subcuenca de Chalco durante los meses de junio y julio de 2012, este conjunto de datos ha sido interpretado mediante cocientes espectrales H/V bajo las consideraciones de la teoría de campos difusos. Los objetivos de este estudio son definir las frecuencias dominantes de la zona, estimar los espesores para el depósito vulcano-sedimentario y proponer un modelo de velocidad sísmica de ondas de cortante “S” para la subcuenca de Chalco. El área de estudio se localiza sobre terrenos ejidales entre los límites del Estado de México y el Distrito Federal y se particulariza por la intercalación de depósitos lacustres y volcánicos del Cuaternario. El trabajo de campo cubrió un área de aproximadamente 8 km<sup>2</sup> y consistió en registrar 30 minutos de ruido sísmico ambiental en 68 sitios de la zona de estudio, divididos en dos mallas equiespaciadas a 250 m y 500 m delimitadas según la logística del lugar; dichos registros se tomaron a una frecuencia de muestreo de 128 Hz con un sismógrafo triaxial marca Tromino, este posee un rango dinámico de frecuencias de 0.1-300 Hz. Para el cálculo de los cocientes espectrales se consideraron ventanas de 40 segundos con un traslape del 30 % a lo largo del registro, el cociente espectral H/V final y su desviación estándar asociada se obtuvieron promediando todos los cocientes H/V de todas las ventanas de tiempo. En la interpretación de los espectros H/V, se identificaron las frecuencias dominantes, a partir de las cuales se elaboró un mapa de isofrecuencias, que permitió visualizar la distribución de espesores para el depósito vulcano-sedimentario, además se elaboraron secciones geológicas que permitieron reconstruir la distribución de las unidades litológicas en el subsuelo a una profundidad máxima de 300 m; estas secciones incluyen los valores de espesor, densidad y velocidad de onda de corte para cada una de las unidades litológicas que las componen. El modelo de velocidad sísmica aquí propuesto ha quedado conformado por tres unidades litológicas considerando la sección geológica de la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic, en la base se

tiene basalto fracturado con una densidad promedio de  $2.55 [T/m^3]$  y una velocidad de cortante “S” de  $1000 [m/s]$  localizado a una profundidad aproximada de 300 m, le sobreyace la denominada unidad volcánica granular con espesores de entre 180-200 [m], velocidad de cortante “S” que va de 400-420 [m/s] y una densidad promedio  $1.85 [T/m^3]$ , finalmente en la cima se tienen espesores de entre 80-100 [m] de arcillas lacustres con una densidad promedio de  $1.25 [T/m^3]$  y velocidad de cortante “S” en un rango de 70-80 [m/s].

# INTRODUCCIÓN

La presente tesis es parte de diversos estudios geofísicos de exploración realizados por el Instituto de Geofísica de la UNAM en colaboración con Large Lakes Observatory, UMN (EE.UU). En esta primera etapa de exploración se realizó el reconocimiento geofísico de la subcuenca de Chalco (Figura 3.1), en donde se estima que el paquete sedimentario tiene un espesor mayor a 300 metros en la parte central de la subcuenca [**Benuhmea y Vázquez, 1988; Ortega-Guerrero et al., 1993; Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2007**]. Los objetivos mayores son: (1) contribuir al conocimiento de la historia de la evolución volcánico-tectónica de la subcuenca de Chalco y (2) ubicar las zonas con los mayores espesores de sedimentos para sugerir donde realizar perforaciones y recuperar las secuencias de sedimentos lacustres.

El área de estudio se localiza sobre terrenos pertenecientes al ejido de Santiago Tulyehualco entre los límites del Estado de México y el Distrito Federal, estos terrenos se ubican dentro de la subcuenca de Chalco que forma la parte SE de la cuenca de México. La subcuenca de Chalco es considerada una de las reservas hidrogeológicas más importantes de la Ciudad de México [**Campos-Enríquez et al., 1997**], la cual alberga una población de aproximadamente 9 millones de habitantes y poco más de 20 millones en la zona metropolitana [**INEGI, 2015**]. En la actualidad esta zona también se caracteriza por tener una de las mayores tasas de subsidencia en la Ciudad de México [**Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2007**].

Dada la importancia hidrogeológica y geotécnica que la zona de Chalco representa para la Ciudad de México, debido principalmente al comportamiento mecánico del subsuelo que la compone, el objetivo de esta tesis comprende definir las frecuencias dominantes de la zona, estimar el espesor para el depósito vulcano-sedimentario y elaborar un modelo de velocidad sísmica de ondas de cortante “S” que contribuya a mejorar el modelo geológico de la subcuenca de Chalco. Para obtener el modelo de velocidades se realizó el análisis de registros de vibraciones

ambientales mediante el método de cocientes espectrales H/V. Esta técnica ampliamente publicada en la literatura ha demostrado tener gran aplicabilidad y alcance en la caracterización de cuencas sedimentarias, así como en la determinación de efectos de sitio [**Lermo y Chávez-García 1993; Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Nakamura, 2008; Sánchez-Sesma et al., 2011**].

El cociente espectral H/V es un método que nació empíricamente y que se popularizó rápidamente a principios de los años noventa en Europa y EE.UU [**Atakan, 2009 y referencias en este artículo**]. Este método consiste en estimar el cociente entre el espectro de amplitud de Fourier de las componentes horizontales y vertical de señales de ruido ambiental, medidas en un solo sitio [**Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Atakan, 2009**]; permite determinar la frecuencia predominante en un sitio, pero no así su nivel de amplificación sísmica [**Franklin et al., 2006; Sánchez-Sesma et al., 2011**]. La información obtenida mediante el análisis de cocientes espectrales H/V, complementada con información geológica, geotécnica y geofísica permite construir un modelo estratigráfico del subsuelo [**Zaslabsky et al., 2008**] a través del modelado directo o inverso del cociente espectral H/V, debido a que las frecuencias y amplitudes obtenidas son características únicas del sitio en estudio. Es importante mencionar que existen diferentes métodos de análisis para la relación espectral H/V como son la elipticidad de ondas de Rayleigh o los campos difusos mismos que se describirán en el capítulo 2. En este trabajo utilizamos la teoría que acepta que las vibraciones ambientales se comportan como un campo difuso donde se considera que la densidad de energía promedio se distribuye en proporciones fijas, en un intervalo de tiempo y que además dicho campo contiene todo tipo de ondas elásticas [**Sánchez-Sesma et al., 2011**].

Como objetivos específicos en este trabajo se han planteado: (1) Determinar las frecuencias características ( $f_0$ ) de la zona de estudio y generar el mapa de isofrecuencias que permita definir la zona con mayor espesor de sedimentos. (2) Estimar los espesores del depósito vulcano-sedimentario, así como sus valores de densidad y rangos de velocidad de onda de cortante "S", a partir del modelado directo 1D de los cocientes espectrales H/V, mediante la teoría de campos difusos. (3) A partir de los 68 modelos 1D obtenidos de la zona de estudio elaborar secciones geológicas que permitan reconstruir la distribución de las unidades litológicas en el subsuelo, que incluyan los valores de espesores, densidad y velocidad de onda de cortante "S" obtenidos, conformando así el modelo de velocidad sísmica para la subcuenca de Chalco.

La presente tesis ha quedado conformada por seis capítulos: en el primer capítulo se describen las características geológicas del área de estudio; el segundo versa sobre la teoría de campos difusos y su relación con el cociente espectral H/V; el tercer y cuarto capítulo describen respectivamente la campaña de adquisición y el procesamiento de las vibraciones ambientales; el quinto capítulo muestra el modelado directo de los cocientes espectrales H/V; en el sexto se analizan y discuten los resultados. Finalmente, se presentan las conclusiones y recomendaciones.

# 1. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se expone de forma general la geología de la cuenca de México y se presenta la descripción geológica estratigráfica y estructural de la subcuenca de Chalco. Específicamente se describe la porción correspondiente al ejido de Santiago Tulyehualco, zona en la que se llevó a cabo la recolección de registros de vibraciones ambientales.

## 1.1 Antecedentes

Desde la época prehispánica y hasta hoy en día, la actividad humana dentro de la cuenca de México se ha incrementado de manera importante, esta situación dio parte a que lagos de la cuenca comenzaran a sufrir procesos de desecación que se agudizaron con la desviación artificial de los ríos, arroyos y manantiales que los alimentaban, ocasionando su desaparición paulatina [Aréchiga-Córdoba, 2004].

Debido a los procesos de desecación inducidos por la intensa actividad humana principalmente sobre la antigua zona lacustre y, aunados al crecimiento desmedido y carente de planificación de la ciudad a lo largo de su historia, fue necesaria la perforación de pozos para extraer el agua del subsuelo y cubrir las necesidades que históricamente se han tenido en la ciudad. En la actualidad baterías de pozos profundos y sistemas de abastecimiento como el Cutzamala y el Lerma son los encargados de abastecer la demanda de la población así como de la agricultura e industria que se desarrollan en los límites de la Ciudad de México [CONAGUA, 2015]. Hoy en día no solo el suministro de agua es uno de los problemas más importantes que se tienen en esta ciudad, sino también los procesos geológicos que tienen lugar durante la sobreexplotación del líquido, tales como la subsidencia, el desarrollo de fallas, fracturas y grietas sobre el terreno o la activación de fallas preexistentes dentro de la zona urbana. Esto ocasiona daños importantes en obras civiles

como son viviendas, unidades habitacionales, hospitales, pavimentos, rutas de transporte, líneas de alcantarillado, tuberías de agua potable, etc. [Cabral-Cano et al., 2011].

Actualmente hundimientos de hasta 40 cm/año provocados por la extracción desmedida de agua subterránea (aproximadamente 10 m<sup>3</sup>/s) a través de la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic localizada sobre la planicie lacustre de Chalco, están llevando a la reaparición del antiguo lago de Chalco, el cual de seguir con estas tasas de hundimiento y extracción de agua se estima que para el año 2015 podría incrementarse el riesgo por inundación de las zonas urbanas pertenecientes a Tláhuac y Valle de Chalco [Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2007], así como de los asentamientos irregulares ubicados sobre la planicie lacustre.

## 1.2 Geología de la Cuenca de México

La cuenca de México está situada en el sector centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que atraviesa a la Republica Mexicana de este a oeste. Es una extensa planicie elevada que ocupa un área de 9600 km<sup>2</sup> con altitudes de entre 2230 y 2250 m.s.n.m, clasificada como una cuenca endorreica presenta un alargamiento en dirección NE-SW [de Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989]. En la Figura 1.1 se muestra los límites; éstos están marcados al norte por las Sierras de Pachuca y Tepotzotlán; al sur por la Sierra Chichinautzin y Sierra Ajusco; al oeste por de la Sierra de las Cruces y al este por la Sierra Nevada, de la que forman parte los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl [de Cserna et al., 1988; Enciso-De la Vega, 1992].

# Cuenca de México

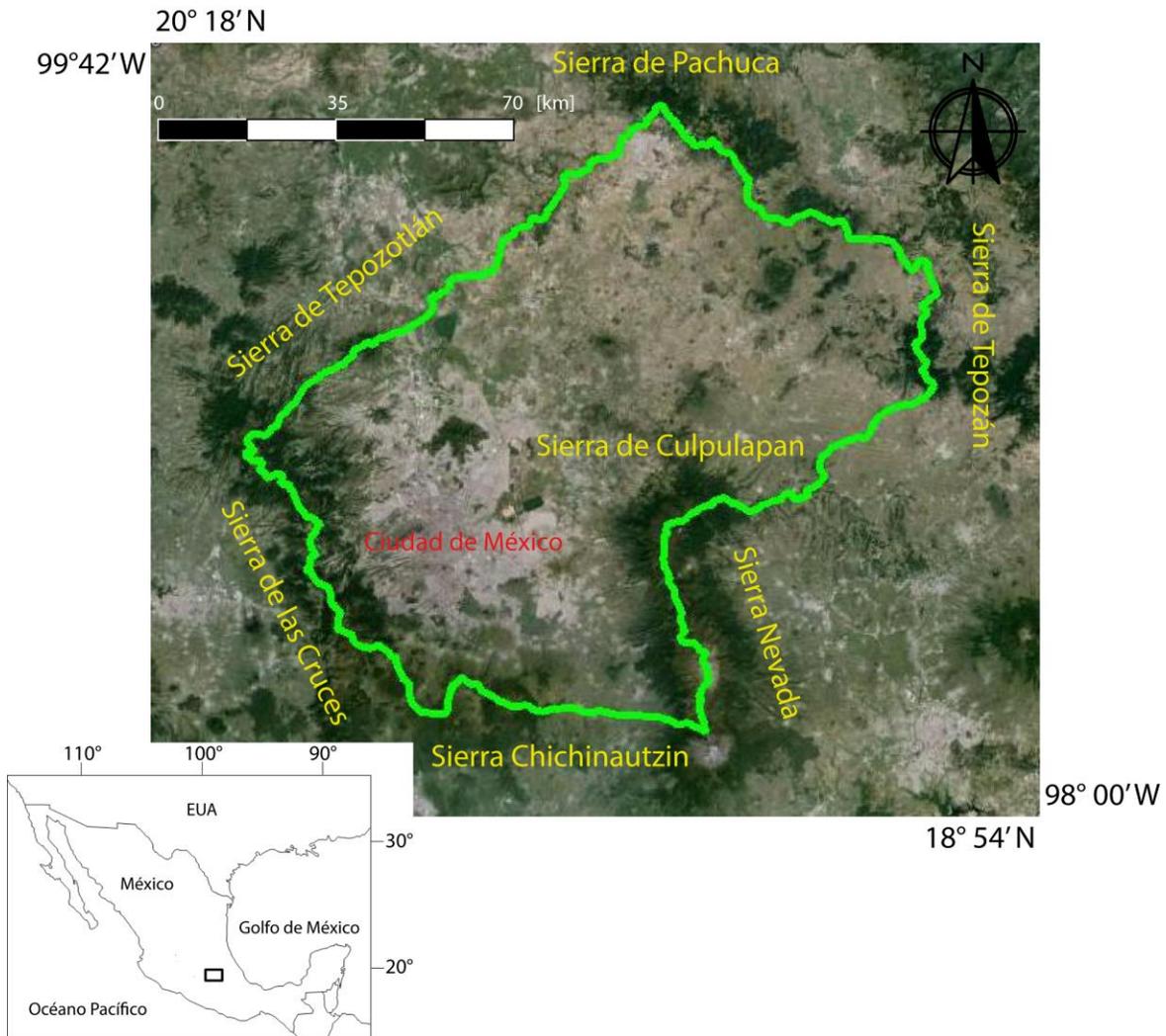


Figura 1.1: Localización de la cuenca de México y sus límites fisiográficos (Modificada de CONAGUA, 2015).

El origen de la cuenca de México es inherente al de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), esta provincia geológica está constituida fundamentalmente de rocas volcánicas con edades comprendidas desde inicios del Oligoceno hasta el Cuaternario [de la Lata, 2011]. De acuerdo con Ramírez-Jiménez et al. (1983) la FVTM debe su origen principalmente a la subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana.

Gracias a este marco tectónico la cuenca de México se ha formado debido a un conjunto de procesos eminentemente volcánicos que dieron forma a la cuenca y que con el tiempo han producido un espesor aproximado de 2000 m de lava, toba y brecha [**Tapia-Varela y López-Blanco, 2002**]. En la porción central de la FVTM se han reconocido siete fases de vulcanismo ocurridas desde el Oligoceno, entre las que destaca la quinta que dio origen a las sierras mayores de Las Cruces, Rio Frio y Nevada (Plioceno Superior), las cuales alcanzaron su máximo desarrollo durante el Pleistoceno; Durante la sexta fase se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono activo del Popocatepetl. La séptima fase, al igual que la sexta se desarrollo durante el Cuaternario y es responsable de la actividad volcánica que interrumpió el drenaje fluvial que escurría hacia la cuenca del rio Balsas, generándose así el carácter endorreico de la cuenca de México [**Morán-Zenteno, 1984**].

Estudios paleomagnéticos han mostrado que ésta cuenca se cerró antes de 780,000-790,000 años debido a la actividad volcánica que edificó a la Sierra Chichinautzin [**Urrutia-Fucugauchi y Martín-del Pozo, 1991**]. Esta circunstancia permitió el relleno con materiales de acarreo y cenizas volcánicas transportados por aire o corrientes de agua hacia las partes bajas, formándose una extensa planicie que fue ocupada por un sistema de lagos someros [**Morales et al., 1989**].

En la superficie de la cuenca únicamente afloran rocas volcánicas y derivadas de estas, en su mayoría clasificadas como del Plioceno-Cuaternario. En menor proporción se encuentran rocas oligocénicas y miocénicas [**de Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989**]. La composición de estos materiales varía de riolítica, dacítica, andesítica y basáltica a combinaciones de estas familias [**Enciso-De la Vega, 1992**]. Los sedimentos presentes en la cuenca están formados por material volcánico retrabajado, interstratificado con tobas que a su vez se interdigitan con depósitos netamente lacustres hacia las partes centrales de la cuenca [**de Cserna et al., 1988**].

El subsuelo de la Cuenca de México presenta características geológicas complejas que involucran diversos procesos asociados con depósitos marinos, episodios de regresión, actividad volcánica y deformación tectónica [**Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989**]. Los esfuerzos por conocer estas características han quedado reflejados en los resultados obtenidos de perforaciones y estudios geofísicos como los realizados en las porciones central y sur de la cuenca durante el “Proyecto Texcoco” cuya memoria fue publicada en 1969 [**de Cserna et al.,**

**1988]**. Igualmente importantes han sido los estudios de reflexión sísmica y sondeos exploratorios (Copilco-I, Mixhuca-I, Roma-I, Texcoco-I y Tulyehualco-I) con más de 2000 m de profundidad realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX), así como de los estudios de resistividad y refracción sísmica hechos por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) [**Pérez-Cruz, 1988; Rodríguez-Chávez, 2003**], este conjunto de estudios y perforaciones se realizaron posteriormente al sismo de Michoacán en 1985, los cuales han contribuido a conocer la estructura y secuencia estratigráfica del subsuelo de la Ciudad de México.

La cuenca de México también cuenta con un acervo importante de trabajos geológicos estratigráficos y estructurales entre los que destacan los elaborados por: Segerstrom (1956, 1961, 1962), Fries (1962), Schlaepfer (1968), Mooser (1975, 1981, 1996), de Cserna et al., (1988), Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y Enciso-De la Vega (1992), quienes han establecido secuencias estratigráficas para las unidades litológicas más representativas de la cuenca y que también han ordenado cronológicamente eventos de carácter estructural asociados a éstas, como son: fracturas, fallas y pliegues.

De los trabajos mencionados los elaborados por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y Enciso-De la Vega (1992), ambos con base en una exhaustiva revisión bibliográfica han establecido por separado, el registro estratigráfico más completo para la porción central y sur de la cuenca de México (Figura 1.2). No obstante, la nomenclatura utilizada por Pérez-Cruz (1988) en la interpretación de los estudios de reflexión sísmica realizados por PEMEX continua siendo referida por su sencillez y generalidad en la interpretación de diversos estudios geofísico realizados dentro de la cuenca de México, esta nomenclatura está constituida por cuatro unidades mayores (Figura 1.2) las cuales se describen a continuación partiendo de la base hacia la cima.

#### Unidad de Calizas del Cretácico (UCC)

De acuerdo a las secuencias estratigráficas establecidas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y Enciso-De la Vega (1992), esta unidad se encuentra conformada por las formaciones geológicas de composición calcárea: Xochicalco, Morelos, el Doctor y Cuautla. Dentro de esta unidad también se han incluido a la formación Mexcala y el grupo Balsas que son de origen clástico, sin embargo, debido a que subyacen a la unidad volcánica inferior se han agrupado dentro de esta unidad.

## Unidad Volcánica Inferior (UVI)

En esta unidad han sido agrupadas las unidades de Grupo Pachuca y las rocas volcánicas del Mioceno propuestas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). De acuerdo con Enciso-de la Vega (1992) las unidades geológicas antes mencionadas conformarían el Super Grupo Pachuca el cual designa a todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas que yacen concordantemente sobre depósitos clásticos continentales del Paleógeno o discordantemente sobre rocas más antiguas, y que están cubiertas por rocas pliocénicas (volcánicas y clásticas) continentales.

## Columnas estratigráficas de la Cuenca de México

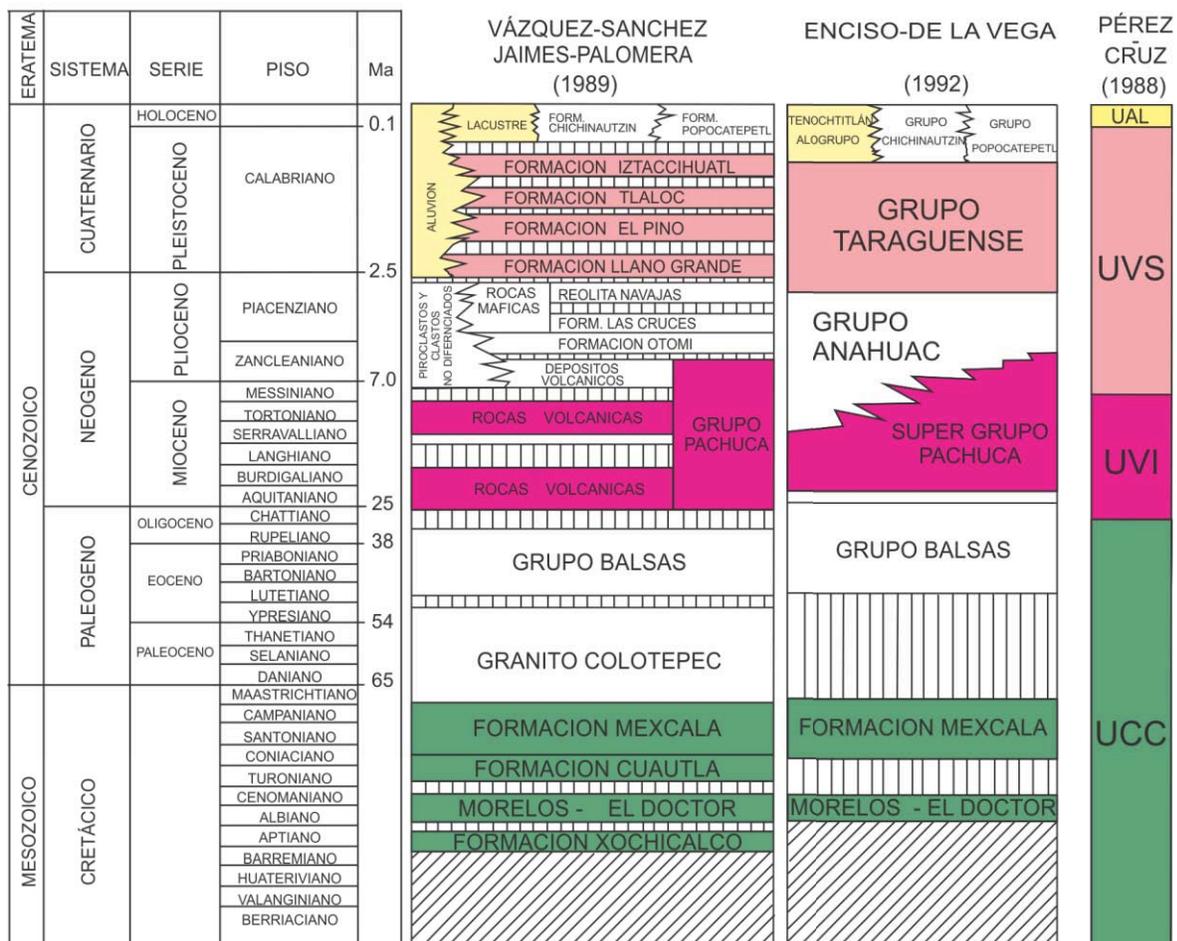


Figura 1.2: Secuencias estratigráficas propuestas para la cuenca de México. Las unidades marcadas en color fueron identificadas en las perforaciones realizadas por PEMEX e interpretadas por Pérez-Cruz (1988) en los estudios de reflexión sísmica de PEMEX (Modificada de Rodríguez-Chávez, 2003).

### Unidad volcánica superior (UVS)

Esta unidad estaría conformada por los grupos: Anahuac, Taranguense, Chichinautzin y Popocatepetl propuestos por Enciso-De la Vega (1992), mientras que de acuerdo a las unidades geológicas establecidas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), la unidad estaría conformada por todas aquellas de origen volcánico comprendidas de principios del Plioceno hasta el Holoceno (Figura 1.2).

### Unidad de Arcillas Lacustres (UAL)

Esta unidad se encuentra conformada por depósitos de origen lacustre y aluvial, de acuerdo con la propuesta estratigráfica de Enciso-De la Vega (1992) estos materiales quedarían incluidos dentro del alogrupo Tenochtitlan, que agrupa formalmente a todas las unidades cuaternarias posteriores al grupo Taranguense, que de manera formal o informal han sido nombradas para reconstruir la estratigrafía de la planicie y los bordes de la cuenca de México. Estas unidades sobreyacen concordante o discordantemente a las rocas que pertenecen al Grupo Taranguense.

Se ha podido establecer que durante el Maastrichtiano-Eoceno temprano, las secuencias sedimentarias del Cretácico fueron plegadas por efecto de la orogenia Larámide. Dichos pliegues son simétricos, recostados al oriente y poniente, con ejes sinuosos por lo general con orientación NNE [Rodríguez-Chávez, 2003].

Otro rasgo importante de carácter estructural dentro de la Cuenca de México está representado por dos sistemas de fallas y fracturas regionales principales, que en general se encuentran sepultados, el primero es un conjunto de fallas normales con dirección preferencial NE-SW [de Cserna et al., 1988], éste afectó previamente a las rocas mesozoicas y está asociado al patrón estructural de la Sierra Madre Oriental; el segundo sistema de fallas tiene orientaciones preferenciales E-W, es un sistema conjugado con dirección promedio N55°E; en ambos casos los sistemas de fallas son de tipo normal y tienen presencia al sur de la cuenca de México y en la Sierra Chichinautzin [Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989].

### 1.3 Geología de la subcuenca de Chalco

La zona de estudio se localiza entre las latitudes  $19^{\circ} 10.2'$  y  $19^{\circ} 18.6'$  norte y longitudes  $98^{\circ} 52.2'$  y  $99^{\circ} 4.2'$  oeste (Figura 1.3), sobre terrenos ejidales ubicados sobre la subcuenca de Chalco. Esta subcuenca se localiza en el sector sureste de la cuenca de México, se encuentra limitada al norte por la sierra de Santa Catarina, al sur por la Sierra Chichinautzin, al oeste por el alto topográfico entre Tulyehualco y Tlahuac, y hacia el este por la Sierra Nevada.

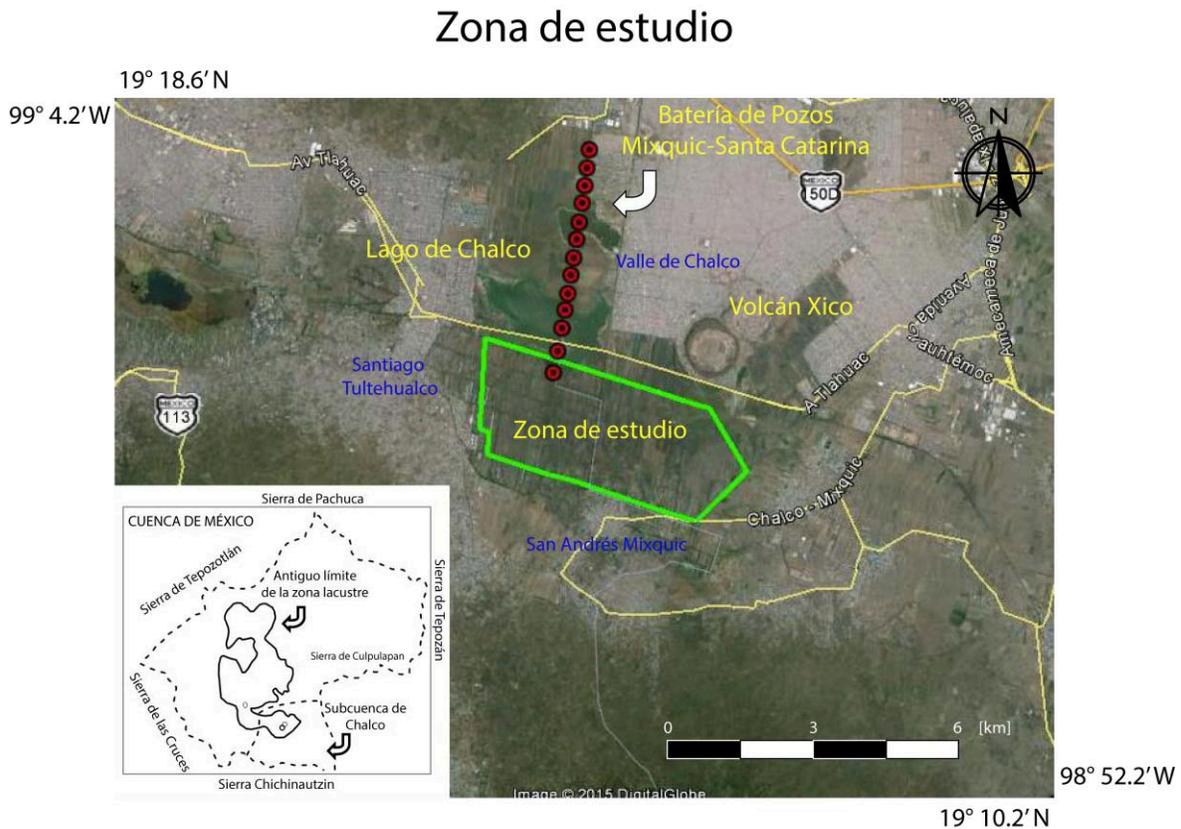


Figura 1.3: Localización de la zona de estudio (contorno verde) y de la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic (puntos rojos) de la que se dispone una sección geológica.

En general, esta porción de la cuenca de México se caracteriza por tener un paisaje en el que predominan conos cineríticos, abanicos volcánicos, laderas y coladas de lava, todos ellos afectados por procesos de erosión, así como cañadas, valles y planicies lacustres [**Rodríguez-Castillo y González-Moran, 1989**]. Una de esas planicies la constituye el área del antiguo lago de Chalco con una extensión aproximada de 120 km<sup>2</sup> y una altitud promedio de 2240 m.s.n.m.

Las descripciones litológicas que se conocen en esta zona comprenden rocas volcánicas y depósitos de origen vulcano-sedimentario. Las rocas volcánicas presentes deben su origen a varios aparatos volcánicos (Ajusco, Iztaccihuatl, Popocatepetl, Xitle, etc.), los cuales tuvieron actividad a lo largo de diferentes épocas geológicas. Se encuentran rocas del Mioceno-Pleistoceno (andesitas, dacitas, riolitas) en la Sierra Nevada; del Plioceno-Pleistoceno (basaltos, andesitas) en el núcleo de la Sierra Santa Catarina; del Cuaternario (basaltos, andesitas) en la Sierra Chichinautzin. Finalmente, en el entorno de las sierras existen intercalaciones de derrames de lava, piroclastos y ceniza volcánica [**Rodríguez y Ochoa, 1989**].

De acuerdo con Urrutia y Chávez (1991) la subcuenca de Chalco ocupa un semi-graben con orientación NNE-SSW, marcando una discontinuidad en profundidad con las estructuras volcánicas Xico y Tlapacoya. El relleno vulcano-sedimentario de la subcuenca de Chalco está compuesto por depósitos clásticos de origen aluvial y lacustre, localmente intercalados con productos volcánicos de origen piroclástico; en donde el espesor varía con la paleomorfología. Los depósitos lacustres consisten en arenas, limos y arcillas derivadas de la alteración de brechas y ceniza volcánica [**Campos-Enríquez et al., 1997**] y la acumulación de sedimentos lacustres ortoquímicos.

Desde el punto de vista estratigráfico el relleno vulcano-sedimentario descansa sobre tres unidades litológicas, de la base hacia la cima estas unidades son: la Unidad de Calizas del Cretácico, la Unidad Volcánica Inferior (UVI) y la Unidad Volcánica Superior (UVS). Con base en la información obtenida de las perforaciones realizadas por PEMEX, específicamente de la obtenida del pozo Tulyehualco-I ubicado dentro de la subcuenca de Xochimilco, las profundidades a las que se han localizado estas unidades litológicas son: 2650 m, 1700 m y 445 m, respectivamente [**Pérez-Cruz, 1988; Campos-Enríquez et al., 1997**].

De acuerdo con Chouteau et al. (1994); Campos-Enríquez et al. (1997) y Krivochieva y Chouteau (2004) el relleno vulcano-sedimentario de la subcuenca de Chalco que sobreyace a las unidades UCC, UVI y UVS estaría constituido por dos unidades litológicas (Figura 1.4), de acuerdo con la nomenclatura propuesta por Pérez-Cruz (1988) estas unidades corresponderían a la Unidad de Arcillas Lacustres (UAL), dichas unidades se describen a continuación:

- Unidad A: Consiste en cenizas y arena volcánica intercaladas con arcillas, esta unidad tiene un espesor promedio de 100 m, dentro de esta unidad se ha registrado la presencia de flujos volcánicos.
- Unidad B: Se trata de una secuencia de gravas de origen volcánico con intercalaciones de delgados horizontes arenosos y arcillosos, se estima que esta unidad tiene un espesor de entre 100 y 200 m.
- Unidad C: En la base se tienen rocas volcánicas fracturadas y sanas correspondientes con basaltos, esta última unidad litológica forma parte de la Unidad Volcánica Superior (UVS).

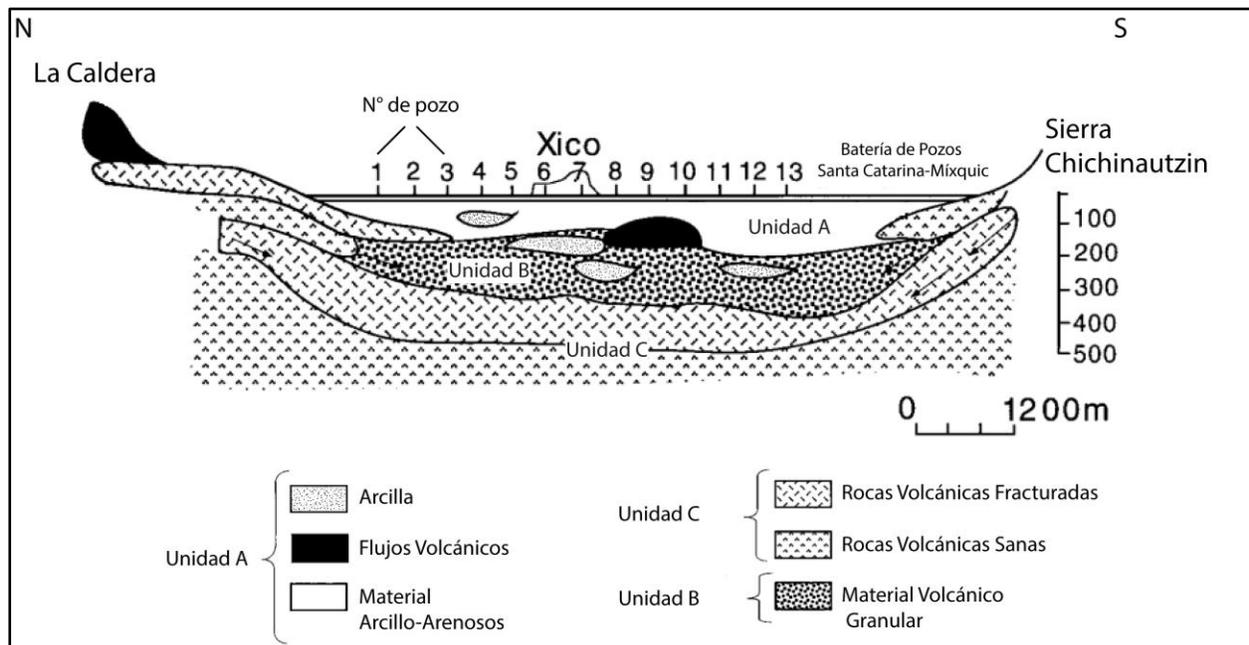


Figura 1.4: Sección geológica de la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic integrada a partir de diversos estudios geológicos y geofísicos (Modificada de Campos-Enríquez et al., 2007).

Cabe mencionar que dentro de la secuencia vulcano-sedimentaria a una profundidad de 30 m existe un estrato de arenas finas a medias conocido como "capa dura" con un espesor aproximado de 3 m, el cual a pesar de su reducido espesor, hidraulicamente tiene gran importancia debido a su alta permeabilidad [Herrera et al., 1989]. Las unidades litológicas que conforman el relleno vulcano-sedimentario guardan una relación estratigráfica concordante hacia las partes centrales de la subcuenca, mientras que en los extremos de la misma se tiene una inconformidad o discordancia litológica entre las rocas volcánicas y el depósito vulcano-sedimentario.

Las secuencias volcánicas y el relleno vulcano-sedimentario descritos anteriormente han sido corroborados e identificados a lo largo del registro geológico de la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic (Figura 1.4), así como por diversos estudios geofísicos, tales como: sondeos eléctricos verticales realizados por Rodríguez-Castillo y González-Moran (1989) y Rodríguez y Ochoa (1989), sondeos electromagnéticos desarrollados por Chouteau et al. (1993) y Chouteau y Krivovhieva (2002), estudios de refracción sísmica realizados por Benhumea y Vázquez (1988) y de gravimetría desarrollados por Urrutia y Chávez (1991), estos estudios se han realizado a lo largo de la línea de pozos y en zonas adyacentes a estos, en el caso de la gravimetría los estudios han sido de carácter regional. Los sondeos eléctricos y electromagnéticos en general han tenido como objetivo principal definir la geometría del acuífero de la subcuenca de Chalco, mientras que los estudios de gravimetría y refracción sísmica se han enfocado en determinar la profundidad del basamento.

La estratigrafía de Chalco es poco conocida, sin embargo trabajos como los de Ortega-Guerrero (1992) han establecido detalladamente la descripción de los primeros 26 m de la secuencia lacustre para la porción central de la subcuenca de Chalco, consistiendo principalmente en intercalaciones de ceniza y limo. Recientemente Herrera-Hernández (2011) ha reconstruido, mediante registros litológicos de pozos, la secuencia lacustre para la porción central de la subcuenca hasta una profundidad de 122 m en las que ha identificado principalmente intercalaciones de arcillas y limos de distintas granulometrías.

En este estudio se tomaron como valores de referencia el número de unidades litológicas y sus espesores según el corte geológico correspondiente a la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic (Figura 1.4) propuesta inicialmente por Chateau et al. (1994); los valores de onda compresional " $\alpha$ " obtenidos por Benhumea y Vázquez (1988) de estudios sísmicos de refracción en zona y los valores de densidad " $\rho$ " obtenidos de las perforaciones de PEMEX para realizar el modelado directo de cocientes espectrales H/V (ver capítulo 5).

## 2. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se describen brevemente la técnica de cocientes espectrales H/V y la teoría de campos difusos. Esta última ofrece una nueva interpretación de la técnica de cocientes espectrales H/V.

### 2.1 Técnica de cocientes espectrales H/V

La técnica de cocientes espectrales H/V fue propuesta por Nagoshi e Iragashi en 1971 [Parolai y Galiana-Merino, 2006; Bonnefoy-Claudet et al., 2008]; pero no fue sino hasta la publicación de los trabajos de Nakamura en 1989 que comenzó a popularizarse en Europa y EUA. En dichos trabajos, Nakamura aplicó la técnica H/V a microtremores y argumentó que ésta permite identificar la frecuencia de resonancia o periodo fundamental del sitio estudiado [Atakan, 2009], pero no su grado de amplificación [Franklin et al., 2006; Sánchez-Sesma et al., 2011a]. Desde entonces esta técnica se ha implementado en estudios de geotecnia y riesgo sísmico debido a su aplicabilidad, enfoque sencillo y bajo costo, principalmente en países en desarrollo con moderada y alta sismicidad [Atakan, 2009].

Actualmente, la técnica H/V ha sido extendida a lo que se conoce como vibraciones ambientales o ruido sísmico ambiental, el cual se define comúnmente como la superposición de las vibraciones del suelo producidas por fuentes naturales y/o artificiales [Franklin et al., 2006]. La técnica consiste básicamente en realizar el cociente entre el espectro de amplitud de Fourier de las componentes horizontales y el vertical de los registros de vibraciones ambientales obtenidos en un solo sitio [Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Atakan, 2009].

Las bases teóricas de la técnica de cocientes espectrales H/V aún hoy en día son tema de discusión [Atakan, 2009], convirtiéndolo en uno de los temas más controvertidos en sismología. Esto se debe en gran medida a la existencia de elementos que no han sido establecidos con certeza, algunos de estos elementos son: (1) la naturaleza y composición del campo de onda responsable de las vibraciones ambientales, el cual depende de las fuentes que generan dichas vibraciones y de las estructuras localizadas en el subsuelo [SESAME, 2015]; y (2) la distribución de energía en el campo de onda incidente en relación a los diferentes tipos de ondas elásticas involucradas (P, SV, SH, Rayleigh y Love) [ver Sánchez-Sesma et al., 2008; Perton et al., 2009] y del efecto que estas ondas tienen sobre la forma del cociente espectral H/V [SESAME, 2015]. Estos aspectos han motivado el estudio de las vibraciones ambientales o ruido sísmico ambiental bajo diferentes teorías y métodos de análisis, los cuales han contribuido de manera significativa y sustancial a la comprensión del ruido y su origen y por lo tanto se ha ampliado de manera importante el campo de aplicaciones (exploración geofísica, geotecnia, sismología, etc.).

En la actualidad existen diferentes métodos de análisis para la relación espectral H/V. Por ejemplo, se ha considerado que las vibraciones ambientales se componen principalmente de ondas superficiales. De hecho, el cociente espectral H/V se ha relacionado con la elipticidad de ondas Rayleigh [Lermo y Chávez-García, 1993; Malischewsky y Scherbaum, 2004; Hobiger et al., 2009]. Sin embargo, cuando las ondas Rayleigh y Love llegan de diferentes direcciones el significado físico de la elipticidad no es claro [Sánchez-Sesma et al., 2011a]. Algunos autores exponen que son ondas de cuerpo las que dominan el entorno del máximo del cociente espectral H/V [Nakamura, 2000, Bonnefoy-Claudet et al., 2008].

## **2.2 Teoría de campos difusos**

En la tierra el medio es heterogéneo y las vibraciones ambientales son ondas sísmicas producto de la difracción múltiple (scattering). Debido a esto la densidad de energía presenta un comportamiento diferente al esperado en un medio homogéneo, y el campo difuso producto de la difracción permite definir el medio por el cual se propagaron las ondas. Para esto, el régimen difuso se obtiene asumiendo que el medio está “iluminado” de forma homogénea y que el campo de onda resultante contiene la energía equiparticionada. Es decir, las ondas P, SV, SH, Rayleigh y

Love arriban a un sitio dado desde diferentes direcciones, muestreando más o menos de manera uniforme el medio alrededor de la estación de registro [Sánchez-Sesma et al., 2008]. Bajo esta circunstancia se ha establecido que para un medio elástico, heterogéneo e isótropo el promedio de las correlaciones cruzadas de los registros de vibraciones ambientales, en el dominio de la frecuencia, es proporcional a la parte imaginaria de la función de Green de la respuesta en el sitio de interés. Esto también es válido para la autocorrelación de vibraciones, cuando la fuente y el receptor se hacen coincidir en un mismo sitio. En este caso, ha sido demostrado que la densidad de energía en un campo difuso es proporcional a la traza de la parte imaginaria del tensor de Green en la fuente [Sánchez-Sesma et al., 2008]. En consecuencia, la teoría de campos difusos en medios elásticos establece la proporcionalidad entre la densidad de energía y la función de Green en la fuente, esto permite calcular el cociente espectral H/V en términos de la parte imaginaria del tensor de Green, el cual refleja las características y propiedades intrínsecas del medio estratificado tales como espesores, velocidades y densidad [Sánchez-Sesma et al., 2011a]. Esta teoría ha sido probada con excelentes resultados en experimentos teóricos y prácticos utilizando registros de sismos y ruido sísmico ambiental [ver Matsushima et al., 2011; Sánchez-Sesma et al 2011a, 2011b].

En este trabajo se ha considerado que el campo de vibraciones ambientales tiene un comportamiento difusivo y que además contienen todo tipo de ondas elásticas. Por lo tanto las relaciones entre los conceptos de correlación y autocorrelación de movimientos sísmicos con la función de Green, así como la relación entre la parte imaginaria de la función de Green y la densidad de energía se describen a continuación.

Se ha demostrado que si se establece un vector de campo de desplazamientos  $u_i(x, \omega)$ , equiparticionado y armónico, dentro de un medio elástico en 3D, entonces el promedio de las correlaciones cruzadas de los movimientos en los puntos  $x_A$  y  $x_B$  en dicho medio, se pueden obtener a partir de la expresión (2.1) [Sánchez-Sesma et al., 2008]:

$$\langle u_i(x_A, \omega) u_j^*(x_B, \omega) \rangle = -2\pi E_S k^{-3} \text{Im}[G_{ij}(x_A, x_B, \omega)] \dots \dots \dots (2.1)$$

En donde  $G_{ij}(x_A, x_B, \omega)$  es la función de Green,  $x_A$  es el desplazamiento en la dirección  $i$  provocado por una fuerza armónica unitaria que actúa en  $x_B$  en la dirección  $j$ ,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $k$  es el número de onda de corte y  $E_S$  es la densidad promedio de la energía de ondas de corte, la cual puede ser interpretada como una medida de la iluminación difusa. Los corchetes angulares denotan el promedio azimutal y (\*) el elemento complejo conjugado correspondiente. La expresión (2.1) descrita anteriormente, se obtiene analíticamente a partir del teorema de representación del tipo correlación y su obtención en detalle se puede consultar en el Anexo I “Recuperación de la función de Green mediante correlaciones” ubicado al final de este trabajo.

De acuerdo con Sánchez-Sesma et al. (2008), la densidad de energía en  $x_A$  se puede obtener si se reescribe la ecuación (2.1) asumiendo que  $x_A = x_B$ .

$$E(x_A) = \rho\omega^2 \langle u_m(x_A) u_m^*(x_A) \rangle = -2\pi\mu E_S k^{-1} \text{Im}[G_{mm}(x_A, x_A)] \dots \dots \dots (2.2)$$

Donde  $\rho$  es la densidad de masa,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $\mu$  es el modulo de corte,  $E_S$  es el promedio de densidad de energía asociado a ondas S y  $k$  es el numero de onda de corte. Esta densidad de energía es proporcional a la traza de la parte imaginaria del tensor de Green, para una fuente y un receptor localizados en el mismo sitio. La parte imaginaria representa la potencia inyectada por una fuerza armónica unitaria. Esta cantidad revela tanto la energía que se irradia como la que regresa a la fuente. De acuerdo con Perton et al. (2009)  $E(x_A)$  se puede escribir como  $E_{mm}(x)$  y representa la densidad de energía direccional (DED) a lo largo de la dirección  $m$  [Sánchez-Sesma et al., 2011a].

Hasta aquí, solo se ha descrito la proporcionalidad existente entre correlaciones y autocorrelaciones de movimientos con la función de Green, así como su relación con la densidad de energía. Sin embargo, las expresiones (2.1) y (2.2) son consecuencia de un campo de onda “equiparticionado”. La equipartición de la energía, es pieza fundamental en la teoría de campos difusos, ya que muestra la distribución de energía en el campo de onda de acuerdo con el tipo de onda, polarización y grados de libertad que se tienen.

Dentro de la teoría de campos difusos para medios elásticos, un “estado” suele ser definido como una configuración de onda independiente. Se puede hablar ya sea de las componentes (horizontal y vertical, en donde cada una toma la mitad de la energía) o de los tipos de onda (longitudinales y transversales, en donde la energía se comparte de acuerdo con sus respectivas

velocidades de onda). En un espacio 2D se tienen dos componentes (cada una toma la mitad de la energía), así como dos posibles configuraciones de onda, las P y la polarización SV de ondas S. Para un espacio 3D se tienen tres direcciones ortogonales (cada una toma un tercio de la energía) y se tienen tres tipos de onda (P y las polarizaciones SH y SV de ondas S) [Sánchez-Sesma et al., 2008].

La equipartición de la energía de la propagación de ondas elásticas usualmente se describe en términos de la polarización de las ondas y sus velocidades de propagación. La equipartición implica que la energía disponible, en el espacio de fase, está distribuida en proporciones fijas, entre todos los posibles “estados” [Pertone et al., 2009]. Una proporción fija implica que la contribución relativa de ondas P y S, a la energía total, se estabiliza de acuerdo a un cociente de energías ( $E^S/E^P$ ) constante, el cual es independiente del proceso de difracción [Ryzhik et al., 1996].

Weaver (1982) ha establecido mediante un conteo de modos de vibración, que para un medio elástico, homogéneo e infinito en 3D cada tipo de onda comparte la densidad de energía disponible de acuerdo con la siguiente expresión [Pertone et al., 2009]:

$$\frac{E^S}{E^P} = \frac{2\alpha^3}{\beta^3} \dots \dots \dots (2.3)$$

Mientras que para un medio elástico, homogéneo e infinito en 2D la densidad de energía se ha obtenido mediante la incidencia de ondas planas y solo toma en cuenta la polarización SV de las ondas S, por lo que el cociente de densidad de energía está dado por la siguiente expresión [Sánchez-Sesma et al., 2008]:

$$\frac{E^S}{E^P} = \frac{\alpha^2}{\beta^2} \dots \dots \dots (2.4)$$

En ambos casos 3D y 2D,  $E^P$  es la densidad de energía longitudinal o de “ondas P”,  $E^S$  es la densidad de energía de corte o de “ondas S”, y  $\alpha$  y  $\beta$  son las velocidades de propagación para las ondas longitudinales y transversales, respectivamente.

La recuperación exacta de la función de Green en un medio elástico, mediante correlaciones, requiere tanto de la iluminación isotrópica de ondas planas como la adecuada partición de energía entre los tipos de onda [**Perton et al., 2009**].

De forma alternativa, la difusión de un campo en un medio elástico se puede obtener a partir de la igualdad de energías y sus modos de vibración independientes [**Perton et al., 2009**]. Dicha aproximación es equivalente a lo anteriormente descrito en términos de los tipos de onda y sus velocidades de propagación, y representan las dos formas en las que ocurre la equipartición de la energía. Perton et al. (2009), han evaluado densidades de energía para ambos enfoques y han encontrado que estas densidades son iguales.

De acuerdo con Perton et al. (2009), el principio de equipartición de la energía para un medio elástico, homogéneo e infinito en 3D, desde el punto de vista de la distribución de densidades de energía en cada dirección o la partición determinada para cada tipo de onda (longitudinales y transversales) está dada por la siguiente expresión:

$$E = E_1 + E_2 + E_3 = E^P + E^{SV} + E^{SH} \dots \dots \dots (2.5)$$

De esta expresión se puede observar que para cada dirección o tipo de onda, se tiene la misma densidad de energía promedio, la cual corresponde a un tercio de la densidad de energía total.

Por otro lado, en presencia de una superficie libre, las particiones de energía resultan ser función de la frecuencia y la profundidad. Entonces, a partir de la ecuación (2.5) para el caso de un semi-espacio elástico, adicionando la densidad de energía superficial ( $E^R$ ) correspondiente a las ondas de Rayleigh resulta que las densidades de energía son dependientes de la profundidad [**Perton et al., (2009)**]. Por lo tanto la ecuación (2.5) se puede expresar como:

$$E = E_1 + E_2 + E_3 = E^P + E^{SV} + E^{SH} + E^R \dots \dots \dots (2.6)$$

Expresión que muestra la equipartición como la suma de las contribuciones parciales de cada componente de movimiento o de los diferentes tipos de onda [**Perton et al., 2009**]. Recientemente, se ha demostrado que la presencia de ondas Rayleigh induce fluctuaciones de energía, en espacio y frecuencia, cerca de la superficie libre [**Sánchez-Sesma et al., 2008**].

Resultados obtenidos a partir de la ecuación (2.6) han sido ilustrados gráficamente (Figura 2.1), evaluando las densidades de energía para un sólido de Poisson ( $\lambda = \mu \quad \nu = 0.25$ ).

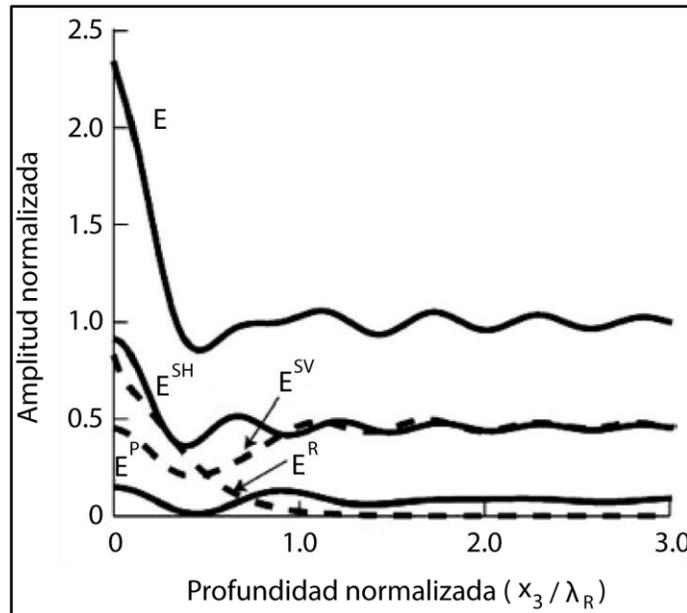


Figura 2.1: Densidades de energía para la incidencia de ondas P, SV, SH y Rayleigh contra la profundidad normalizada con respecto a la longitud de ondas Rayleigh ( $x_3/\lambda_R$ ) de acuerdo con la ecuación (2.6). Las ondas SV y Rayleigh se muestran con línea discontinua (**Modificada de Perton et al., 2009**).

La gráfica (Figura 2.1) muestra las densidades de energía para cada tipo de onda incidente y su suma contra la profundidad normalizada ( $x_3/\lambda_R$ ), donde  $\lambda_R$  es longitud de ondas Rayleigh. En esta Figura (2.1) también se observa que para un campo difuso las ondas SH y Rayleigh toman la mayor parte de la energía, mientras que las ondas P y SV pierden un poco de su energía cerca de la superficie. Este efecto de superficie libre tiende a desaparecer a una profundidad igual a la longitud de ondas Rayleigh [**Perton et al., 2009**].

De forma similar, las densidades de energía pueden ser asociadas, con las tres direcciones ortogonales, esto se ilustra nuevamente para un sólido de Poisson ( $\lambda = \mu \quad \nu = 0.25$ ), en la Figura 2.2 se muestra su suma contra la profundidad normalizada ( $x_3/\lambda_R$ ). En esta Figura se observa que las curvas  $E_1$  y  $E_2$  son iguales. En la superficie libre los valores para  $E_1$  y  $E_3$  son

muy cercanos. Mientras que  $E_1$  y  $E_2$  tienen su máximo en la superficie libre,  $E_3$  exhibe un pico a una profundidad de  $\lambda_R/6$  [Perton et al., 2009].

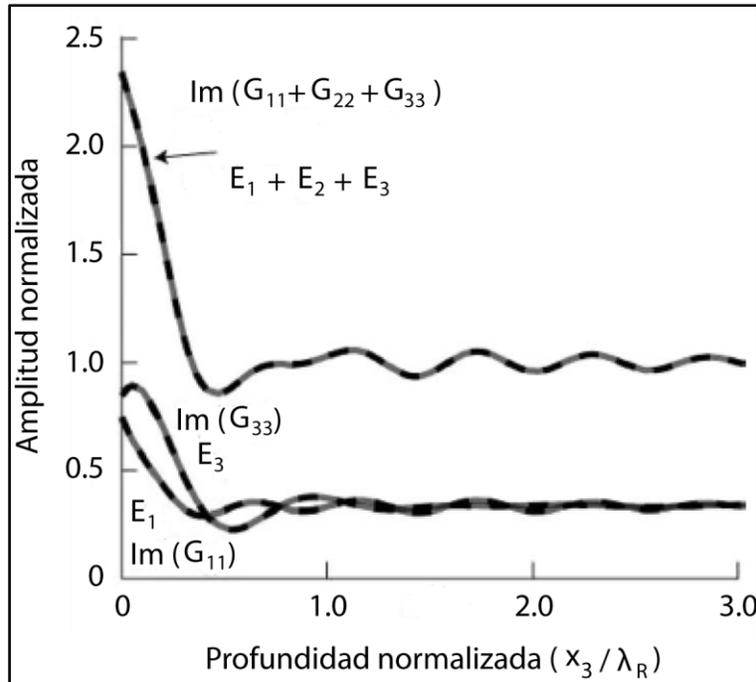


Figura 2.2. Densidades de energía para las tres direcciones ortogonales contra la profundidad normalizada ( $x_3/\lambda_R$ ) de acuerdo con la ecuación (2.6). Las amplitudes están normalizadas con respecto de la densidad de energía en profundidad. Las líneas grises representan las partes imaginarias de la función de Green en la fuente (Modificada de Perton et al., 2009).

De acuerdo con Perton et al. (2009), el cálculo de la densidad de energía para un semi-espacio de Poisson ha permitido determinar que el cociente de energías horizontal sobre vertical se estabiliza a un valor constante:

$$\frac{E_H}{E_V} = \frac{(E_1 + E_2)}{E_3} \approx 1.76 \dots \dots \dots (2.7)$$

Los resultados anteriormente descritos para medios elásticos y homogéneos, muestran las dos formas en las que puede ocurrir la equipartición de la energía.

### 2.3 Cociente espectral H/V en campos difusos

Ya se ha mostrado que la densidad de energía teórica en un medio elástico, homogéneo e isótropo en 3D, bajo un régimen difuso, se puede obtener mediante la expresión (2.2) de autocorrelación. De acuerdo con lo anterior, el cociente espectral H/V se puede reescribir en términos de la densidad de energía, como se muestra a continuación en la expresión (2.8):

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{E_1(x, \omega) + E_2(x, \omega)}{E_3(x, \omega)}} \dots \dots \dots (2.8)$$

Donde  $E_1$ ,  $E_2$  y  $E_3$  son las densidades de energía direccional (DED) y los subíndices 1, 2 y 3 hacen referencia a los grados de libertad horizontales y vertical respectivamente, esta definición ha sido propuesta por Arai y Tokimatsu (2004) [**Matsushima et al., 2011; Sánchez-Sesma et al., 2011a**].

Ya que hemos asumido que las vibraciones ambientales constituyen un campo difuso. Entonces, las densidades espectrales promedio pueden ser consideradas como densidades de energía direccional (DED). Por lo tanto, podemos establecer la conexión entre las densidades promedio de energía normalizadas de un campo difuso con la parte imaginaria de la función de Green en la fuente [**Sánchez-sesma et al., 2011a**]. De las ecuaciones (2.2) y (2.8) podemos escribir el cociente espectral H/V, como:

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\text{Im}[G_{11}(x, x, \omega)] + \text{Im}[G_{22}(x, x, \omega)]}{\text{Im}[G_{33}(x, x, \omega)]}} \dots \dots \dots (2.9)$$

Donde,  $\text{Im}[G_{mm}]$  representa a los elementos de la diagonal principal de la parte imaginaria del tensor de Green. La ecuación (2.9) permite relacionar mediciones tomadas en campo con la función de Green, la cual es una propiedad intrínseca del medio.

# 3. ADQUISICIÓN DE DATOS

En este capítulo se describe el trabajo realizado durante la campaña de campo. Esta comprende el diseño del arreglo de puntos de muestreo de vibraciones ambientales, la instrumentación y los procedimientos de campo empleados.

## 3.1 Campaña de adquisición

En la etapa previa a la adquisición de datos se diseñó la campaña de exploración en la cual mediante Google Earth se diseñaron dos mallas de puntos de vibración, equiespaciadas a 250 y 500 m. El objetivo de la malla a 250 m fue el de dar una mejor definición al sector norte de la zona, en donde se estima que el espesor para el depósito vulcano-sedimentario puede ser mayor a 300 m, mientras que el de la malla a 500 m fue el de cubrir de manera uniforme toda la zona. El área de estudio se localiza sobre el ejido de Santiago Tulyehualco entre los límites del Estado de México y el Distrito Federal (Figura 3.1).

Durante la etapa de adquisición de datos del proyecto se tuvo la participación de Large Lakes Observatory, UMN (EUA) y del Instituto de Geofísica de la UNAM. La recolección de vibraciones ambientales se realizó en dos campañas durante los meses de junio y julio de 2012.

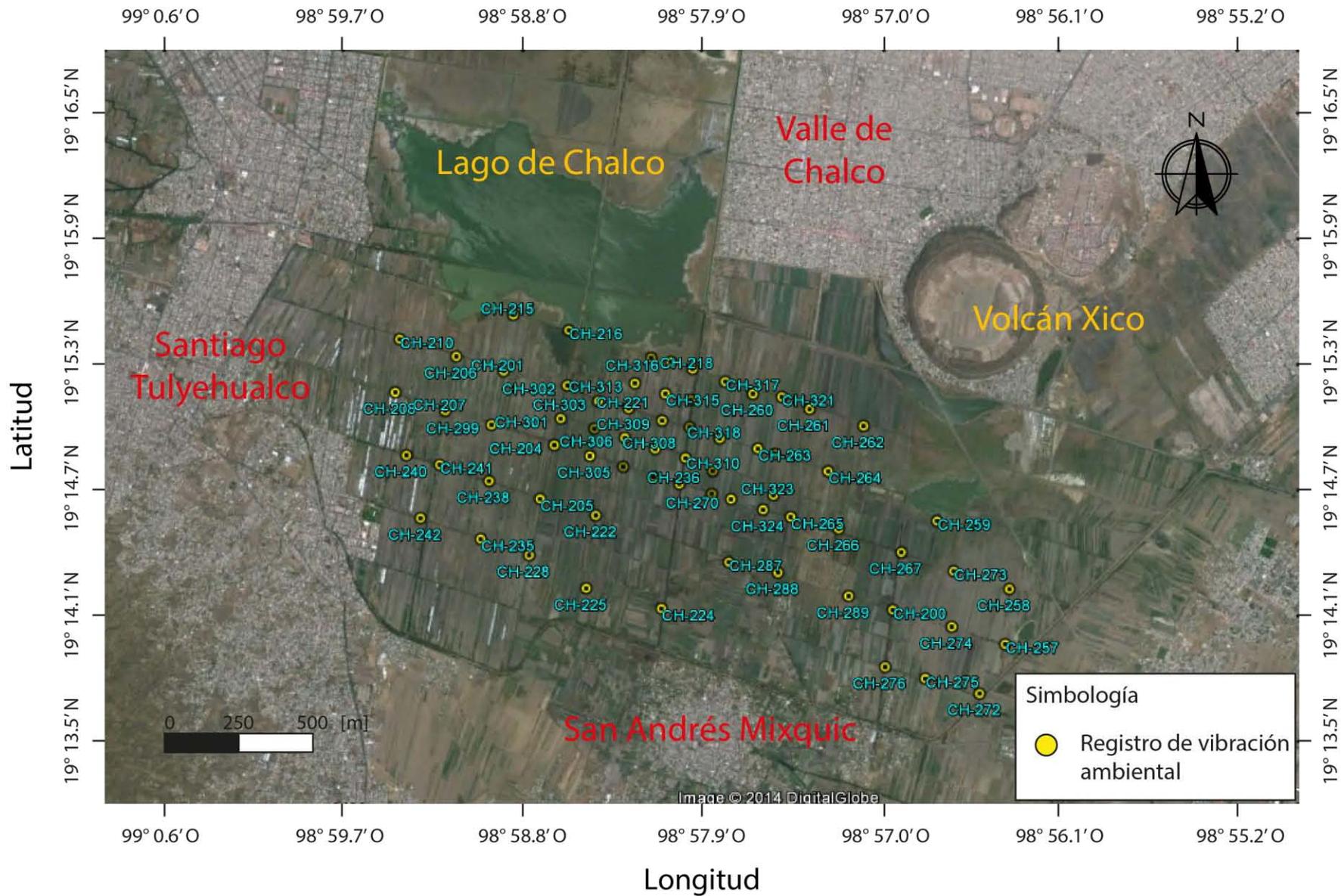


Figura 3.1: Mapa que muestra la distribución de los sitios de registro de vibración ambiental sobre el ejido de Santiago Tulyehualco, los círculos en color amarillo representan los sitios de medición.

El ejido de Santiago Tulyehualco es una zona que se caracteriza por tener condiciones de ruido artificial de alta frecuencia, debido a que se localiza dentro de una zona urbana. Es propiamente un área destinada a la agricultura, donde las fuentes de ruido consisten principalmente en tránsito de personas, ganado y vehículos (Figura 3.2), además del funcionamiento de sistemas de riego en determinados lugares. Estas condiciones de ruido artificial fueron observadas en campañas piloto de reconocimiento que nos permitieron elegir la longitud de registro (30 minutos) y muestreo adecuados (128 Hz) para el presente estudio. Durante esta campaña de adquisición también se tuvieron eventualmente fuentes de ruido natural, las cuales fueron de carácter atmosférico tales como viento y lluvia moderada.



Figura 3.2: La operación de tractores y el tránsito de ganado son algunas de las fuentes de ruido de alta frecuencia que comúnmente se encuentran dentro del ejido de Santiago Tulyehualco.

### 3.2 Instrumentación

Para la localización espacial de los puntos en donde se llevaron a cabo los registros de vibraciones ambientales se utilizó un GPS de la marca GARMIN modelo GPSMap®76 y como sistema de referencia de estas posiciones se utilizó el datum WGS84, durante la localización de los sitios se procuró un error de posicionamiento de hasta 3 metros indicados por el propio instrumento de posicionamiento GPS.

Los registros de vibración fueron grabados con un sismógrafo de la marca Micromed S.P.A (Figura 3.3). Este dispositivo cuenta internamente con tres velocímetros electrodinámicos ortogonales de alta resolución. Su memoria interna es de 1 GB, el rango de frecuencia de sus sensores es de 0.1-300 Hz, sus dimensiones son de 10 x 14 x 8 (espesor) cm y su peso es de 1 kg [TROMINO, 2015]. Durante la adquisición de datos la energía es suministrada al dispositivo a través de dos baterías alcalinas AA de 1.5 V<sub>DC</sub>. Los registros adquiridos se hicieron a una tasa de muestreo de 128 Hz y una duración de 30 minutos.



Figura 3.3: Equipo de registro Tromino® y GPS con los que se llevo a cabo la adquisición de datos sobre el ejido de Santiago Tulyehualco.

### 3.3 Procedimientos de Campo

El total de puntos de muestro en el área de estudio fue de 68 (un solo registro por sitio), divididos en dos mallas equiespaciadas a 250 y 500 m (Figura 3.1). La adquisición de datos consistió en: (1) Ubicación del sitio de medición; (2) orientación del instrumento de medición con dirección al norte geográfico; (3) nivelación y acoplamiento del equipo al suelo; (4) configuración del equipo; (5) estabilización del equipo (10 segundos); (6) toma de medición y (7) traslado al siguiente punto de medición.

# 4. PROCESAMIENTO DE DATOS

En este capítulo se describe el procesamiento y análisis de los registros de vibraciones ambientales recolectados en el área de estudio (68 estaciones), se describe el software que se utilizó y los criterios para la obtención de los cocientes espectrales.

## 4.1 Cálculo de cocientes espectrales

En este estudio, el procesamiento de las vibraciones ambientales se realizó con GEOPSY que es software de código abierto desarrollado a partir del proyecto europeo SESAME (Site Effects assessment using **AM**biEnt **E**xcitations) [GEOPSY, 2014] y diseñado principalmente para la investigación y aplicaciones geofísicas relacionadas con vibraciones ambientales. Sin embargo, progresivamente se han incluido a este software técnicas convencionales tales como: MASW, SPAC y refracción, con el objetivo de ofrecer una plataforma integral, libre y de alta calidad para el procesamiento y análisis de señales sísmicas, obtenidas en una sola estación o mediante un arreglo de dispositivos.

Dado el número de estaciones de registro realizadas en el área de estudio, el procedimiento para la obtención de los cocientes espectrales H/V, se ilustra con algunos ejemplos representativos de la zona. Para esto, se hizo una selección de aquellos en los que se identificaron las frecuencias más bajas y más altas en nuestro estudio. Sin embargo, los espectros de amplitud correspondientes a todos los registros de medición, se pueden consultar en el Anexo III “Cocientes espectrales H/V y modelado directo”.

El procedimiento para obtener los cocientes espectrales H/V consistió de cuatro etapas, que se describen a continuación.

### 1. Registro de vibraciones ambientales de tres componentes (N-S, E-W y vertical).

Como ya se ha mencionado los registros de vibraciones ambientales se obtuvieron con el sismógrafo Tromino®; este dispositivo cuenta con un formato propio para la información de salida, así como su propio software para el procesamiento de señales. Por lo anterior, los datos se migraron al formato compatible con GEOPSY, la Figura 4.1 ilustra el registro ya cargado en el programa GEOPSY.

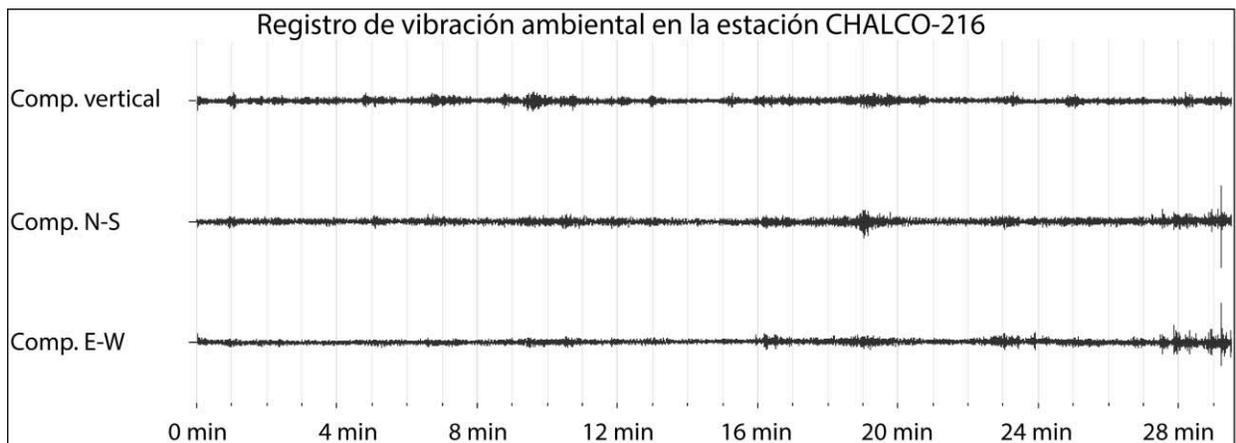


Figura 4.1: Componentes N-S, E-W y vertical del registro de vibraciones ambientales correspondiente a la estación CHALCO-216, cargadas y visualizadas con GEOPSY.

### 2. Descomposición de la señal en ventanas de tiempo

La herramienta H/V de GEOPSY calcula los cocientes espectrales H/V para los registros de ruido ambiental dividiendo el registro en ventanas. Estas ventanas de tiempo pueden tener una longitud fija o variable a lo largo del registro. Por lo tanto, el número de ventanas empleadas durante el cálculo del cociente espectral H/V está en función de la máxima longitud del registro y la longitud elegida de las ventanas. En este estudio se consideraron ventanas con una longitud fija de 40 segundos (Figura 4.2), un traslape entre ellas de 30 % y filtradas con un “cosine taper” de 5%. Considerando la longitud de los registros (30 minutos), la frecuencia a la que fueron

muestreados (128 Hz) y la resolución mínima del instrumento (0.1 Hz), se pueden recuperar periodos de hasta 10 segundos y frecuencias de hasta 64 Hz, aplicando la técnica de cocientes espectrales. Un ejemplo del número de ventanas utilizadas en el cálculo de los espectros de amplitud se muestra en la Figura 4.2. El número de ventanas utilizadas en el cálculo de los espectros de amplitud para cada sitio de registro se muestra en el Anexo II “Resumen de frecuencias, periodos y amplitudes” localizado al final de ese trabajo.

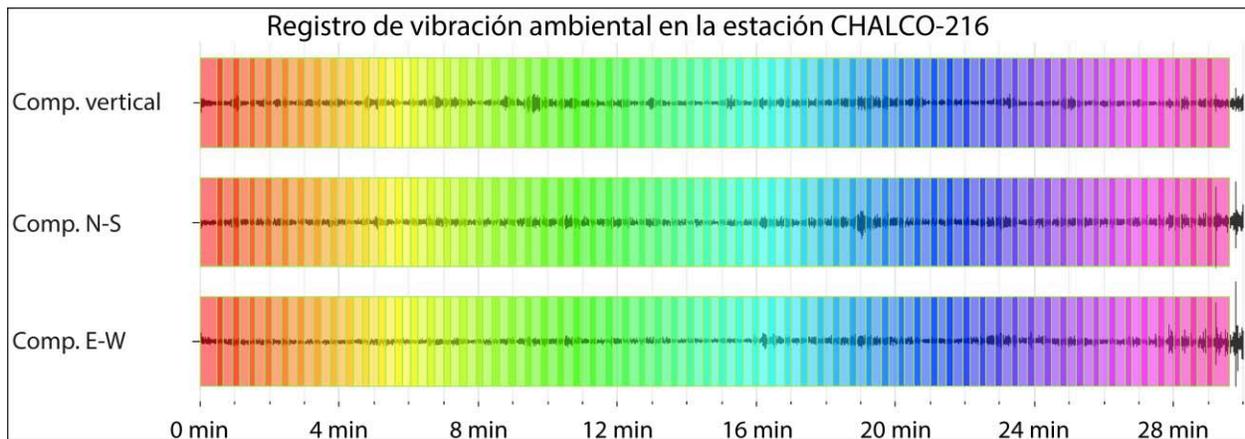


Figura 4.2: Ventanas de tiempo de 40 s con un traslape de 30% para la estación de registro CHALCO-216, durante el procesamiento de los registros de vibraciones ambientales la longitud de estas ventanas fue fija. Cada ventana de tiempo es identificada con un color durante el cálculo del cociente espectral H/V.

### 3. Obtención de los cocientes espectrales H/V

Los cocientes espectrales H/V correspondientes a los 68 sitios de registro se calcularon para un rango de frecuencia de 0.1-10 Hz. El espectro de amplitud de Fourier correspondiente a cada ventana de tiempo se suavizo con la función logarítmica Konno y Ohmachi, utilizando un valor constante de 40 Hz para el ancho de banda.

El suavizado de Konno y Ohmachi está definido por la siguiente expresión:

$$f_{K-o} = \left[ \frac{\sin \left( \log_{10} \left( \frac{f}{f_c} \right)^b \right)}{\log_{10} \left( \frac{f}{f_c} \right)^b} \right]^4 \dots \dots \dots (4.1)$$

Donde  $f$  es la frecuencia,  $f_c$  es la frecuencia central (a la que se realiza el suavizado) y  $b$  es el coeficiente de ancho de banda. Es una función de ventana logarítmica que toma en cuenta la frecuencia central de máxima amplitud aplicando un coeficiente exponencial. El suavizado utiliza un ancho de banda constante en escala logarítmica y es controlado por una constante ( $b$ ) que puede tomar valores de 0 a 100, un valor de 0 proporciona un suavizado muy fuerte, mientras que un valor de 100 propicia un suavizado muy débil [GEOPSY, 2014].

En el cálculo del espectro de amplitud de la componente horizontal se utilizó la media cuadrática:

$$H(f) = \sqrt{\frac{N^2(f) + E^2(f)}{2}} \dots \dots \dots (4.2)$$

Cada cociente espectral H/V final y su desviación estándar asociada se obtuvo a través del promedio de los cocientes de todas las ventanas de tiempo ( $n$ ) como:

$$\left(\frac{H}{V}\right)_{final} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{H}{V}(f)_i}{n} \dots \dots \dots (4.3)$$

El espectro de amplitud correspondiente al sitio de registro CHALCO-219 para el cual se obtuvo una de las frecuencias más bajas de la zona de estudio se muestra en la Figura 4.4; y el espectro de amplitud correspondiente al sitio CHALCO-273 para las frecuencias más altas se presenta en la Figura 4.5. Se ha elegido ejemplificar los espectros de amplitud anteriores debido a que sus correspondientes valores de frecuencia de resonancia ( $f_0$ ), están relacionados respectivamente con el mínimo y máximo espesor del depósito vulcano-sedimentario. Esta relación se discutirá con detalle en el capítulo 6 “Análisis de Resultados”.

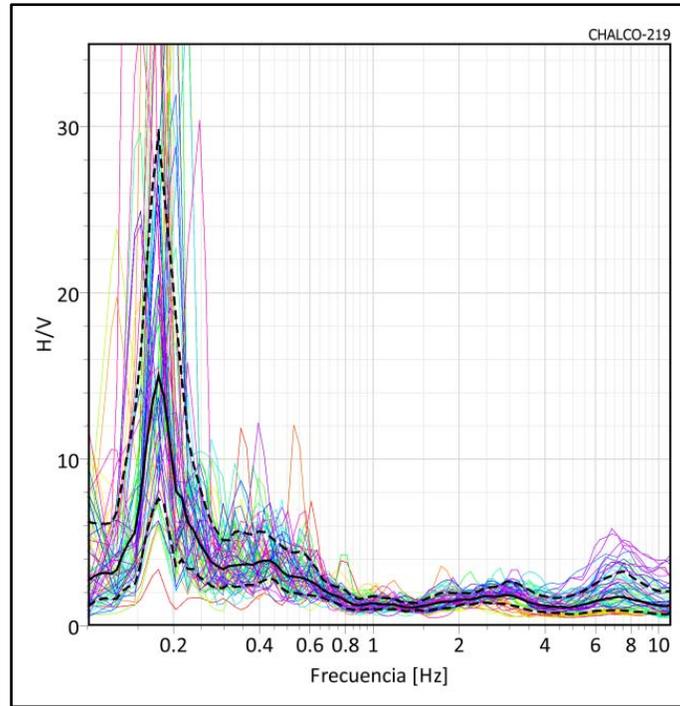


Figura 4.4: Cociente espectral H/V de baja frecuencia ( $f_0 < 0.2 \text{ Hz}$ ) correspondiente al sitio de registro CHALCO-219.

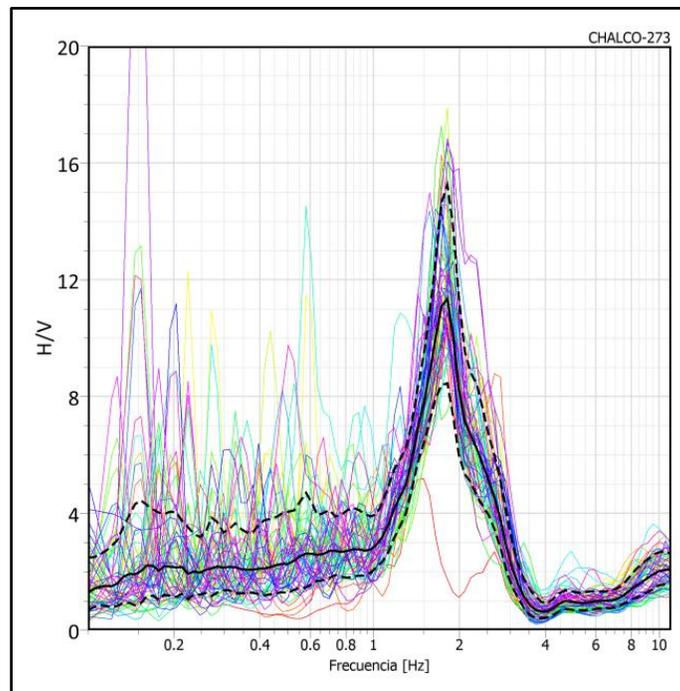


Figura 4.5: Cociente espectral H/V de alta frecuencia ( $f_0 > 1 \text{ Hz}$ ) correspondiente al sitio de registro CHALCO-273

Los cocientes espectrales H/V de todas las ventanas de tiempo utilizadas durante el cálculo del cociente espectral H/V promedio de los registros de ruido sísmico CHALCO-219 y CHALCO-273 se muestran con líneas de colores, mientras que el cociente H/V promedio se muestra con línea negra continua, las líneas discontinuas representan las desviaciones estándar máxima y mínima.

#### 4. Selección del cociente espectral H/V

Una vez calculado el espectro de amplitud para cada una de las ventanas de tiempo, se removieron de forma manual aquellas ventanas que se encuentran contaminadas por eventos transitorios asociados con fuentes urbanas específicas como el tránsito de personas y vehículos. El objetivo es contar, en el mejor de los casos, únicamente con la parte estacionaria del registro de vibraciones ambientales, lo que permite definir claramente la forma del cociente H/V y facilita significativamente la asignación de la frecuencia de resonancia del sitio de estudio. Nuevamente, esto se ejemplifica únicamente para los espectros de los sitios CHALCO-219 (Figura 4.6) y CHALCO-273 (Figura 4.7) para los cuales se identificaron bajas y altas frecuencias respectivamente.

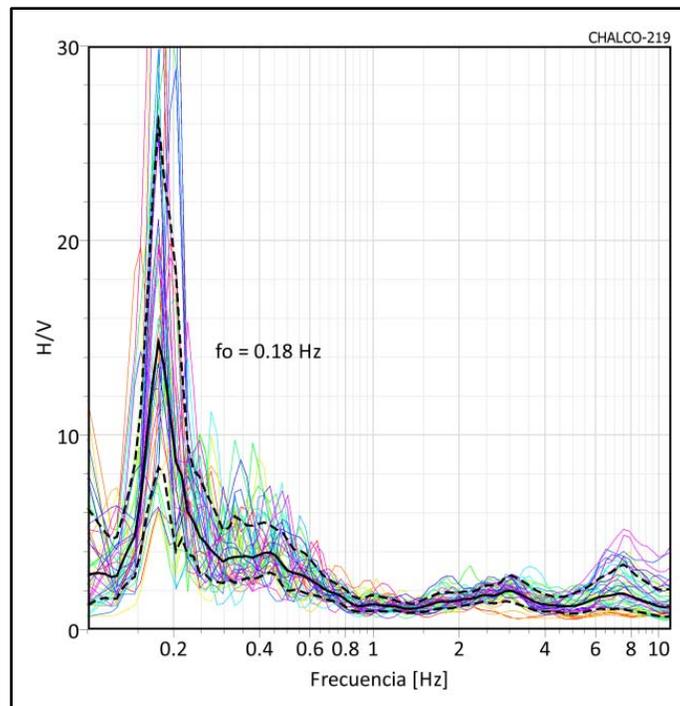


Figura 4.6: Cociente espectral H/V de baja frecuencia ( $f_0 < 0.2 \text{ Hz}$ ) mejorado para el sitio de registro CHALCO-219, en el cual se ha identificado una frecuencia de resonancia ( $f_0$ ) de 0.18 Hz.

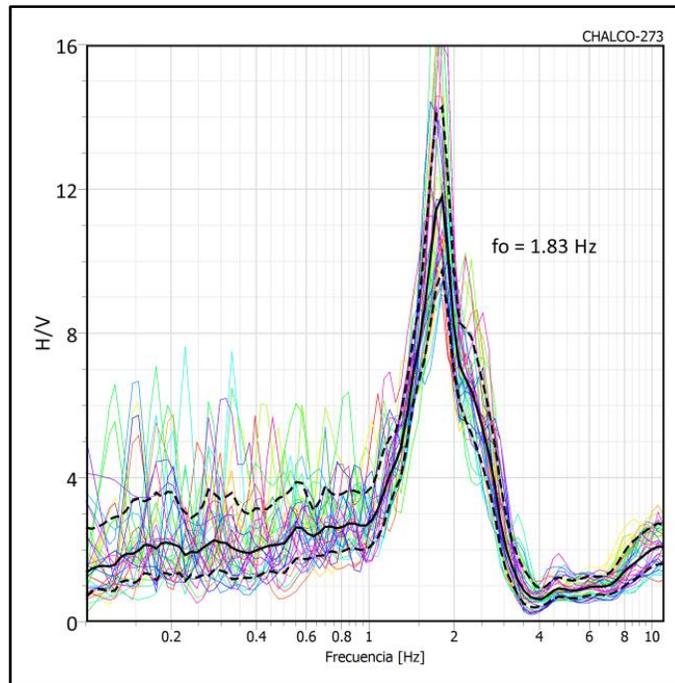


Figura 4.7: Cociente espectral H/V de alta frecuencia ( $f_0 > 1 \text{ Hz}$ ) mejorado para el sitio de registro CHALCO-273 en el cual se ha identificado una frecuencia de resonancia ( $f_0$ ) de 1.83 Hz.

Las frecuencias, periodos y amplitudes identificadas a partir del cálculo de los cocientes espectrales H/V de los 68 sitios de registro de vibraciones ambientales se pueden consultar en el Anexo II “Resumen de frecuencias, periodos y amplitudes”, mientras que los cocientes espectrales H/V correspondientes a cada uno de los sitio de registro se pueden observar en el Anexo III “Cocientes espectrales H/V y modelado directo”.

# 5. MODELADO DIRECTO

En este capítulo se describe el modelado directo de los cocientes espectrales H/V que se mostraron en el capítulo 4 “Procesamiento de datos” y Anexo III “Cocientes espectrales H/V y modelado directo”.

## 5.1 Generación de modelos iniciales

El modelado se realizó aceptando que en el área de estudio el campo de vibraciones ambientales resultante tiene un comportamiento difuso, según las consideraciones de la teoría de campos difusos, esto implica que por debajo de los puntos de medición se tiene una “iluminación” isótropa y equiparticionada de ondas elásticas. Tomando como punto de partida esta hipótesis, el modelado directo de los cocientes espectrales H/V, se realizó suponiendo un modelo de velocidad inicial con el cual se calculó el cociente espectral H/V teórico. Este cociente H/V teórico se comparó con el cociente H/V observado de los registros de vibración y se modificó el modelo de velocidad hasta ajustar las frecuencias dominantes de cada cociente H/V experimental. El programa usado es un código iterativo escrito en FORTRAN y lo llamaremos MDHVSS (modelado directo H/V de Sánchez-Sesma y colaboradores).

El código resuelve la ecuación (5.1) que calcula el cociente espectral H/V en términos de los elementos de la diagonal principal de la parte imaginaria del tensor de Green.

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\text{Im}[G_{11}(x, x, \omega)] + \text{Im}[G_{22}(x, x, \omega)]}{\text{Im}[G_{33}(x, x, \omega)]}} \dots \dots \dots (5.1)$$

De acuerdo con lo descrito en el capítulo 2, se puede establecer con base en el teorema de representación y el concepto de equipartición de la energía, para medios elásticos, que existe proporcionalidad entre la parte imaginaria de la función de Green y la correlación de los registros de vibraciones ambientales recolectados en dos estaciones distintas. Esta proporcionalidad también existe para la autocorrelación, cuando se hacen coincidir la fuente y el receptor en un medio elástico, éste último es nuestro caso ya que se tienen registros de vibraciones ambientales en puntos aislados de la superficie. Bajo esta circunstancia se ha establecido que la autorrelación mide la densidad de energía direccional (DED) en dicho punto, lo cual permite expresar el cociente H/V en términos de las densidades de energía y de la parte imaginaria del tensor de Green, como se expresa en la ecuación (5.1).

El código MDHVSS calcula el cociente espectral H/V teórico, para un modelo estratificado de capas planas sobre un semi-espacio (Figura 5.1). Este modelo se establece asignando el espesor "H" [m], la densidad " $\rho$ " [ $T/m^3$ ], la velocidad de onda de compresión " $\alpha$ " [m/s] y la velocidad de onda de corte " $\beta$ " [m/s] a cada una de las capas en el modelo inicial de velocidad. Con éste programa se obtiene el cociente espectral H/V teórico y permite corroborar la frecuencia característica ( $f_0$ ) de cada sitio de estudio de estudio.

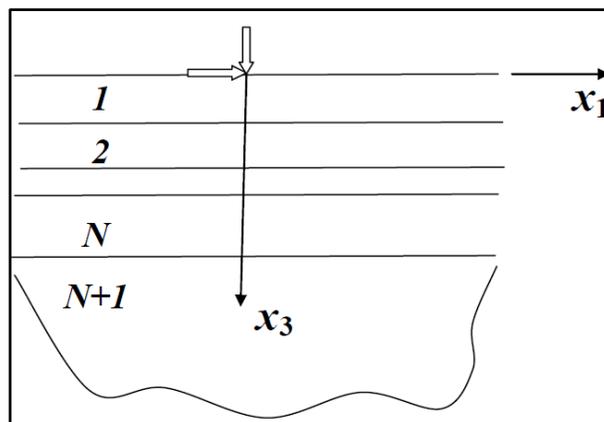


Figura 5.1: Modelo elástico estratificado de "N" capas (líneas rectas horizontales) sobre un semi-espacio delimitado por la línea curvada (Tomada de Sánchez-Sesma et al. 2011a).

El cálculo del cociente H/V en el código MDHVSS se realiza considerando tanto una carga puntual vertical como una horizontal, ambas ubicadas sobre la superficie libre del modelo teórico estratificado. La parte imaginaria del tensor de Green ( $G_{ij}$ ) en la fuente está dada por integrales en el número de onda radial, cuya solución numérica se realiza mediante el método de potenciales propuesto por Knopoff [Sánchez-Sesma et al., 2011a].

Se hicieron varias aproximaciones usando diferentes modelos iniciales. Éstos se construyeron de acuerdo con el número de unidades litológicas y espesores que se muestran en el corte geológico correspondiente a la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic (ver capítulo 1). Los valores de densidad fueron obtenidos a partir de la información del sondeo exploratorio Tulyehualco-I realizado por PEMEX en 1987. Los rangos de velocidad de onda de compresión “ $\alpha$ ” se tomaron de los estudios de refracción sísmica realizados por Benhumea y Vazquez (1987) en la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic. El rango de velocidad de onda de corte “ $\beta$ ” se estimó a partir de un experimento realizado en Texcoco [Sánchez-Sesma et al., 2011a], ya que esta zona presenta características geológicas similares a las del ejido de Santiago Tulyehualco. Los valores antes mencionados se muestran y resumen en la a Tabla (5.1).

<b>Unidad geológica</b>	<b>Espesor [m]</b>	<b>Velocidad “<math>\alpha</math>” [m/s]</b>	<b>Velocidad “<math>\beta</math>” [m/s]</b>	<b>Densidad [gr/cm<sup>3</sup>]</b>
<b>Arcillas lacustres</b>	100	250-1200	70	1.25
<b>Material volcánico granular</b>	200	1200-1500	---	1.85
<b>Basalto fracturado y sano</b>	500	2000-2200	1000	2.50

Tabla 5.1: Síntesis de parámetros utilizados en la generación de modelos iniciales estratificados.

El proceso de modelado directo se automatizó para optimizar el análisis de la base de datos de registros de vibraciones ambientales e involucró tres pasos: (1) la creación de un modelo elástico específico, mediante la asignación de espesores, densidades y velocidades de onda P y S para cada una de las capas que conforman el modelo estratificado; (2) el cálculo del cociente H/V teórico para dicho modelo y (3) la modificación iterativa de los parámetros del modelo teórico,

hasta alcanzar el mejor ajuste entre los espectros de amplitud H/V teóricos y experimentales, estos últimos calculados como se explicó en el capítulo 4.

Al igual que en el capítulo 4 “Procesamiento de datos” en este capítulo sólo se presentan los resultado del modelado directo para los espectros H/V más representativos de la zona de estudio, es decir, aquellos mediante los cuales se identificaron algunas de las frecuencias más bajas y más altas. Los resultados obtenidos del modelado directo de los 68 sitios de registro en la zona de estudio se pueden consultar en el Anexo III “Cocientes espectrales H/V y modelado directo”.

## 5.2 Ejemplos de modelado directo

El espectro H/V del sitio CHALCO-219 presenta uno de los valores de frecuencia de resonancia ( $f_0$ ) más bajos (0.18 Hz), este sitio se ubica al norte de la zona de estudio, como se muestra en la Figura 3.1 (ver capítulo 3). Los parámetros correspondientes al modelo de capas se muestran en la Tabla 5.2. El ajuste entre el cociente H/V teórico y experimental de este sitio se muestra en la Figura 5.2 y el comportamiento de las componentes imaginarias del tensor de Green se ilustran en la Figura 5.3.

Sitio: CHALCO-219 ( $f_0 = 0.18$ Hz)		Modelo estratigráfico de mejor ajuste			
Litología	Profundidad [m]	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
Arcillas lacustres	100	100	400	80	1.25
Material volcánico granular	300	200	1200	420	1.85
Basaltos sanos y fracturados	NA	500	3200	1000	2.55

Tabla 5.2: Modelo elástico estratificado propuesto para el sitio de registro de vibraciones ambientales CHALCO-219 (ver Figura 3.1).

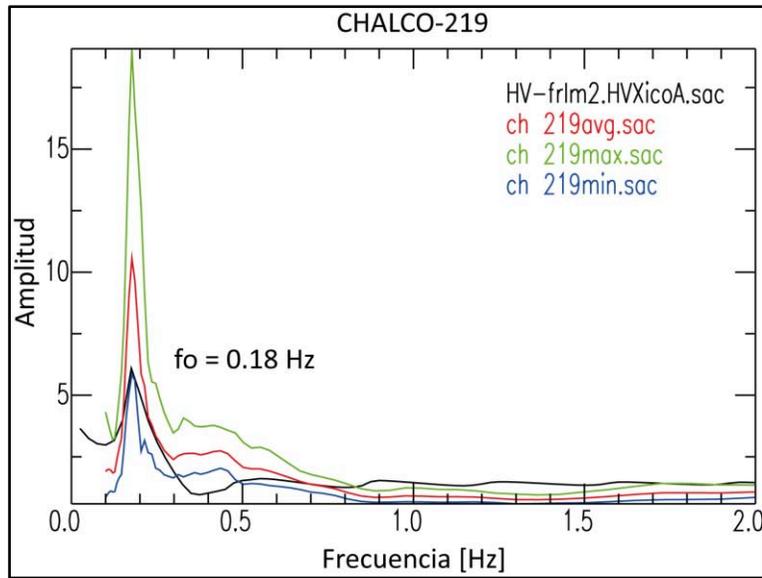


Figura 5.2: Comparación de los cocientes espectrales H/V experimental (línea roja) y teórico (línea negra) este último obtenido a partir del modelo teórico estratificado que se muestra en la Tabla 5.2. Los cocientes H/V correspondientes a la desviación estándar (+/-) del cociente H/V experimental se representan con línea verde y azul, respectivamente.

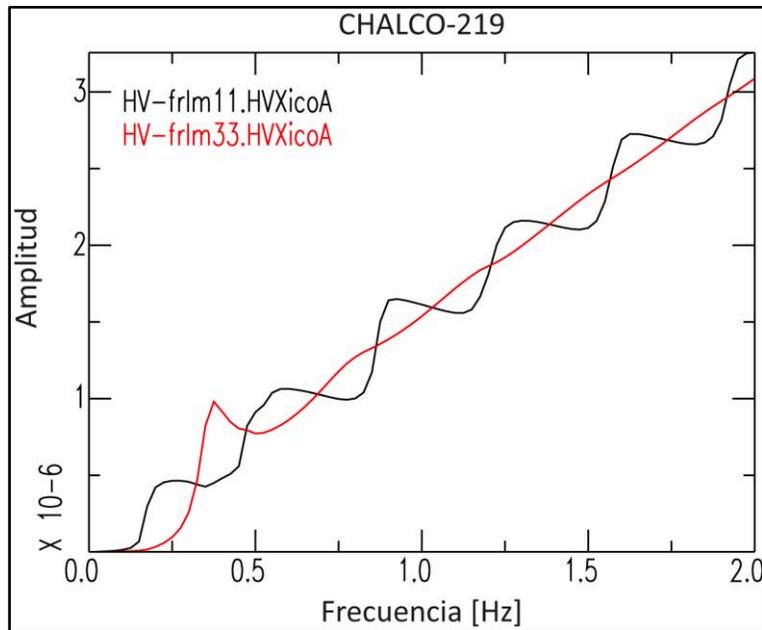


Figura 5.3: Comportamiento de la parte imaginaria del tensor de Green, en línea negra ( $\text{Im}G_{11}$ ) y en rojo ( $\text{Im}G_{33}$ ), para el modelo estratigráfico propuesto en la Tabla 5.2.

Una de las frecuencias de resonancia ( $f_0$ ) más altas se obtuvo en el sitio de registro CHALCO-273, el cual se encuentra ubicado en el sector sureste del área de estudio, como se muestra en la Figura 3.1 (ver capítulo 3). El modelado directo del espectro H/V de este sitio se obtuvo con el modelo estratigráfico que se presenta en la Tabla 5.3. El ajuste del cociente H/V teórico y experimental se muestra en la Figura 5.4. Las componentes imaginarias del tensor de Green se ilustran en la Figura 5.5.

<b>Sitio: CH-273</b> <b>(<math>f_0 = 1.83</math> Hz)</b>		<b>Modelo estratigráfico de mejor ajuste</b>			
<b>Litología</b>	<b>Profundidad [m]</b>	<b>Espesor [m]</b>	<b><math>\alpha</math> [m/s]</b>	<b><math>\beta</math> [m/s]</b>	<b>Densidad <math>\rho</math> [<math>T/m^3</math>]</b>
Arcillas lacustres	11	11	400	80	1.25
Material Volcánico Granular	21	10	1200	420	1.85
Basaltos fracturados	NA	500	3200	1000	2.55

Tabla 5.3: Modelo elástico estratificado propuesto para el sitio de registro de vibraciones ambientales CHALCO-273.

En el modelado directo de los cocientes espectrales H/V para los sitios CHALCO-219 ( $f_0 = 0.18$  Hz) y CHALCO-273 ( $f_0 = 1.83$  Hz), se puede apreciar que existe un buen ajuste (discrepancias  $< 0.1$  Hz) entre los máximos picos de frecuencia correspondientes a los cocientes H/V teórico (línea negra) y experimental (línea roja). Sin embargo, no tienen un buen ajuste en amplitud, lo cual podría estar relacionado con los contrastes de las propiedades utilizadas en los estratos que conforman el modelo teórico (espesor, velocidad de onda de corte y densidad). También se puede considerar que el desajuste en amplitud puede deberse a la manera en que se blanquearon los datos (ver capítulo 4) y a que el uso del suavizado Konno y Ohmachi modifica la amplitud original del espectro. En el caso de la amplitud es conveniente explorar sistemáticamente técnicas automáticas de blanqueo y criterios de normalización aplicados a diferentes longitudes de ventanas sobre el registro antes del cálculo del cociente espectral H/V, para ver si mejora el ajuste en amplitud. El modelado directo realizado para los 68 sitios de registro se puede observar en el Anexo III “Cocientes espectrales H/V y modelado directo”.

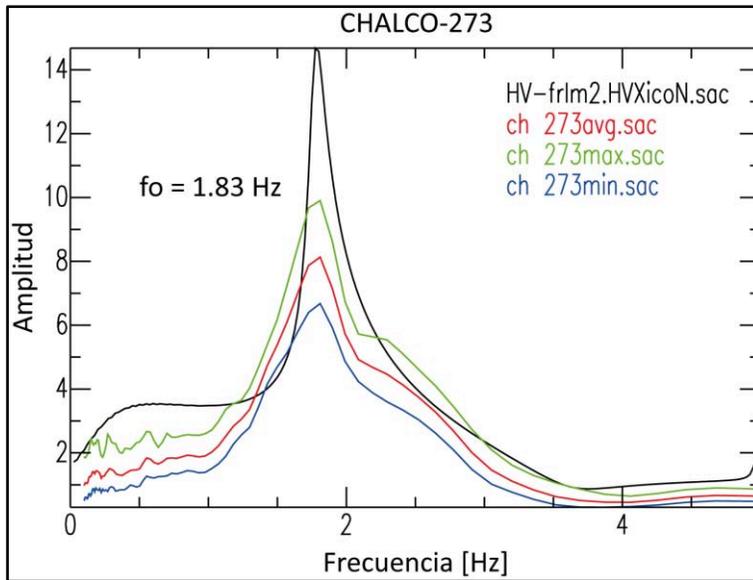


Figura 5.4: Comparación de los cocientes espectrales H/V experimental (línea roja) y teórico (línea negra) este último obtenido a partir del modelo teórico estratificado que se muestra en la Tabla 5.3. Los cocientes espectrales H/V correspondiente a la desviación estándar (+/-) del cociente H/V experimental se representan con línea verde y azul, respectivamente.

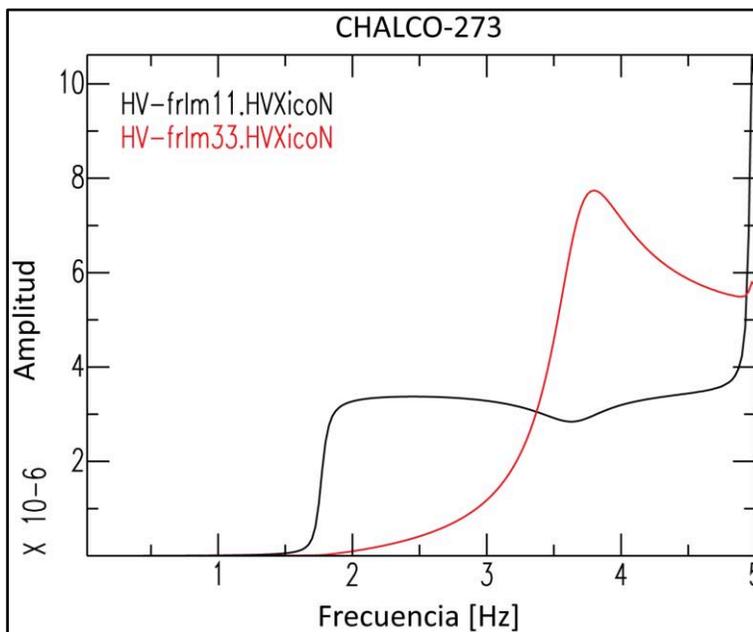


Figura 5.5: Comportamiento de la parte imaginaria del tensor de Green, en línea negra ( $\text{Im}G_{11}$ ) y en rojo ( $\text{Im}G_{33}$ ), para el modelo estratigráfico propuesto en la Tabla 5.3.

Bensen et al. (2006) sugiere aplicar algún criterio de “normalización temporal” para mejorar la contaminación (variaciones instrumentales, atmosféricas, etc.) de las señales de ruido no estacionario. Cupillard, y Capdeville, (2010) han demostrado que la correlación de señales de ruido sintético, tanto para una distribución de fuentes uniformes y no uniformes, que normalizaciones como 1-bit y blanqueamiento espectral son eficientes en la determinación de la atenuación intrínseca de un medio propuesto.

Con respecto a las componentes  $\text{Im}G_{11}$  e  $\text{Im}G_{33}$ , horizontal y vertical, del tensor de Green para el modelo teórico de mejor ajuste, en los sitios CHALCO-219 y CHALCO-273, se puede observar que  $\text{Im}G_{11}$  tiene un comportamiento escalonado, el cual está asociado a la resonancia de las “ondas S” [Sánchez-Sesma et al., 2011a]. Es posible apreciar que dicho comportamiento es afectado por altas frecuencias ( $f_0 > 1 \text{ Hz}$ ), las cuales están asociadas con espesores delgados en el modelo teórico estratificado, ya que el comportamiento de la componente  $\text{Im}G_{11}$  tarda en estabilizarse (Figura 5.5); mientras que a bajas frecuencias ( $f_0 < 1 \text{ Hz}$ ), asociadas a espesores de estratos grandes en el modelo teórico, el comportamiento escalonado de la componente  $\text{Im}G_{11}$  se estabiliza rápidamente (Figura 5.2).

Por otra parte, de acuerdo con Sánchez-Sesma et al. (2011a) el pico que exhibe la componente  $\text{Im}G_{33}$  en ambos sitios, CHALCO-219 y CHALCO-273, resulta de la interacción entre ondas P y S, el cual es dominado por la generación de ondas Rayleigh a altas frecuencias.

Durante el modelado directo de los registros de vibraciones ambientales fue posible observar que el modelado es poco sensible a los valores de velocidad de onda de compresión ( $\alpha$ ), mientras que los valores de los espesores ( $H$ ), velocidad de onda de corte ( $\beta$ ) y densidad ( $\rho$ ) son determinantes en el desplazamiento y forma de los cocientes espectrales H/V teóricos.

La distribución de los sitios de registro de vibraciones ambientales, junto con el modelado directo de los cocientes H/V de cada uno de los sitios de registro permitió obtener como resultado secciones de velocidad de onda de cortante “S” para la zona de estudio. Estas secciones se localizan en el capítulo 6 “Análisis de resultados”.

# 6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

En este capítulo se presenta los mapas de isofrecuencias y espesores obtenidos de la zona de estudio, así como su interpretación. Asimismo, se muestran las secciones geológicas elaboradas a partir del modelado directo de los cocientes espectrales H/V. En estas secciones se muestran los valores de espesor, densidad y velocidad de onda de corte correspondientes a cada una de las unidades litológicas que las conforman.

## 6.1 Mapa de isofrecuencias

Con base en las frecuencias de resonancia ( $f_0$ ) experimentales identificadas mediante la técnica del cociente espectral H/V de los 68 registros de vibración ambiental, recolectados en el ejido de Santiago Tulyehualco, se elaboró un mapa de isofrecuencias (Figura 6.1). Dicho mapa se obtuvo a partir de la interpolación de los valores de frecuencia de resonancia, utilizando el método de Kriging (Surfer v10.1), con el que es posible observar la distribución de frecuencias en el área de estudio.

De acuerdo con el mapa de isofrecuencias (Figura 6.1), las frecuencias en el área de estudio están distribuidas en tres zonas. La zona 1, está configurada por las frecuencias menores a 0.2 Hz, en la zona 2 están las frecuencias comprendidas entre 0.2 y 0.3 Hz, mientras que la zona 3 está definida por las frecuencias de resonancia mayores a 0.3 Hz. Estos intervalos de frecuencia están relacionados con las características geométricas y geotécnicas de la cuenca, ya que se ha demostrado que para un modelo simplificado de una cuenca (sedimentos sobre basamento), el espesor de sedimentos asociado a la frecuencia de resonancia ( $f_0$ ) se puede obtener a través de la ecuación (6.1) [Fäh et al., 2001; Franklin et al., 2006].

$$f_0 = \frac{\beta}{4H} \dots \dots \dots (6.1)$$

En donde, ( $H$ ) representa el espesor del paquete sedimentario y ( $\beta$ ) es la velocidad de onda de cortante "S". En este caso las variables  $f_0$  y  $H$  de la expresión (6.1) son inversamente proporcionales, en consecuencia, para valores de frecuencia dentro del rango de 0.18 a 0.44 Hz se tienen espesores en un rango de 100 a 300 m para el depósito vulcano-sedimentario. Mientras que para frecuencias en el rango de 0.58 a 1.83 Hz los espesores del depósito vulcano-sedimentario se encuentra en un rango de 10 hasta 100 m. Con base en esta información es posible establecer que el mapa de isofrecuencias nos permite interpretar el patrón de espesores de sedimentos. El mayor espesor de sedimentos según la distribución de frecuencias de resonancia se ubica en el sector centro-norte (zona 1), mientras que en los sectores NW y SE dentro de las zonas 2 y 3 respectivamente, se tienen los paquetes de sedimentos más delgados, especialmente en el sector SE.

# Mapa de isofrecuencias

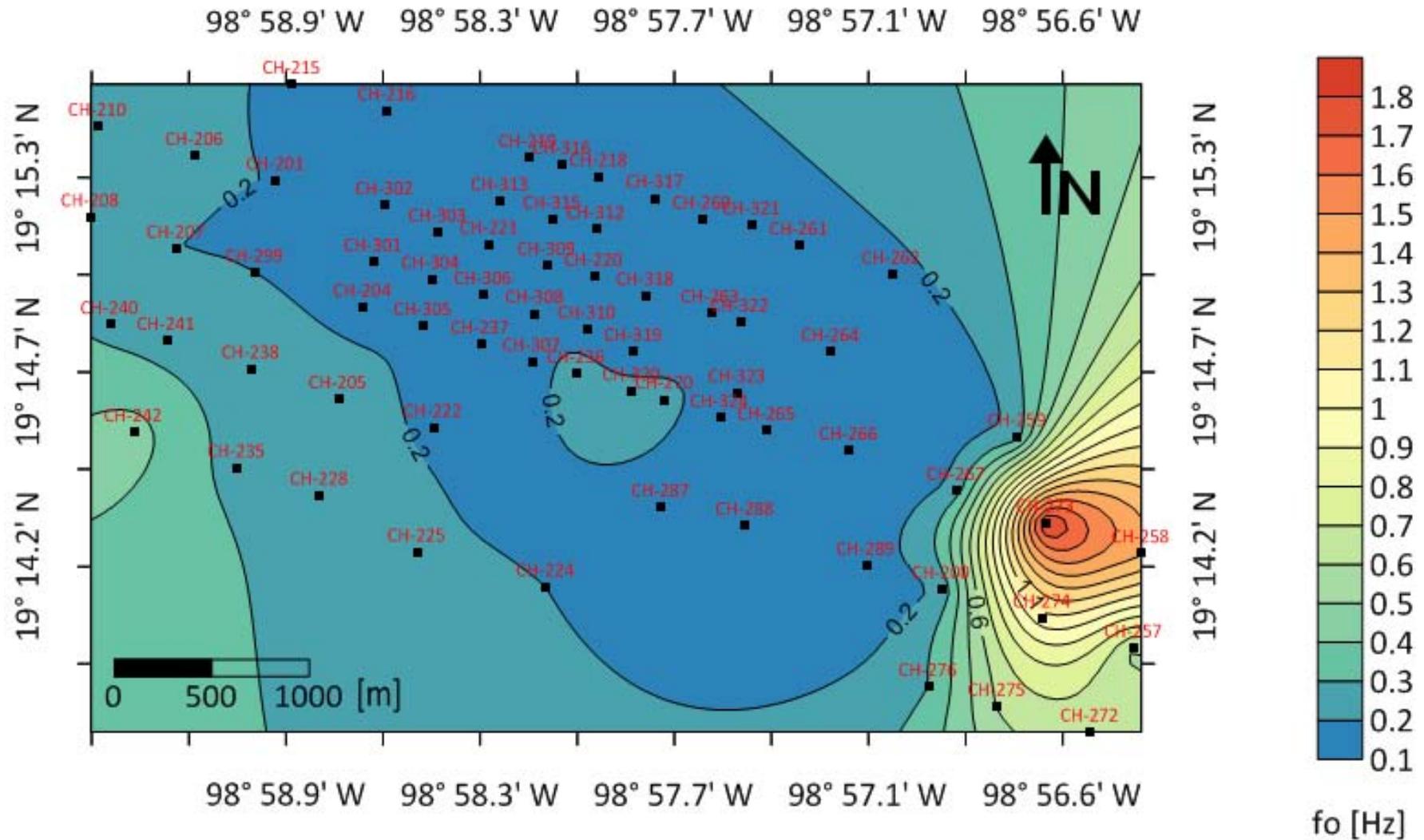


Figura 6.1: Mapa de isofrecuencias en el que se han identificado tres zonas asociadas a los intervalos más representativos de frecuencia de resonancia ( $f_0$ ), para el área de estudio ubicada en el ejido de Santiago Tulyehualco.

## 6.2 Secciones geológicas de la subcuenca de Chalco

El mapa de isofrecuencias ha permitido definir la zona con mayor espesor para el depósito vulcano-sedimentario. Sin embargo, asociar un sólo valor para el espesor ( $H$ ) de sedimentos en cada sitio de registro a partir de la expresión  $f_0 = \beta/4H$  sería incorrecto, ya que de acuerdo con la geología de la zona este depósito vulcano-sedimentario está constituido por dos unidades; la unidad de arcillas lacustres y la unidad de material volcánico granular, cada una con su propio espesor y velocidad de onda de cortante "S".

Con la finalidad de estimar con mayor precisión el espesor correspondiente a cada una de las unidades litológicas que componen al depósito vulcano-sedimentario, se llevo a cabo el modelado directo de cocientes espectrales  $H/V$  experimentales. Este modelado se realizó para los 68 sitios de registro de vibración ambiental recolectados en el ejido de Santiago Tulyehualco (ver capítulo 5). A partir de los parámetros de espesor ( $H$ ), densidad ( $\rho$ ) y velocidad de onda de cortante "S" ( $\beta$ ), obtenidos en el modelo de cada sitio, se construyeron algunas secciones geológicas.

Las secciones geológicas se trazaron considerando el arreglo de los puntos de registro de vibración ambiental y de manera tal que se pueda conocer la distribución espacial de las unidades litológicas en el subsuelo de la zona. Es decir, definir la dirección hacia la que se incrementan los depósitos sedimentarios, así como aquellas en las que dichos depósitos disminuyen o se acúan. En total se elaboraron 9 secciones geológicas, de las cuales 5 se hicieron en dirección NE-SW y 4 en dirección NW-SE (Figura 6.3).

Se puede observar a lo largo de las secciones geológicas con dirección NE-SW (A2-A2', B1-B1', B2-B2', C1-C1' y C2-C2') que el espesor del depósito vulcano-sedimentario conformado por arcillas lacustres y material volcánico granular, en general, se incrementa en dirección al NE del área de estudio y disminuye en dirección SW (ver Figuras 6.4 a 6.8). En la sección geológica D1-D1' (Figura 6.9), localizada en el límite norte de la zona de estudio se observa que los depósitos de arcillas lacustres y material volcánico granular tienen en total un espesor constante de aproximadamente 300 m. Las secciones con dirección NW-SE (D2-D2', E1-E1' y E2-E2') muestran que el paquete vulcano-sedimentario se acuña hacia los sectores este y oeste del área de estudio (ver Figuras 6.10 a 6.12).

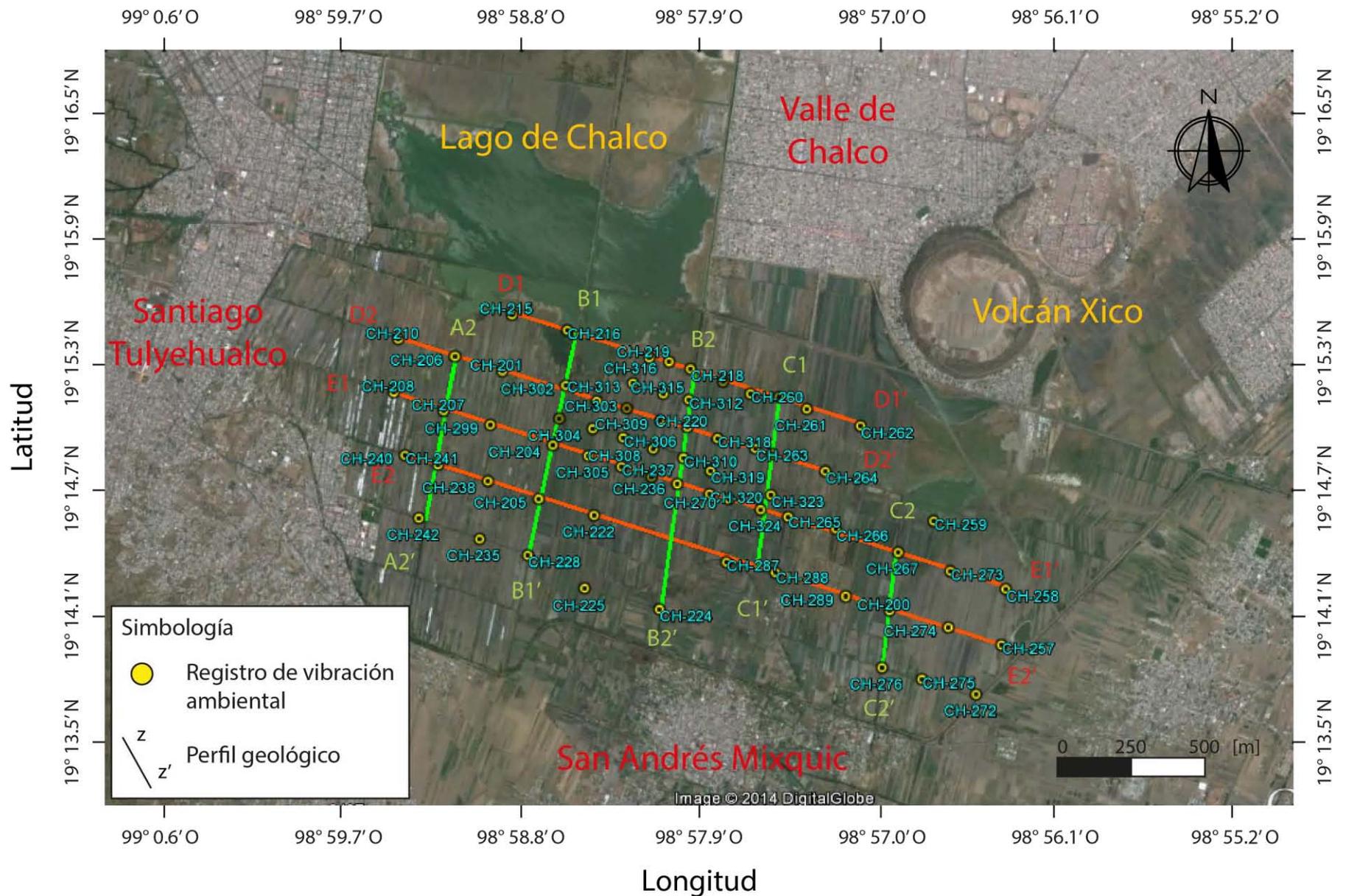


Figura 6.3: Ubicación de las 9 secciones geológicas elaboradas a partir de los parámetros obtenidos en cada sitio, en color verde se tienen a las secciones con dirección NE-SW y en naranja se muestran las secciones con orientación NW-SE

### Interpretación de la sección A2-A2'

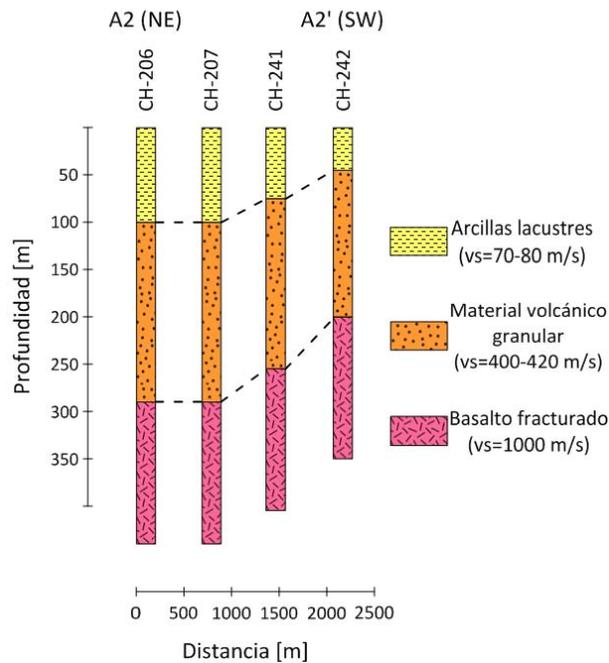


Figura 6.4: Interpretación de la sección geológica A2-A2' en la que se observa que los depósitos de arcillas lacustres y material volcánico granular disminuyen en dirección SW e incrementan hacia el NE.

### Interpretación de la sección B1-B1'

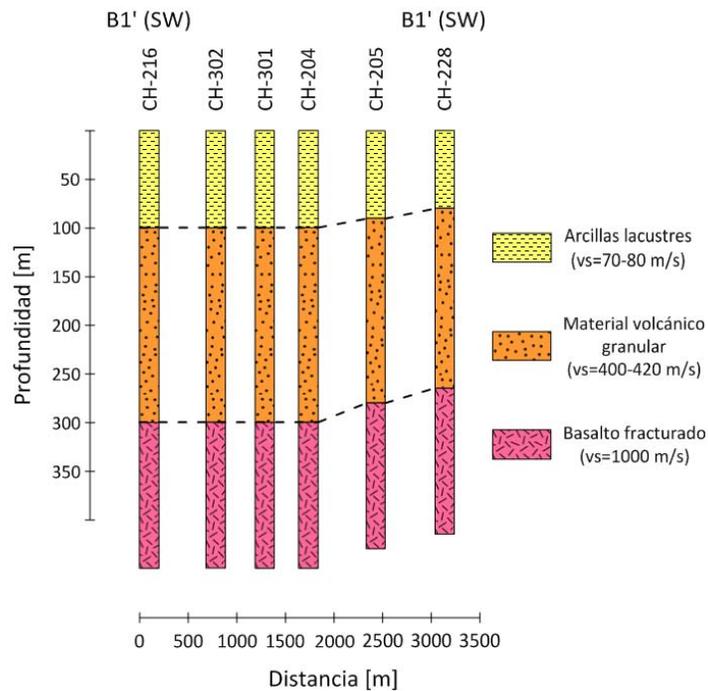


Figura 6.5: Interpretación de la sección geológica B1-B1' en la que es posible apreciar una disminución en el espesor de los depósitos de arcillas lacustres y material volcánico granular en dirección SW

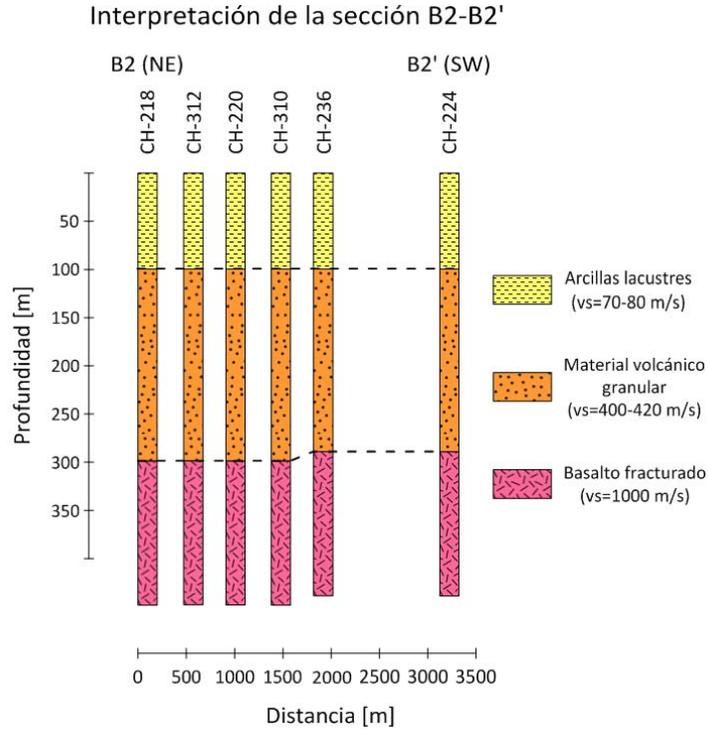


Figura 6.6: Interpretación de la sección B2-B2' en la que se observa una ligera disminución en el espesor de los depósitos de material volcánico granular en dirección SW.

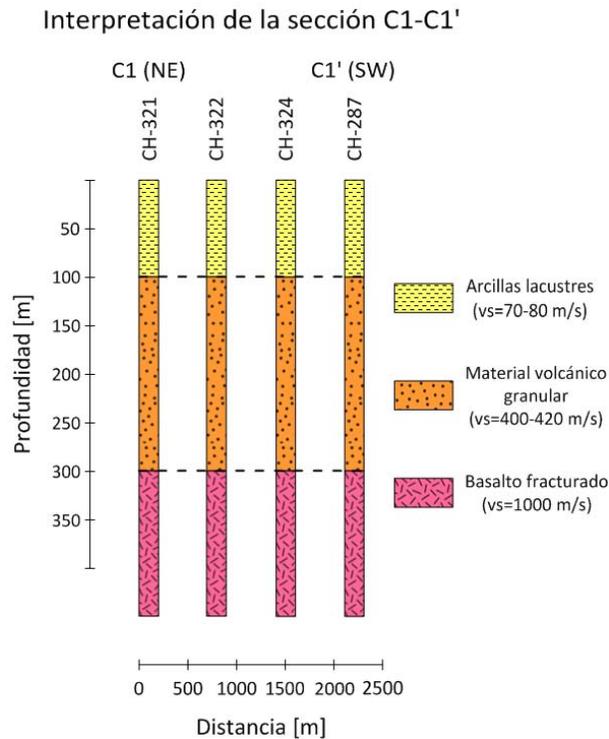


Figura 6.7: Interpretación de la sección C1-C1' en la que se observa un espesor constante de 100 m para el depósito de arcillas lacustres y de 200 m para el de material volcánico granular

### Interpretación de la sección C2-C2'

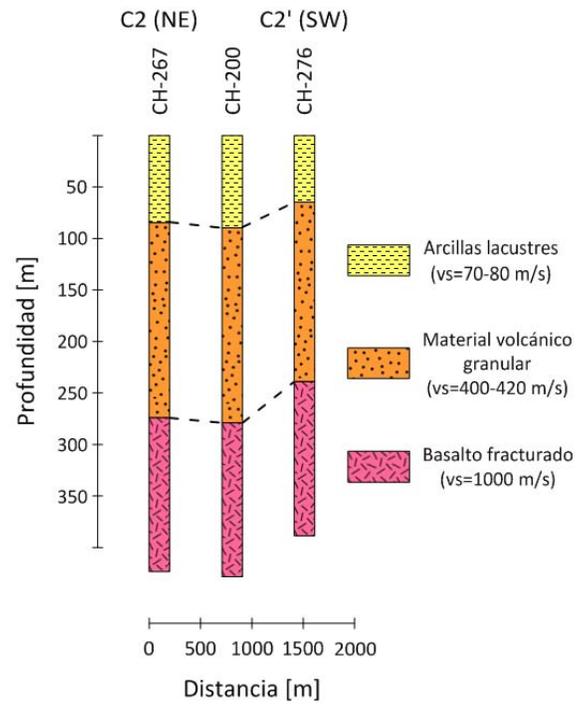


Figura 6.8: Interpretación de la sección C2-C2' en la que se observa la disminución del depósito de arcillas lacustres y de material volcánico granular en dirección SW.

### Interpretación de la sección D1-D1'

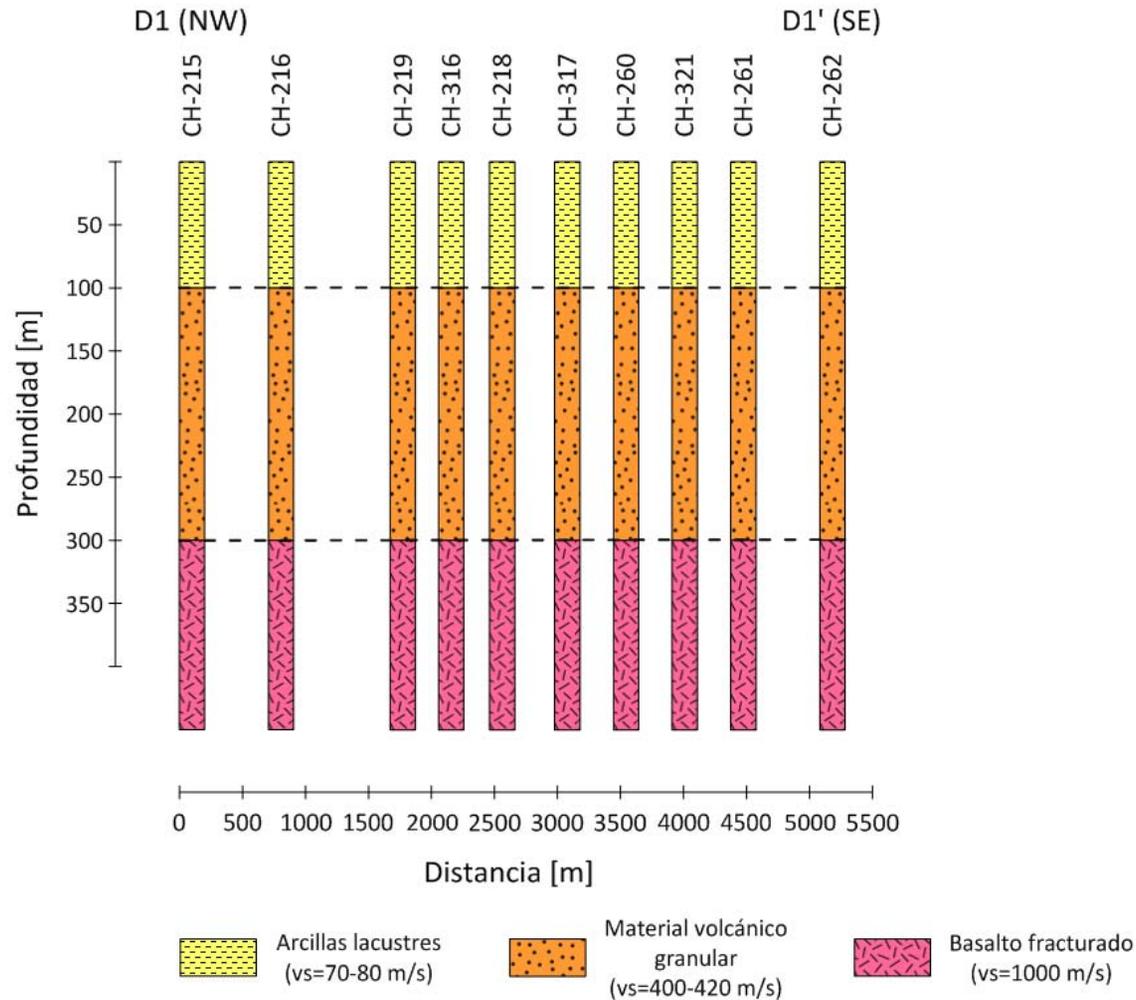


Figura 6.9: Interpretación de la sección D1-D1' en esta sección geológica se observan los máximos espesores para la unidad de arcillas lacustres (~100 m) y para la unidad de material volcánico granular (~200 m) que se obtuvieron en la zona de estudio, mediante el modelado directo.

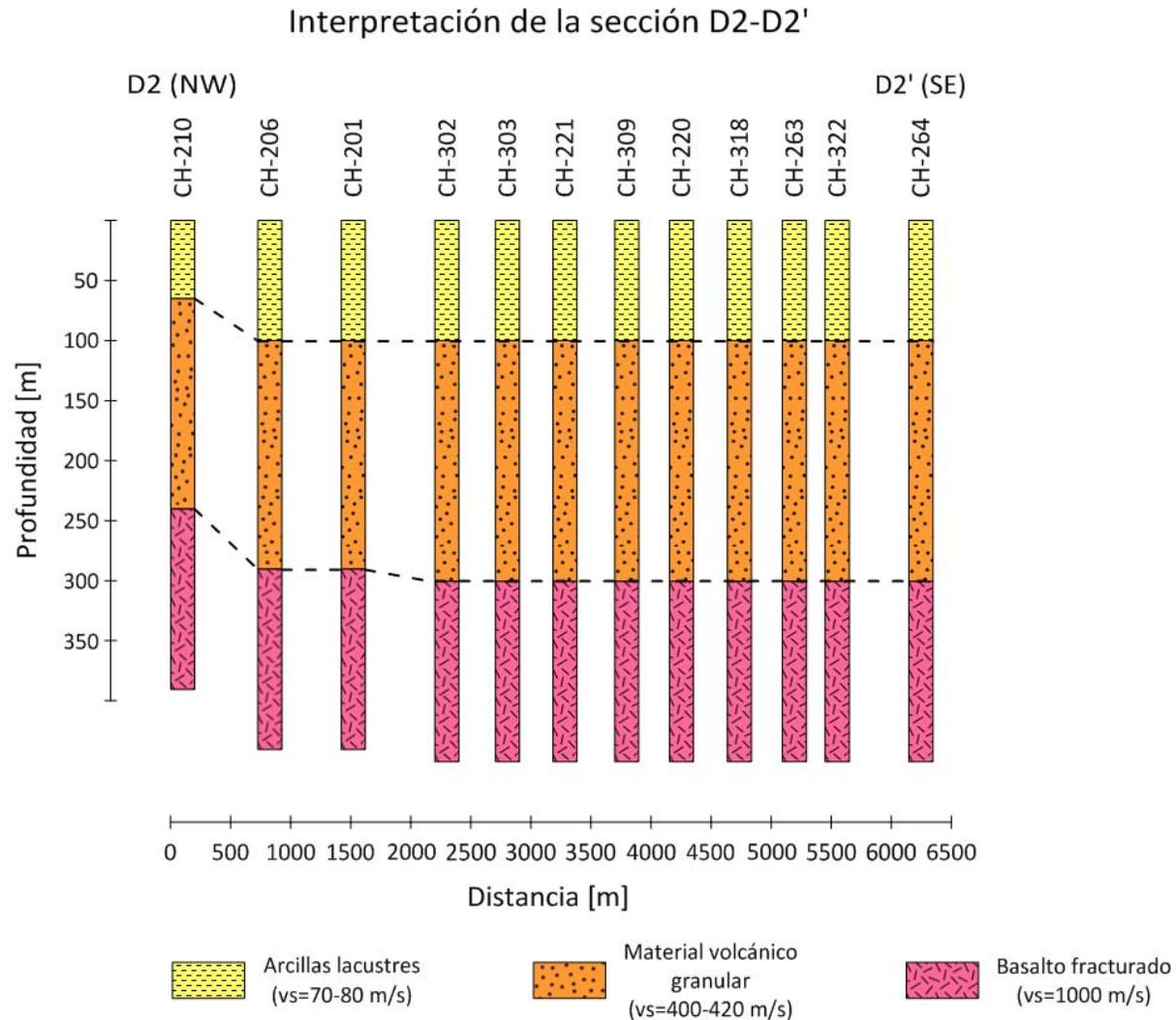


Figura 6.10: Interpretación de la sección D2-D2' donde se puede observar la disminución de los depósitos de arcillas lacustres y material volcánico granular en dirección NW, mientras que en la dirección SE presentan un espesor constante de 100 y 200 m respectivamente.

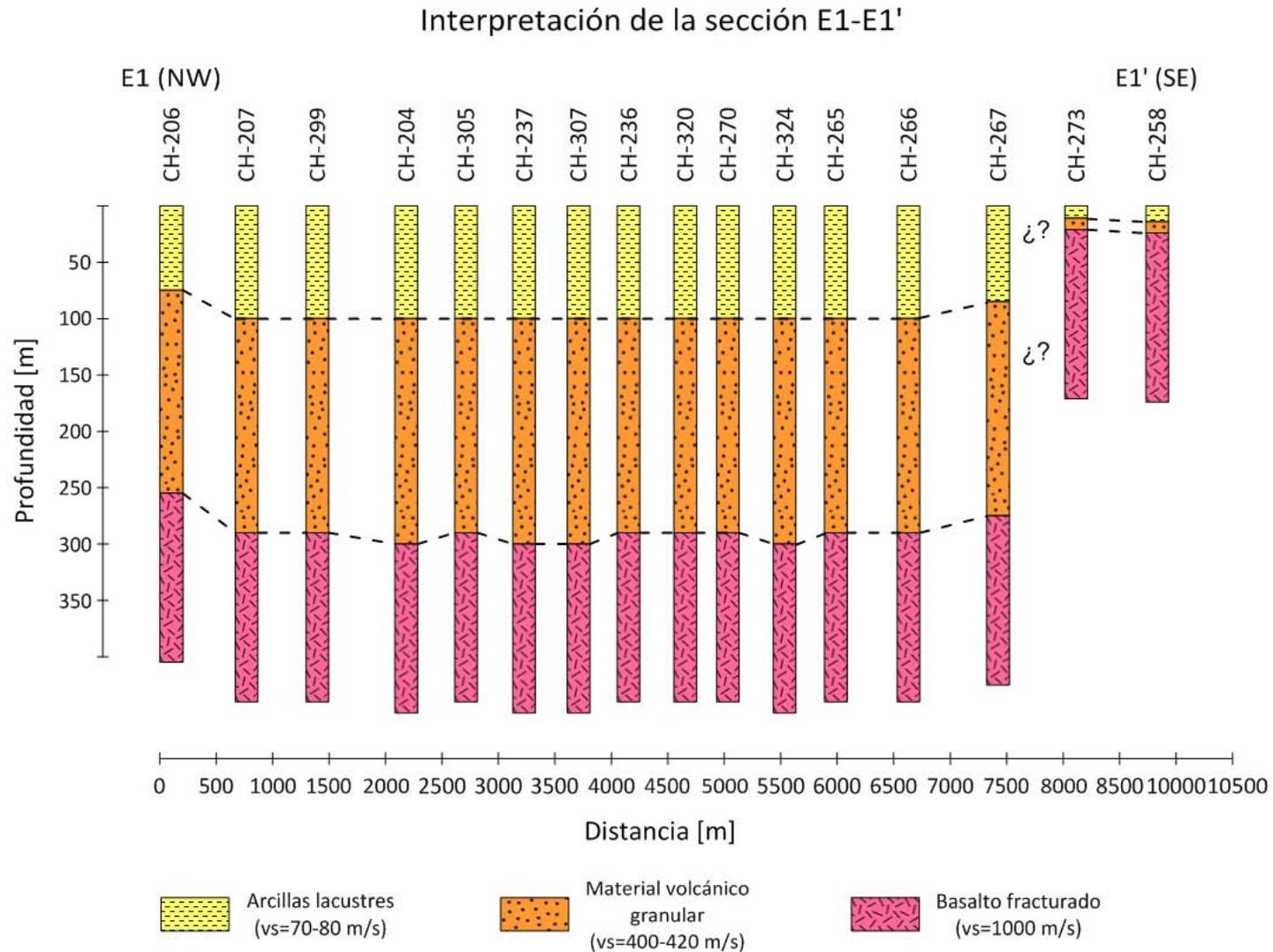


Figura 6.11: Interpretación de la sección E1-E1' esta sección muestra un panorama general del espesor y la distribución de las unidades litológicas que conforman el depósito vulcano-sedimentario, ya que atraviesa en su totalidad con dirección NW-SE el área de estudio, se puede apreciar que los depósitos disminuyen en dirección NW y se acúan en dirección SE, mientras que en la parte central el depósito tiene espesores menores a 300 metros.

### Interpretación de la sección E2-E2'

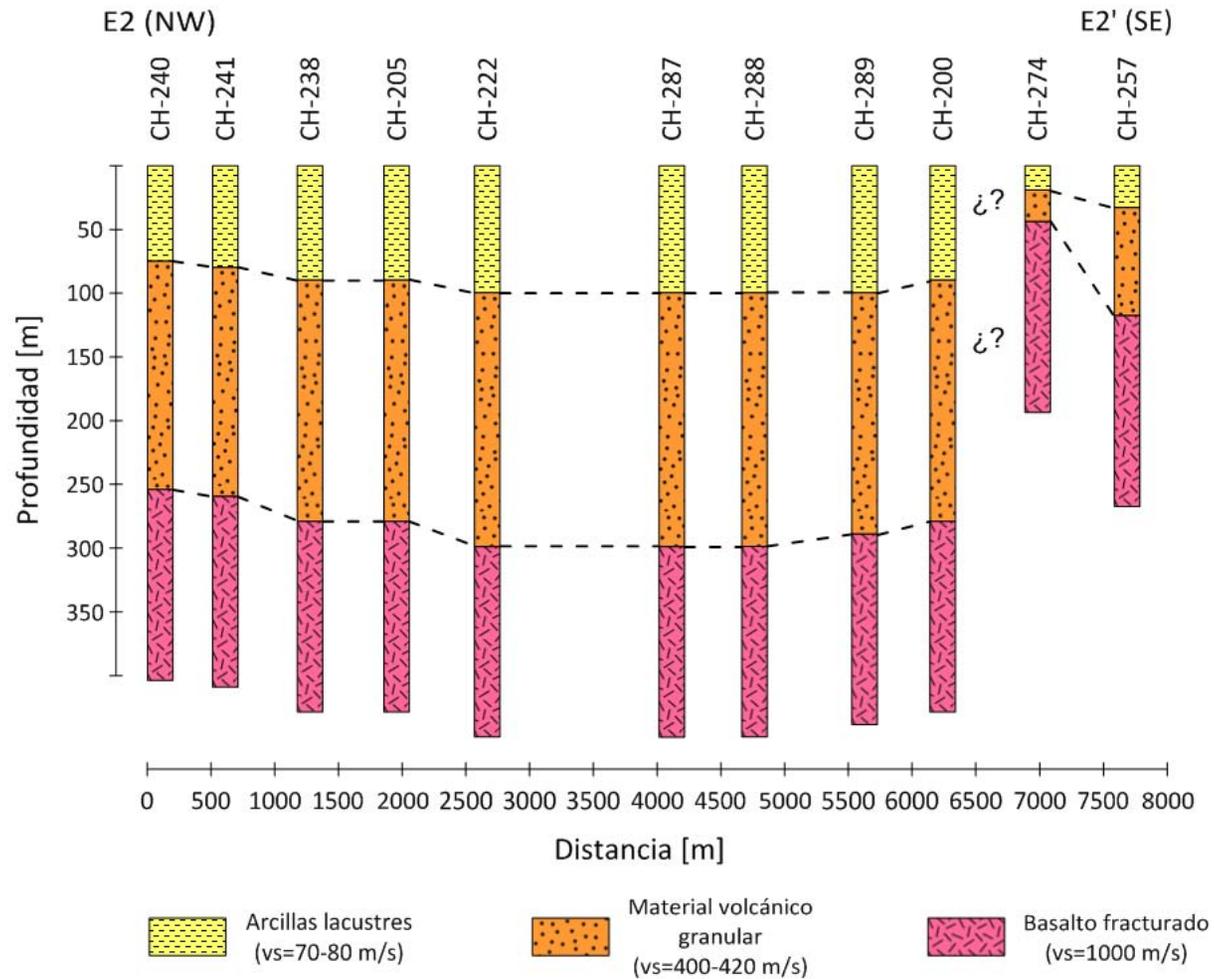


Figura 6.12: Interpretación de la sección E2-E2' en esta se observa que en las partes centrales del área de estudio los depósitos de arcillas lacustres y de material volcánico granular suman espesores por debajo de los 300 m, que disminuyen en dirección NW y se acuñan en dirección SE.

De acuerdo con los valores obtenidos del modelado directo se propone el siguiente modelo de velocidad sísmica ( $v_s$ ) para la región de estudio localizada dentro de la subcuenca de Chalco (Tabla 6.1):

<b>Unidad Estratigráfica</b>	<b>Espesor [m]</b>	<b>Velocidad “<math>\beta</math>” [m/s]</b>	<b>Densidad [T/m<sup>3</sup>]</b>
Arcillas lacustres	80 - 100	70 - 80	1.25
Material volcánico granular	180 - 200	400 - 420	1.85
Basaltos fracturados y sanos	500	1000	2.55

Tabla 6.1. Modelo geológico estratificado de velocidad de onda de corte ( $v_s$ ) propuesto para el área del ejido de Santiago Tulyehualco perteneciente a la subcuenca de Chalco.

### 6.3 Mapa de espesores

Finalmente, se presenta un mapa en el que se muestra la distribución de espesores para el depósito vulcano-sedimentario (Figura 6.13) dentro de la zona de estudio. Este mapa se ha construido mediante la interpolación (Kriging) de los espesores totales de arcillas lacustres y material volcánico granular obtenidos a partir del modelado directo de cocientes espectrales H/V en cada estación de registro.

Los resultados obtenidos de este mapa de espesores (Figura 6.13) sugieren que el sector centro-norte de la zona de estudio contiene los espesores más grandes para el depósito vulcano-sedimentario, mientras que los espesores más delgados en la zona se localizan en el sector sureste. En general se puede apreciar que los espesores disminuyen en direcciones este, oeste y sur del área de estudio.

Por último, tanto en el mapa de espesores (Figura 6.13) al igual que en el mapa de isofrecuencias (Figura 6.1) es posible apreciar una fuerte anomalía en el sector SE configurada por los sitios de registro CHALCO-258, CHALCO-272, CHALCO-273, CHALCO-274 y CHALCO-275; asociada a los espesores de sedimentos más delgados encontrados en este estudio, lo cual en el contexto geológico de la zona estaría relacionado con un alto topográfico

que no permite la acumulación de grandes espesores de sedimento, por lo que la anomalía puede estar asociada a la presencia de flujos volcánicos. Sin embargo, con el objetivo de dar continuidad a dicho flujo se recomienda extender la zona de estudio hacia la parte sureste del ejido de Santiago Tulyehualco y complementar este estudio con otros métodos geofísicos que permiten caracterizar este tipo de estructuras (métodos potenciales y refracción sísmica).

# Mapa de espesores

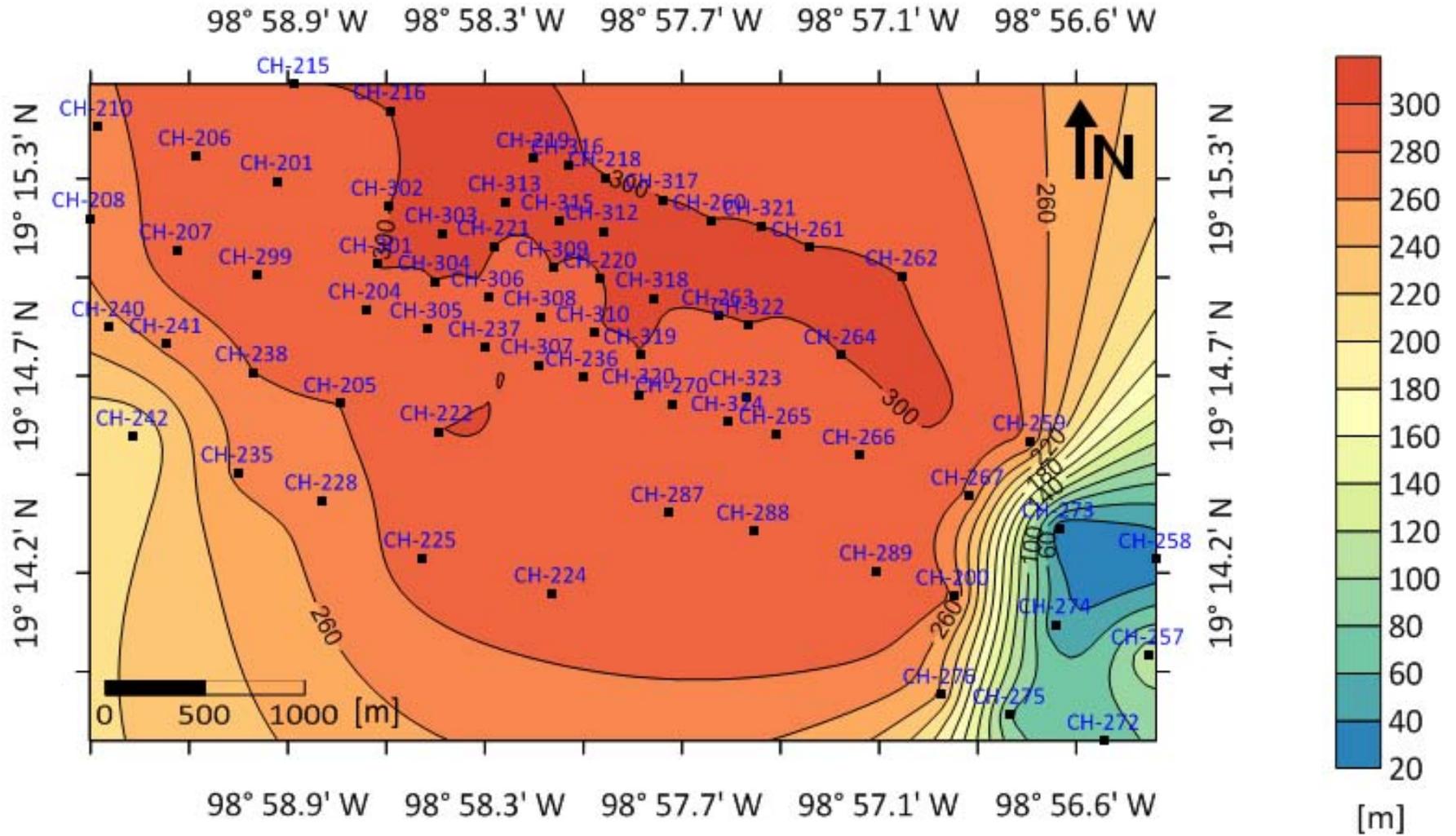


Figura 6.13: Mapa de distribución de espesores para el depósito vulcano-sedimentario, en este se aprecia que el espesor del depósito aumenta en dirección NE y disminuye de manera considerable en dirección SE.

# CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este trabajo se obtuvo un modelo geológico estratigráfico de velocidad sísmica (Tabla 6.1) para el sector correspondiente al ejido de Santiago Tulyehualco, comprendido dentro de la subcuenca de Chalco. Dicho modelo se generó a partir del modelado directo de cocientes espectrales H/V, usando los registros de vibraciones ambientales recolectados en 68 sitios del área de estudio (Figura 3.1). Dicho modelo ha quedado conformado por tres unidades estratigráficas que se describen a continuación partiendo de la base hacia la cima:

- A. La base está conformada por una secuencia de basalto sano y basalto fracturado [**Pérez-Cruz, 1988; Campos-Enríquez et al. (1997)**] se ha estimado que esta unidad tiene una densidad promedio de  $2.55 [T/m^3]$  y una velocidad promedio de onda corte de  $1000 [m/s]$ .
- B. Material volcánico granular, se ha establecido a partir del modelado directo que esta unidad posee un rango de espesores comprendido entre  $180-200 [m]$ , una densidad promedio de  $1.85 [T/m^3]$  y un intervalo de velocidad de onda de corte de entre  $400-420 [m/s]$ . Esta unidad estratigráfica junto con las unidades basálticas estarían comprendidas dentro de la unidad volcánica superior (UVS) de acuerdo con las profundidades obtenidas del pozo exploratorio Tulyehualco-I [**Pérez-Cruz, 1988; Campos-Enríquez et al. (1997)**].
- C. Finalmente, en la cima se tiene a la unidad de arcillas lacustres (UAL) [**Pérez-Cruz, 1988; Campos-Enríquez et al. (1997)**]. Con base en el modelado directo se ha observado que esta unidad tiene un rango de espesores comprendido entre  $80-100 [m]$ , una densidad en promedio de  $1.25 [T/m^3]$  y un rango de velocidad de onda de corte de entre  $70-80 [m/s]$ .

Con base en esta información se ha determinado que la zona con mayor espesor para el depósito vulcano-sedimentario, aproximadamente 300 m, se localiza en la porción centro norte de la zona de estudio. De los cuales 200 m de espesor corresponden al material volcánico granular y 100 m a los depósitos lacustres.

La importancia del modelo sísmico estratigráfico obtenido a partir del análisis de cocientes espectrales H/V radica en que es pionero en establecer valores de velocidad de onda de corte " $\beta$ " para la unidad de arcillas lacustres, material volcánico granular y de basalto, dentro de esta zona. Valor que junto a los de velocidad de onda de compresión " $\alpha$ " y densidad " $\rho$ " permite obtener los módulos elásticos de cociente de Poisson, módulo de corte y módulo de Young de las unidades estratigráficas que conforman el subsuelo del área de estudio. No obstante, se recomienda de manera indispensable realizar exploración sísmica, mediante las técnicas de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW), método de autocorrelación espacial (SPAC) y reflexión o refracción sísmica, con la finalidad de complementar y dar una mejor definición a los parámetros (espesor, velocidad y densidad) obtenidos mediante el análisis de cocientes espectrales H/V para el modelo sísmico estratigráfico aquí propuesto.

Por último, este trabajo contribuye a mejorar el modelo geológico que se tiene de la zona y sirve como punto de partida para diseñar futuros estudios ya sean de carácter ingenieril o científico. En lo que respecta a los estudios paleoambientales, de acuerdo con la información obtenida de los mapas de isofrecuencias y espesores, además de las secciones geológicas elaboradas de la zona, los puntos más profundos para llevar a cabo una perforación con recuperación de núcleo se encuentran a lo largo de la sección geológica D1-D1' con dirección NW-SE. En esta parte es donde se obtuvieron espesores para el depósito vulcano-sedimentario de hasta 300 m.

# BIBLIOGRAFÍA

- Aréchiga-Córdoba, E., 2004. **El desagüe del Valle de México, siglos XVI-XXI una historia paradójica**, *Arqueología Mexicana*, v. XII (68), p. 60-65.
- Atakan, K., 2009. **The Need for Standardized Approach for Estimating the Local Site Effects Based on Ambient Noise Recordings**, en Mucciarelli, M., Herak, M., y Cassidy, J., eds., *Increasing Seismic Safety by Combining Engineering Technologies and Seismological Data*, *NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security*, p. 3-12.
- Benhumea, M.L., y Vázquez, A.C., 1988. Estudios geofísicos del Valle de México: Comisión Federal de Electricidad (CFE), México.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., 2007. **Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements**, *Geophysical Journal International*, v. 169, p. 1239-1260
- Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L.F., 2008. **Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements**, *Geophysical Journal International*, v. 176 (3), p. 925-937.
- Cabral-Cano, E., Diaz-Molina, O., Delgado-Granados, H., 2011. **Subsidencia y sus mapas de peligro: Un ejemplo en el área nororiental de la zona metropolitana de la Ciudad de México**, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 66 (1), p. 53-60.
- Campos-Enríquez, J.O., Delgado-Rodríguez, O., Chavez-Segura, R., 1997. **The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data**, *Geophysics*, v. 62 (1), p. 23-35.
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Rodríguez-Castillo, R., 1994. **Study of Santa Catarina aquifer system (Mexico Basin) using magnetotelluric soundings**, *Journal of Applied Geophysics*, v. 31, p. 85-106.

- Cupillard, P. y Capdeville, Y., 2010. **On the amplitude of surface waves obtained by noise correlation and the capability to recover the attenuation: a numerical approach**, *Geophysical Journal International*, v. 181, p. 1678-1700.
- De Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., 1988. **Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México**, *Boletín del Instituto de Geología (UNAM)*, núm. 114, p. 1-67.
- De la Llata, R., 2011. **Síntesis de la Geología de México**, en Pérez-de Agreda, E., Álvarez-de Toledo, M., y Sánchez, F., eds. *Jornada Técnica de Túneles en México*, p. 3-38.
- Enciso-De la Vega, S., 1992. **Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México**, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 10 (1), p. 26-36.
- Fäh, D., Kind, K., y Giardini, D., 2001. **A theoretical investigation of average H/V ratios**, *Geophysical Journal International*, v. 145 (1), p. 535- 549.
- Franklin, R., Caselles, J.O., Canas, J.A., 2006. **Estimación de la respuesta de sitio mediante el método de cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia**, *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, v. 22 (2), p. 169-191.
- Hobiger, H., Bard, P.-Y., Cornou, C., 2009. **Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec)**, *Geophysical Research Letters*, v. 36, p. 1-5.
- Herrera, I., Martínez, R., Hernández, G., 1989. **Contribución para la administración científica del agua subterránea de la cuenca de México**, *Geofísica Internacional*, v. 28 (2), p. 297-234.
- Herrera-Hernández, D., 2011. **Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario Tardío de la cuenca de Chalco, México** [Tesis de Maestría]: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 122 p.
- Krivochieva, S., y Chouteau, M., 2003. **Integrating TDEM and TM methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco sub-basin, Mexico)**, *Journal of Applied Geophysics*, v. 52, p. 23-43.

- Lermo, J., y Chávez-García, F. J., 1993. **Site effect evaluation using spectral ratios with only one station**, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 83 (5), p. 1574-1594.
- Malischewsky, P.G., y Scherbaum, F., 2004. **Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves**, *Wave Motion*, v. 40, p. 57-67.
- Matsushima, S., Hirokawa, T., Kawase, H., 2011. **The effect of lateral heterogeneity on H/V spectral ratio of microtremors confirmed from observations and synthetics**, 4<sup>th</sup> IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Santa Barbara, EUA.
- Morales, R., Piñon, N., Alvarez, A., 1990. **Resistividades en el Ex-Lago de Texcoco**. Simposio sobre tópicos geológicos de la Cuenca del Valle de México, Sociedad Mexicana de Mecanica de Suelos, p. 61-77.
- Moran-Zenteno, D. J., 1984. **Geología de la Republica Mexicana**, *Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática*, p. 55-71.
- Nakamura, Y., 2008. **On the H/V spectrum**, The 14<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering. Beijing, China.
- Ortega-Guerrero, B., 1992. **Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario Tardío en el lago de Chalco, cuenca de México**, [Tesis Doctoral]:Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM),
- Ortega-Guerrero, A., Cherry, J. A., Rudolph, D. L., 1993. **Large-Scale Aquitard Consolidation Near Mexico City**, *Ground Water*, v. 31, p. 708-718.
- Ortiz-Zamora, D., y Ortega-Guerrero, A., 2007. **Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en Valle de Chalco (Estado de México) y Tláhuac (Distrito Federal)**, *Boletín del Instituto de Geografía (UNAM)*, núm. 64, p. 26-42.
- Parolai, S., y Galiana-Merino, J.J., 2006. **Effect of Transient Seismic Noise on Estimates of H/V Spectral Ratios**, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 96 (1), p. 228-236.
- Perton, M., Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez-Castellanos, A., Campillo, M., y Weaver, R. L., 2009. **Two perspectives on equipartition in diffuse elastic fields in three dimensions**, *J. Acoust. Soc. Am*, v. 126 (3), p. 1125-1130.

- Rodríguez, R., y Ochoa, C., 1989. **Estudio geoelectrico del sistema acuífero de la Cuenca de México**, *Geofísica Internacional*, v. 82 (2), p. 191-205.
- Rodríguez-Castillo, R., y González-Moran, T., 1989. **Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México**; *Geofísica Internacional*, v. 28 (2), p. 207-217.
- Rodríguez-Chávez, F. M., 2003. **Modelo gravimétrico de la estructura de la Cuenca de México** [Tesis de Licenciatura]: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 101 p.
- Sánchez-Sesma, F. J., Pérez-Ruiz, J. A., Luzón, F., Campillo, M., y Rodríguez-Castellanos, A., 2008. **Diffuse fields in dynamic elasticity**, *Wave Motion*, v. 45, p. 641-654.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Ludovic, M., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M. A., y Rodríguez-Castellanos, A., 2011a. **A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for layered médium**, *Geophysical Journal International*, v. 186 (1), p. 221- 225.
- Sanchez-Sesma, F. J., Kawase, H., Matsushima, S., 2011b. **Diffuse fields in layered media**, 4<sup>th</sup> IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Santa Barbara, EUA.
- Tapia-Varela, G., y López-Blanco, J., 2002. **Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100.000**, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 19 (1), p. 50-65.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Chavez, R. S., 1991. **Gravity modelling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, southern basin of México. Society of Xochimilco and Chalco, southern basin of Mexico. Society of Exploration Geophysics (SEG) Technical Program Expanded Abstracts**. p. 611-613
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Martin-del Pozo, A. L., 1993. **Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México**, *Geofísica Internacional*, v. 32 (3), p. 523-533.
- Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989. **Geología de la Cuenca de México**, *Geofísica Internacional*, v. 28 (2), p. 133-190.

- Zaslavsky, Y., Shapira, A., Ataev, G., 2008. **Using Ambient Noise Measurements in the Process of Assessing Earthquake Hazards in Urban Areas: Examples from Israel**, en Miura, T., y Ikeda, Y., eds., *Earthquake Engineering: New Research*, *Nova Science Publishers, Inc*; p. 155-218.

Consulta en Internet

CONAGUA (23/01/2015):

- [http://coin.fao.org/coin-static/cms/media/6/12859473459080/17.cna-agua\\_potable\\_zona\\_metropolitana\\_25ago10.pdf](http://coin.fao.org/coin-static/cms/media/6/12859473459080/17.cna-agua_potable_zona_metropolitana_25ago10.pdf)
- <http://siga.conagua.gob.mx/REPDA/Menu/MenuKMZ.html>

GEOPSY (23/01/2015)

- [http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Main\\_Page](http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Main_Page)
- [http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Geopsy:\\_H/V\\_and\\_Spectrum\\_Toolboxes:\\_Processing\\_Tab](http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Geopsy:_H/V_and_Spectrum_Toolboxes:_Processing_Tab)

INEGI (23/01/2015):

- <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/df/poblacion/>

SESAME (23/01/2015)

- [http://sesame.geopsy.org/Papers/HV\\_User\\_Guidelines.pdf](http://sesame.geopsy.org/Papers/HV_User_Guidelines.pdf)

TROMINO (23/01/2015)

- <http://www.tromino.eu/prodsel.asp?cat=1&prod=1>

# ANEXO I

## RECUPERACIÓN DE LA FUNCIÓN DE GREEN MEDIANTE CORRELACIONES

A continuación se muestra el desarrollo matemático realizado por Sánchez-Sesma et al. (2008) para la obtención de la función de Green mediante correlaciones, lo cual es posible mediante la manipulación del teorema de representación. El teorema de representación es una expresión matemática que describe el campo de desplazamientos que existe en un volumen "V" limitado por una superficie "S" (para un punto en el espacio y el tiempo). Dicha descripción se muestra explícitamente en términos de las cantidades que originan el movimiento. Estas cantidades pueden ser fuerzas de cuerpo en "V" o tracciones inducidas sobre la superficie S.

Si se considera un campo de desplazamientos armónicos  $u_i(x, \omega)$  producido por una distribución armónica de fuerzas de cuerpo  $f_i(x, \omega)$  en un medio elástico de volumen V y heterogéneo, entonces los desplazamientos satisfacen la ecuación de onda elástica [Sánchez-Sesma et al., 2008]:

$$\frac{\partial}{\partial x_j} \left( c_{ijkl} \frac{\partial u_l(x, \omega)}{\partial x_k} \right) + \omega^2 \rho u_i(x, \omega) = -f_i(x, \omega) \dots \dots \dots (A.1)$$

Donde  $c_{ijkl}$  es el tensor de constantes elásticas,  $\rho$  es la densidad de masa y  $\omega$  es la frecuencia angular.

Considerando el caso de una fuerza unitaria concentrada en un punto  $x_A$  en la dirección  $m$ . Esta fuerza se puede reescribir como  $f_i(x, \omega) \equiv \delta(x - x_A) \delta_{im} e^{i\omega t}$ . El índice  $m$  se agrega para especificar la dirección de la fuerza concentrada y para definir los desplazamientos resultantes como la función de Green. Por lo que la ecuación (A.1) queda:

$$\frac{\partial}{\partial x_j} \left( c_{ijkl} \frac{\partial G_{lm}(x, x_A, \omega)}{\partial x_k} \right) + \omega^2 \rho G_{im}(x, x_A, \omega) = -\delta(x - x_A) \delta_{im} \dots \dots \dots (A.2)$$

La función de Green  $G_{im}(x, x_A, \omega)$  es el desplazamiento en  $x$  en la dirección  $i$  provocado por una fuerza unitaria puntual actuando en  $x_A$  en dirección  $m$ .

Multiplicando la ecuación (A.1) por  $G_{im}(x, x_A, \omega)$  y la ecuación (A.2) por  $u_i(x, \omega)$ , y restando tenemos:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x_j} \left( c_{ijkl} \frac{\partial G_{lm}(x, x_A)}{\partial x_k} \right) u_i(x, \omega) - \frac{\partial}{\partial x_j} \left( c_{ijkl} \frac{\partial u_i(x)}{\partial x_k} \right) G_{im}(x, x_A) = \\ -\delta(|x - x_A|) u_m(x) + f_i(x) G_{im}(x, x_A) \dots \dots \dots (A.3) \end{aligned}$$

La dependencia en  $\omega$  se sobreentiende y de aquí en adelante se omitirá. Integrando sobre el volumen  $V$  delimitado por la superficie  $S$  y utilizando la formula de Gauss y las relaciones de reciprocidad, la expresión (A.3) toma la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \int \left\{ n_j(x) \left( c_{ijkl} \frac{\partial G_{lm}(x, x_A)}{\partial x_k} \right) u_i(x) - n_j(x) \left( c_{ijkl} \frac{\partial u_i(x)}{\partial x_k} \right) G_{im}(x, x_A) \right\} dV_x \\ = -u_m(x_A) + \int_V f_i(x) G_{im}(x, x_A) dV_x \dots \dots \dots (A.4) \end{aligned}$$

dado que  $x_A$  es un punto dentro de  $V$  se reconoce:

$$t_i(x) = n_j(x) \left( c_{ijkl} \frac{\partial u_i(x)}{\partial x_k} \right) \dots \dots \dots (A.5)$$

como la tracción en el punto  $x_A$ , con normal  $n_j(x)$ , en dirección  $i$ , asociada con el campo de desplazamientos  $u_i(x)$  mientras

$$T_{im}(x, x_A) = n_j(x) \left( c_{ijkl} \frac{\partial G_{im}(x, x_A)}{\partial x_k} \right) \dots \dots \dots (A.6)$$

Es la tracción en un punto  $x$ , con normal  $n_j(x)$ , en dirección  $i$ , provocada por una fuerza unitaria que actúa en el punto  $x_A$  en dirección  $m$  asociada con la función de Green.

Reorganizando la ecuación (A.4) se puede escribir como:

$$u_m = \int \{G_{im}(x, x_A)t_i(x) - T_{im}(x, x_A)u_i(x)\}d_x + \int_V f_i(x) G_{im}(x_A, x)dV_x \dots \dots \dots (A.7)$$

Esta expresión es conocida como el teorema de representación, y muestra la relación que existe entre los valores de los desplazamientos en la frontera y las tracciones, así como los desplazamientos internos.

Ahora, si se considera una perturbación a partir de una fuerza de cuerpo en un punto interno  $x_B$  en la dirección  $n$  y asumimos que tanto los desplazamientos como las tracciones son reversibles en tiempo. La ecuación (A.7) es simétrica en tiempo y admite soluciones reversibles en tiempo. Estas reversiones en tiempo conducen a valores complejos conjugados en el dominio de la frecuencia. Por lo que se puede escribir:

$$f_i \equiv \delta(x - x_B) = \delta_{im} \dots \dots \dots (A.8)$$

con

$$u_i(x) \equiv G_{in}^*(x, x_B) \quad y \quad t_i(x) \equiv T_{in}^*(x, x_B) \dots \dots \dots (A.9)$$

Sustituyendo las ecuaciones (A.8) y (A.9) en la ecuación (A.7), esta se reescribe como:

$$\int \{T_{im}(x, x_A)G_{in}^*(x, x_B) - T_{in}^*(x, x_B)G_{im}(x, x_A)\}d_x = -G_{mn}^*(x_A, x_B) + G_{mn}(x_A, x_B) \dots \dots \dots (A.10)$$

la cual se reescribe cambiando  $x$  por  $\xi$ , para representar a los puntos de la frontera sobre , por lo que (A.10) quedaría expresado como:

$$2i\text{Im}[G_{mm}(x_A, x_B)] = - \int \{G_{mi}(x_A, \xi)T_{in}^*(\xi, x_B) - G_{ni}^*(x_B, \xi)T_{in}(\xi, x_A)\}d_\xi \dots \dots \dots (A.11)$$

Por otra parte, el campo dentro del volumen  $V$  puede representarse mediante la radiación elástica de una densidad de fuerza  $\phi_i(\xi)$  que actúa a lo largo de  $\xi$ , por la siguiente expresión [Sánchez-Sesma et al., 2008]:

$$u_m(x) = \int G_{mi}(x, \xi) \phi_i(\xi) d\xi \dots \dots \dots (A.12)$$

Donde  $u_m(x)$  es el desplazamiento  $u$  asociado con la dirección  $m$  en el punto  $x$ . Es común definir un campo difuso en términos de la densidad de fuerza dada, tal que su promedio a lo largo de  $\xi$  es nulo; aquí el promedio será representado mediante  $\langle \phi_i(\xi) \rangle = 0$ , se asume que  $\phi_i(\xi)$  y  $\phi_j(\xi)$  son mutuamente no correlacionadas, entonces se tiene:

$$\langle \phi_i(\xi) \phi_j^*(\zeta) \rangle = F^2 \delta_{ij} \delta(\xi - \zeta) \dots \dots \dots (A.13)$$

Donde  $F^2$  es la densidad espectral de perturbación y  $\delta_{ij}$  es la delta de Kronecker. El promedio de la correlación cruzada del movimiento entre los puntos  $x_A$  y  $x_B$  está dada por:

$$\langle u_m(x_A) u_n^*(x_B) \rangle = \iint G_{im}(x_A, \xi) G_{nj}^*(x_B, \zeta) \langle \phi_i(\xi) \phi_j^*(\zeta) \rangle d\xi d\zeta \dots \dots \dots (A.14)$$

Por lo tanto

$$\langle u_m(x_A) u_n^*(x_B) \rangle = F^2 \int G_{mi}(x_A, \xi) G_{ni}(x_B, \xi) d\xi \dots \dots \dots (A.15)$$

A partir de la ecuación anterior y teniendo en cuenta la relación entre los tensores de Green de desplazamientos y tracciones para el campo lejano, la ecuación (A.11) puede escribirse como:

$$\langle u_i(x_A) u_j^*(x_B) \rangle = -4E_S k^{-2} \text{Im}[G_{ij}(x_A, x_B)] \dots \dots \dots (A.16)$$

y

$$\langle u_i(x_A) u_j^*(x_B) \rangle = -2\pi E_S k^{-3} \text{Im}[G_{ij}(x_A, x_B)] \dots \dots \dots (A.17)$$

Para un espacio (2D) y (3D), respectivamente.  $E_S = \rho \omega^2 S^2$  representa el promedio de densidad de energía,  $S^2$  es el promedio de densidad espectral de ondas de corte planas de la

iluminación isotrópica de fondo,  $E_S$ . Las ecuaciones (A.16) y (A.17) son consecuencias analíticas del teorema de representación de la ecuación (A.11), recientemente se han verificado para un espacio completo y para una inclusión embebida en un espacio elástico [**Sánchez-Sesma et al., 2011a**].

## **ANEXO II**

### **“RESUMEN DE FRECUENCIAS, PERIODOS Y AMPLITUDES”**

A continuación se presentan los valores de frecuencia, periodo y amplitud identificados en los cocientes espectrales H/V correspondientes a los 68 sitios de registro de vibración ambiental recolectados en el ejido de Santiago Tulyehualco. Adicionalmente se muestra el número de ventanas empleadas en el cálculo del cociente espectral H/V con el programa GEOPSY.

Estación	Coordenadas		Frecuencia (fo)	Periodo (To)	Amplitud (Ao)	Número de ventanas
	Latitud	Longitud				
CHALCO-200	19°14'7.7"	98°56'55.8"	0.22	4.55	6.98	20
CHALCO-201	19°15'16.1"	98°58'53.2"	0.20	5.00	9.33	25
CHALCO-204	19°14'54.9"	98°58'37.9"	0.19	5.26	8.00	25
CHALCO-205	19°14'39.5"	98°58'42.2"	0.22	4.55	8.31	33
CHALCO-206	19°15'20.3"	98°59'7.5"	0.21	4.76	4.79	32
CHALCO-207	19°15'4.7"	98°59'10.8"	0.20	5.00	5.34	20
CHALCO-208	19°15'10"	98°59'25.9"	0.26	3.85	6.13	27
CHALCO-210	19°15'25.5"	98°59'24.6"	0.25	4.00	7.87	47
CHALCO-215	19°15'32.22"	98°58'50.34"	0.19	5.26	3.92	20
CHALCO-216	19°15'27.8"	98°58'33.6"	0.18	5.56	12.65	63
CHALCO-218	19°15'16.7"	98°57'56.2"	0.18	5.56	12.29	47
CHALCO-219	19°15'19.9"	98°48'8.7"	0.18	5.56	15.36	41
CHALCO-220	19°15'0.03"	98°57'57.1"	0.18	5.56	4.65	26
CHALCO-221	19°15'5.4"	98°58'15.5"	0.18	5.56	12.04	36
CHALCO-222	19°14'34.8"	98°58'25.4"	0.19	5.26	6.55	33
CHALCO-224	19°14'8.1"	98°58'5.6"	0.20	5.00	6.81	37
CHALCO-225	19°14'13.9"	98°58'28.3"	0.21	4.76	5.45	25
CHALCO-228	19°14'23.4"	98°58'45.5"	0.26	3.85	6.26	27
CHALCO-235	19°14'28"	98°59'0.10"	0.26	3.85	5.79	22
CHALCO-236	19°14'43.8"	98°58'0.20"	0.21	4.76	7.10	37
CHALCO-237	19°14'48.7"	98°58'17.1"	0.18	5.56	11.04	34
CHALCO-238	19°14'44.6"	98°58'57.6"	0.23	4.35	5.85	45
CHALCO-240	19°14'52"	98°59'22.5"	0.27	3.70	4.91	44
CHALCO-241	19°14'49.3"	98°59'12.5"	0.26	3.85	6.05	32
CHALCO-242	19°14'34"	98°59'18.3"	0.44	2.27	6.20	25
CHALCO-257	19°13'57.9"	98°56'21.9"	0.58	1.72	7.46	45
CHALCO-258	19°14'13.7"	98°56'20.6"	1.42	0.70	10.82	30

CHALCO-259	19°14'33.2"	98°56'42.4"	0.25	4.00	7.20	39
CHALCO-260	19°15'9.6"	98°57'38"	0.18	5.56	13.45	49
CHALCO-261	19°15'5.2"	98°57'20.9"	0.18	5.56	15.58	44
CHALCO-262	19°15'0.40"	98°57'4.6"	0.18	5.56	13.49	49
CHALCO-263	19°14'53.9"	98°57'36.5"	0.18	5.56	13.18	44
CHALCO-264	19°14'47.4"	98°57'15.3"	0.18	5.56	16.38	42
CHALCO-265	19°14'34.3"	98°57'26.6"	0.20	5.00	7.67	43
CHALCO-266	19°14'30.9"	98°57'12.1"	0.20	5.00	10.98	51
CHALCO-267	19°14'24.2"	98°56'53.2"	0.25	4.00	7.50	35
CHALCO-270	19°14'39.4"	98°57'44.6"	0.21	4.76	6.77	48
CHALCO-272	19°13'43.8"	98°56'29.6"	0.66	1.52	11.33	60
CHALCO-273	19°14'18.8"	98°56'37.4"	1.83	0.55	11.74	35
CHALCO-274	19°14'2.9"	98°56'38"	1.07	0.93	11.89	36
CHALCO-275	19°13'48.1"	98°56'46"	0.61	1.64	4.35	48
CHALCO-276	19°13'51.4"	98°56'58.1"	0.30	3.33	7.03	46
CHALCO-287	19°14'21.4"	98°57'45.3"	0.19	5.26	9.14	47
CHALCO-288	19°14'18.4"	98°57'30.4"	0.18	5.56	8.55	45
CHALCO-289	19°14'11.7"	98°57'9.1"	0.20	5.00	7.79	40
CHALCO-299	19°15'0.7"	98°58'56.9"	0.20	5.00	7.36	39
CHALCO-301	19°15'2.50"	98°58'36"	0.19	5.26	5.70	37
CHALCO-302	19°15'12"	98°58'34"	0.19	5.26	6.58	49
CHALCO-303	19°15'7.5"	98°58'24.6"	0.19	5.26	6.41	32
CHALCO-304	19°14'59.6"	98°58'25.8"	0.19	5.26	6.04	47
CHALCO-305	19°14'51.8"	98°58'27.2"	0.20	5.00	6.86	47
CHALCO-306	19°14'57"	98°58'16.6"	0.19	5.26	5.68	25
CHALCO-307	19°14'45.8"	98°58'8"	0.19	5.26	5.70	30
CHALCO-308	19°14'53.8"	98°58'7.5"	0.20	5.00	5.79	26
CHALCO-309	19°15'1.9"	98°58'5.4"	0.19	5.26	6.98	43
CHALCO-310	19°14'51.2"	98°57'58.3"	0.19	5.26	4.53	25
CHALCO-312	19°15'7.9"	98°57'56.7"	0.18	5.56	7.38	33

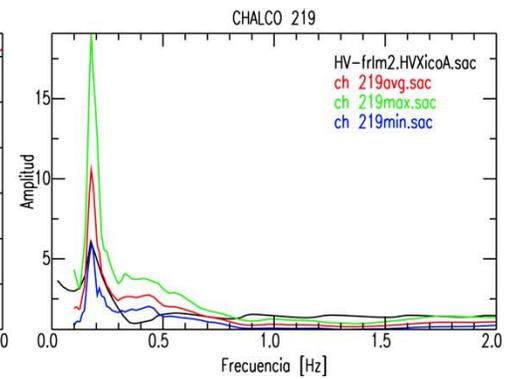
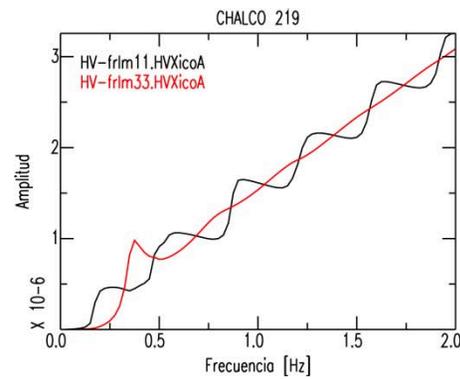
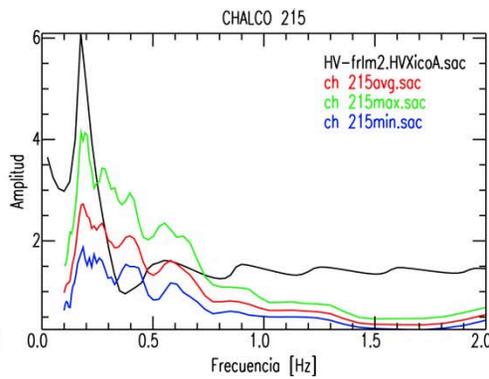
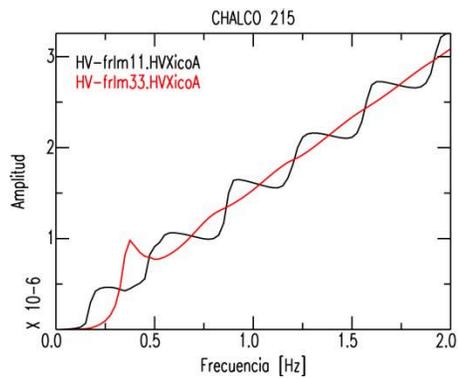
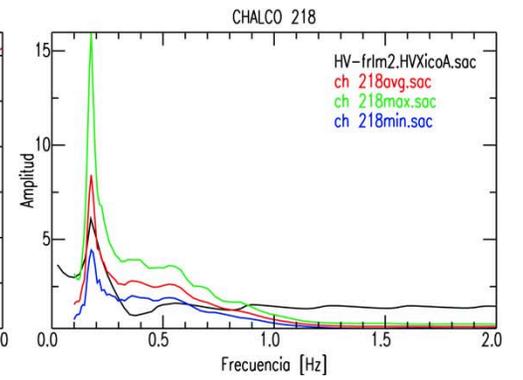
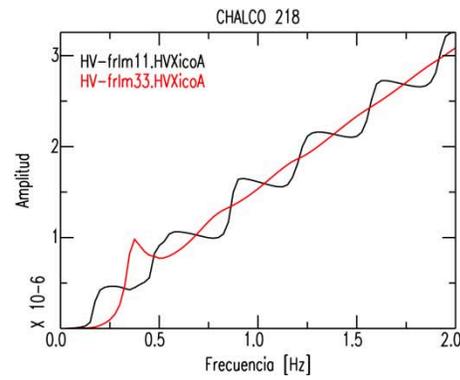
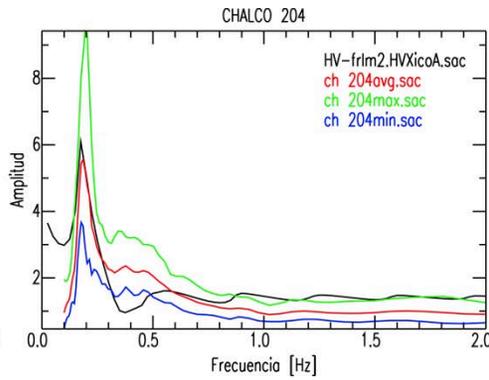
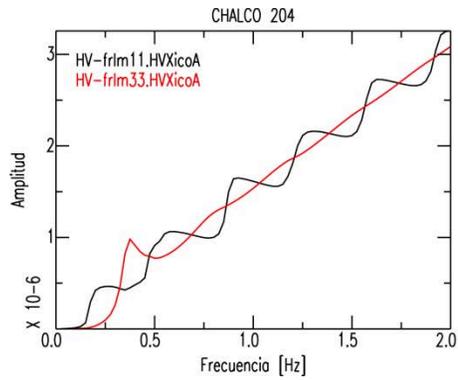
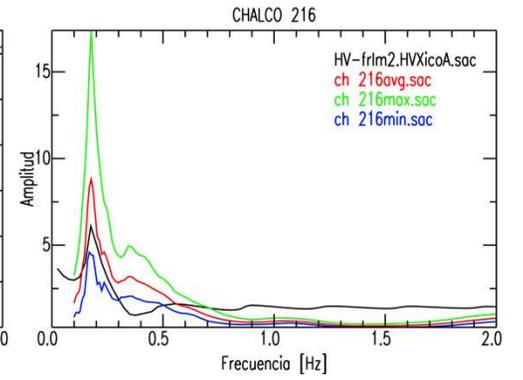
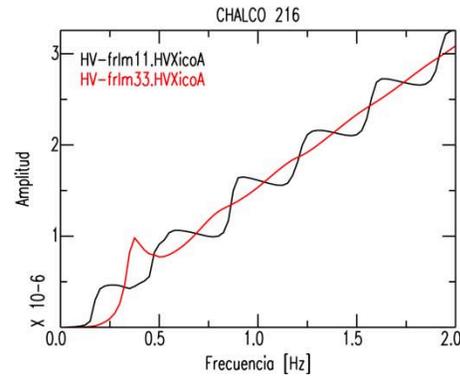
<b>CHALCO-313</b>	19°15'12.65"	98°58'13.2"	0.18	5.56	8.41	25
<b>CHALCO-315</b>	19°15'9.6"	98°58'4.4"	0.19	5.26	6.84	41
<b>CHALCO-316</b>	19°15'18.8"	98°58'2.70"	0.18	5.56	7.96	33
<b>CHALCO-317</b>	19°15'13.1"	98°57'46.3"	0.18	5.56	8.54	34
<b>CHALCO-318</b>	19°14'56.8"	98°57'48"	0.19	5.26	8.33	54
<b>CHALCO-319</b>	19°14'47.5"	98°57'50.1"	0.18	5.56	7.74	40
<b>CHALCO-320</b>	19°14'40.9"	98°57'50.4"	0.21	4.76	6.09	54
<b>CHALCO-321</b>	19°15'8.7"	98°57'29.3"	0.18	5.56	10.09	54
<b>CHALCO-322</b>	19°14'52.4'	98°57'31.3"	0.19	5.26	6.16	40
<b>CHALCO-323</b>	19°14'40.6"	98°57'31.8"	0.20	5.00	6.43	60
<b>CHALCO-324</b>	19°14'36.4"	98°57'34.9"	0.18	5.56	4.85	38

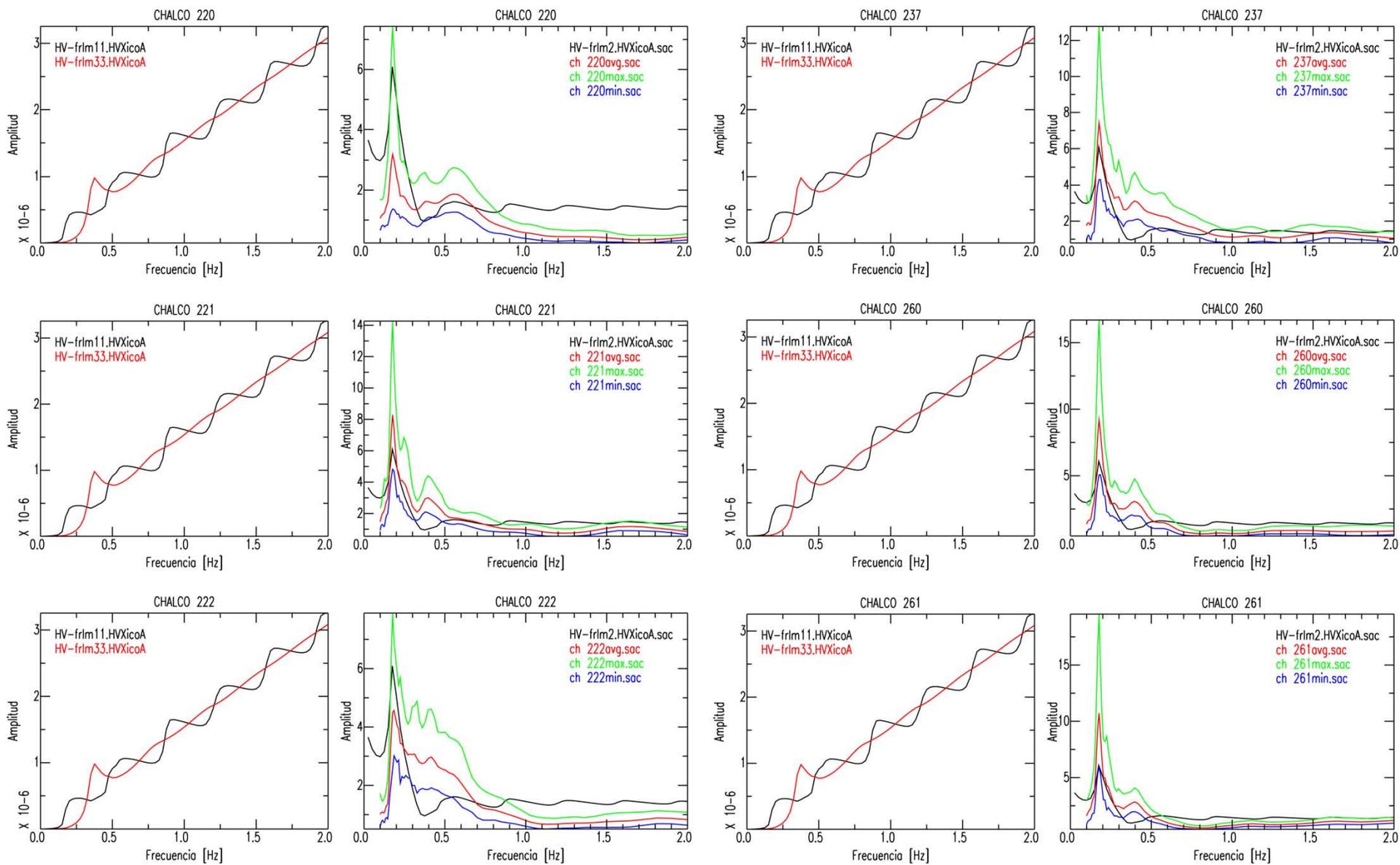
# ANEXO III

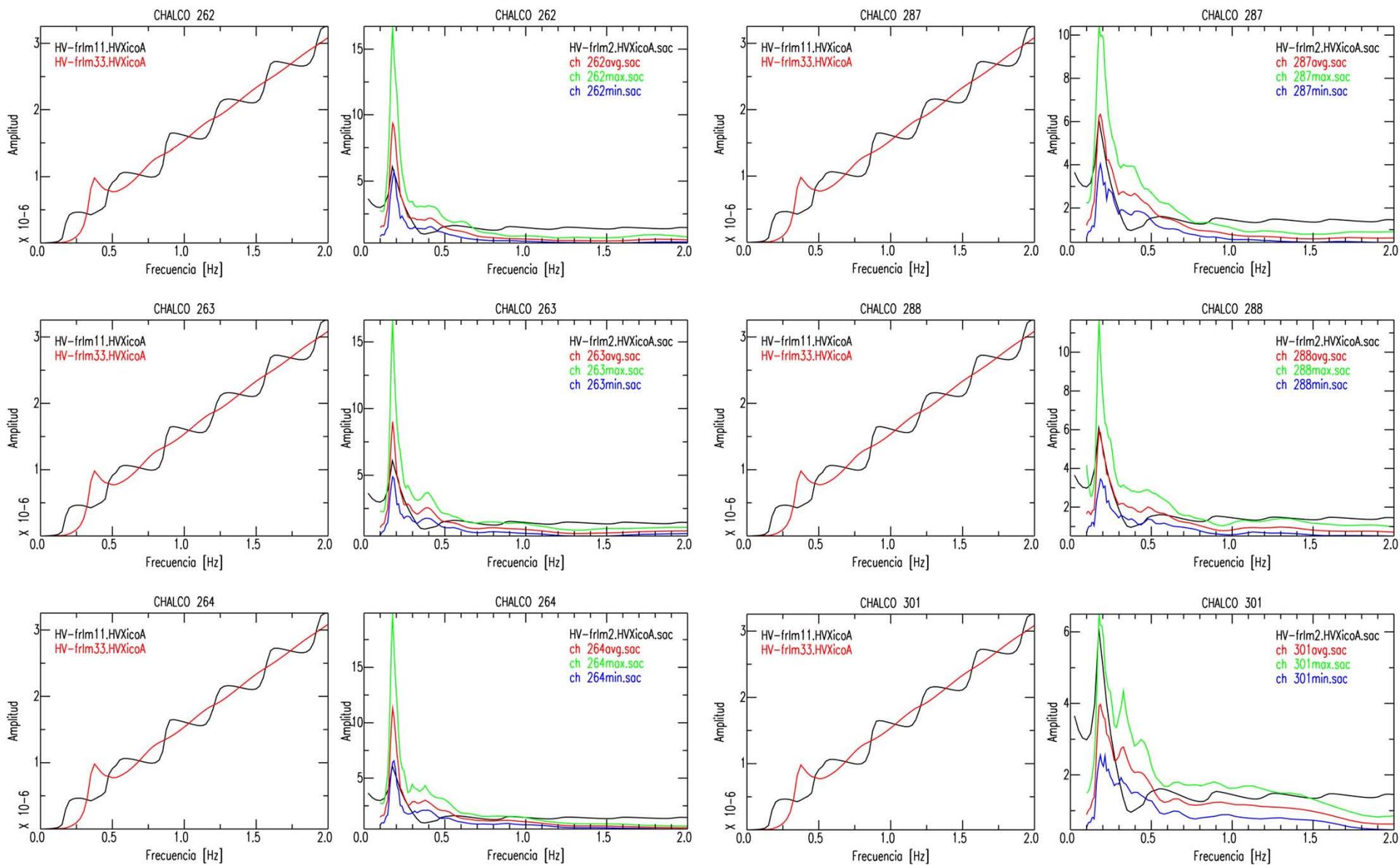
## "COCIENTES ESPECTRALES H/V Y MODELADO DIRECTO"

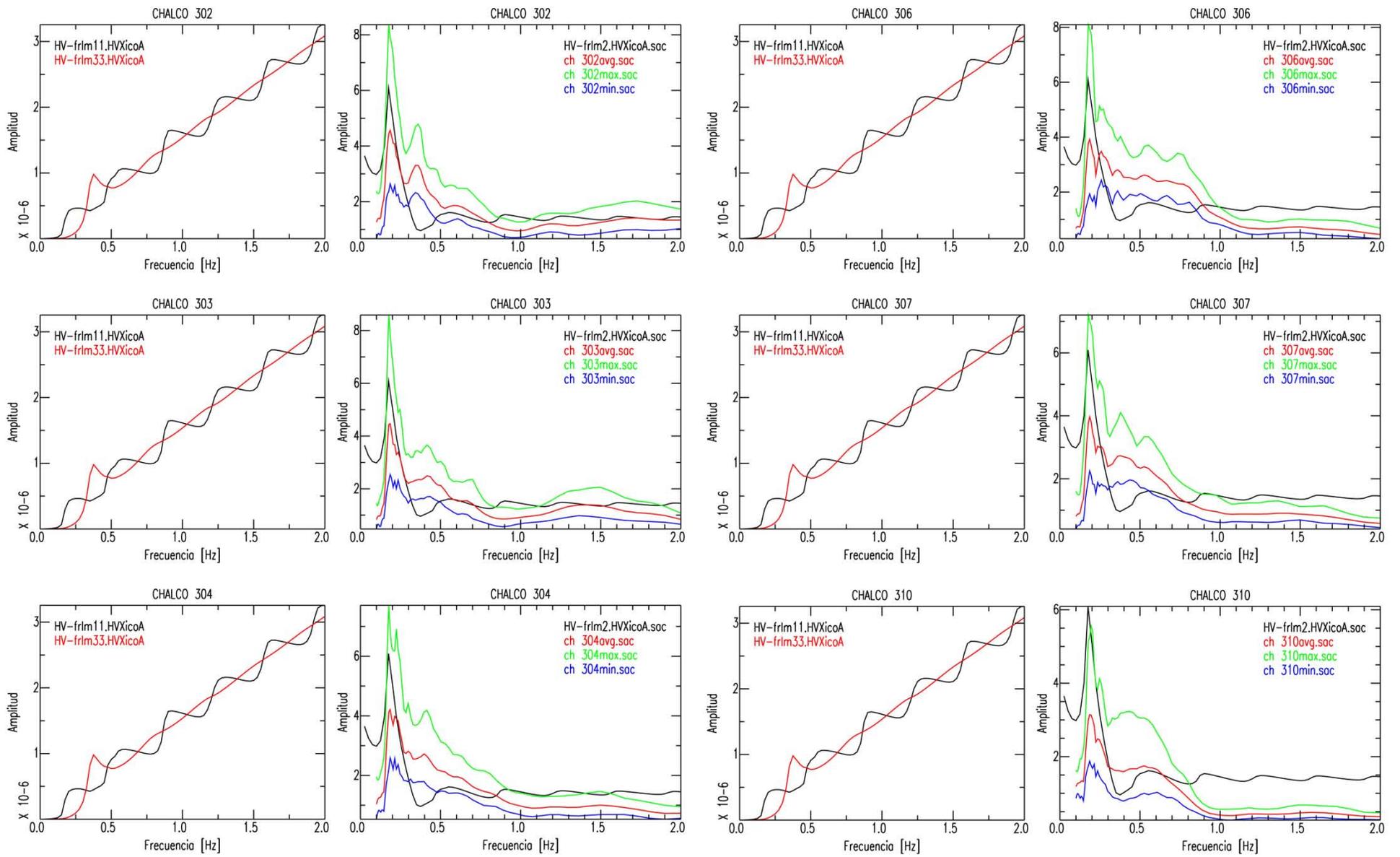
En este anexo se muestran los cocientes espectrales H/V de los 68 sitios de registro de vibraciones ambientales (imagen a la derecha), obtenidos mediante el software GEOPSY. En línea roja se representa el cociente espectral H/V promedio, obtenido a partir del promedio de los cocientes espectrales H/V calculados individualmente para cada ventana de tiempo utilizada en el registro de ruido sísmico (ver capítulo 4), mientras que las líneas azules y verdes muestran los cocientes espectrales H/V asociados a la desviación estándar (+/-), respectivamente. También se presenta con línea negra al cociente espectral H/V teórico (imagen a la derecha), asociado al modelo estratificado de mejor ajuste que se muestra en la tabla. Adicionalmente, se presenta el comportamiento teórico de las componentes imaginarias del tensor de Green  $G_{11}$  y  $G_{22}$ , así como de  $G_{33}$ , en líneas de color negro y rojo (imagen a la izquierda), respectivamente.

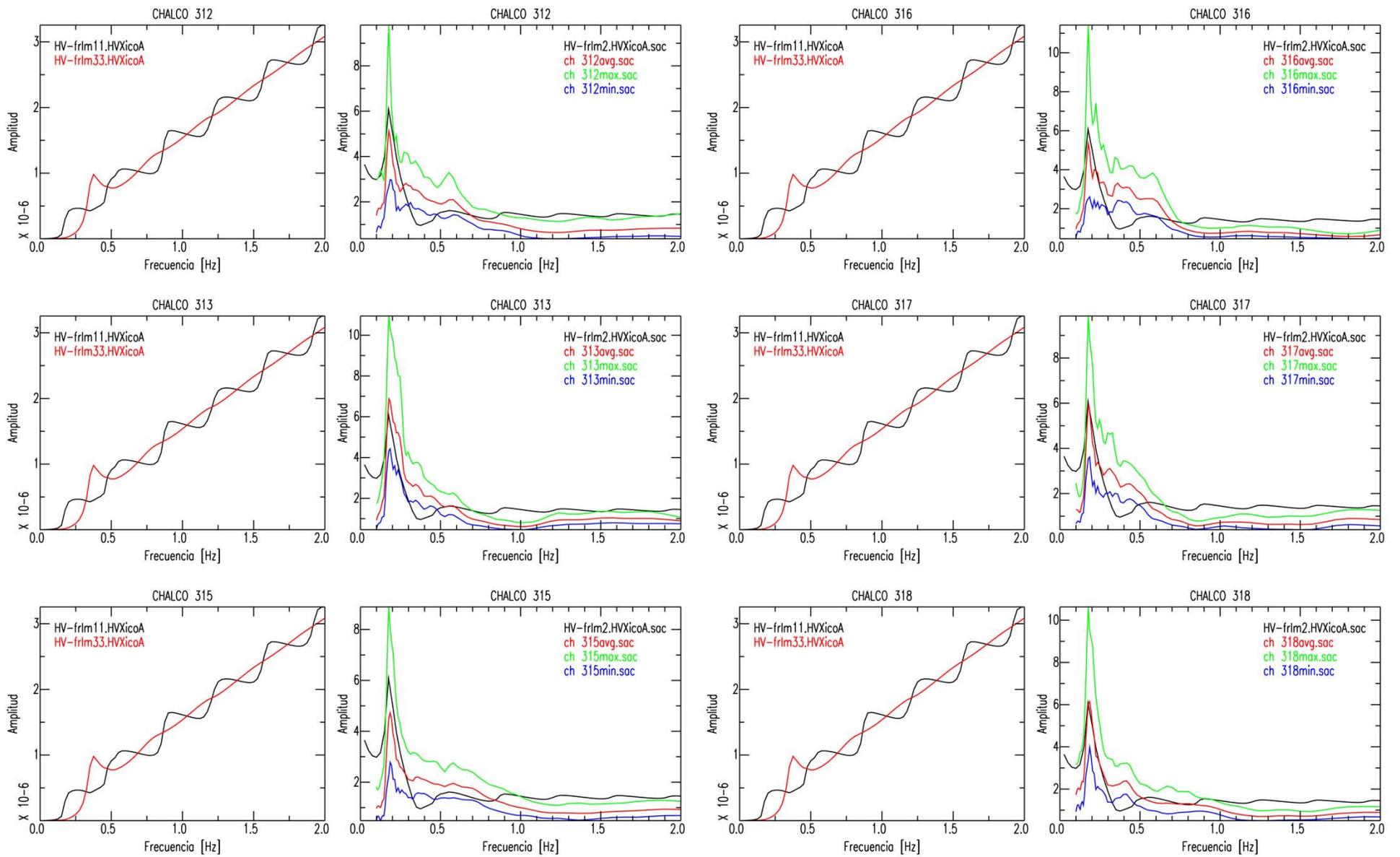
Parámetros del modelo "HVXicoA"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	100	400	80	1.25
2	200	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

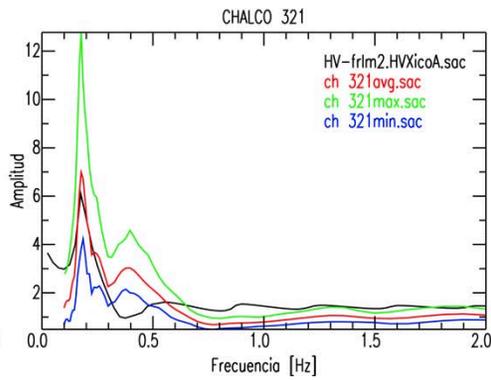
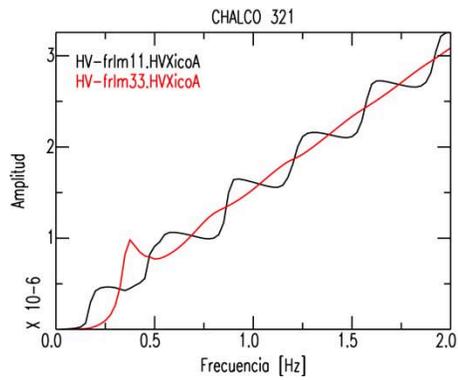
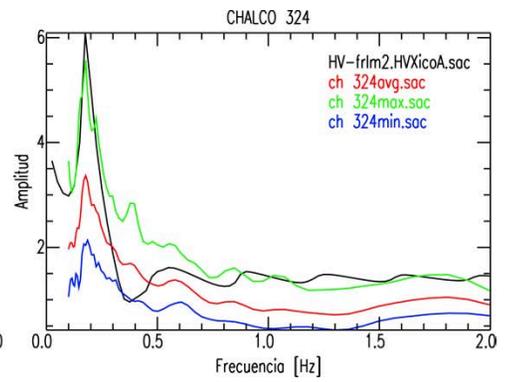
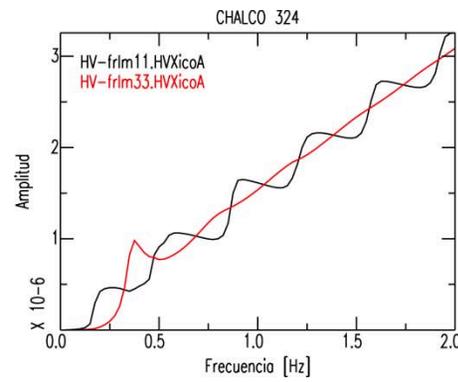
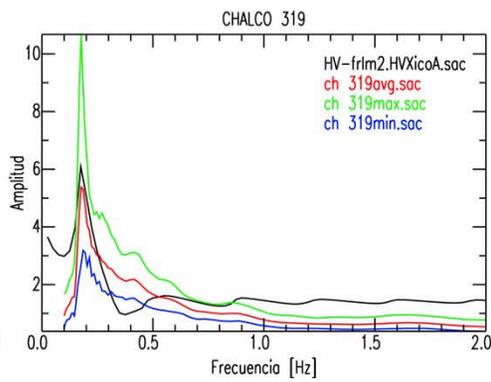
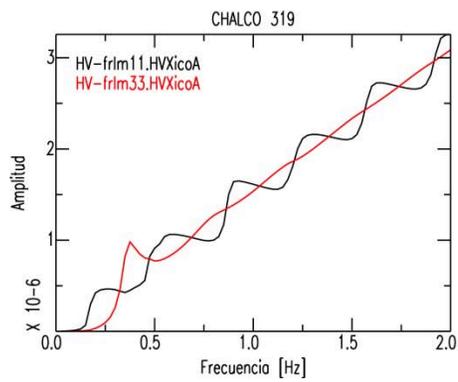




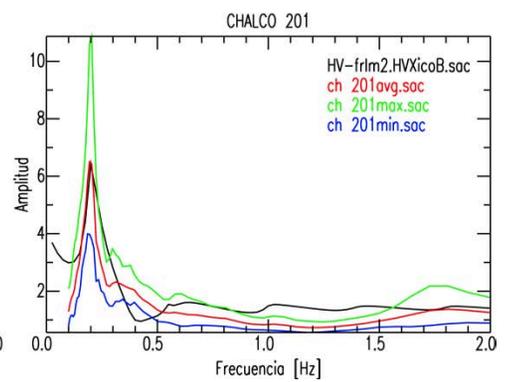
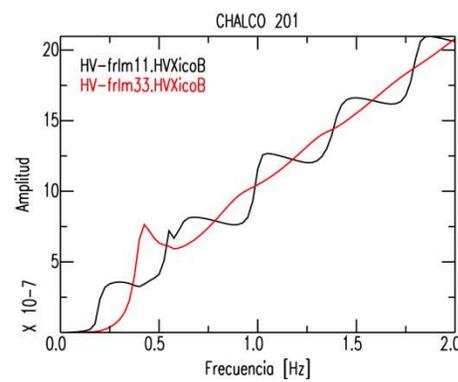
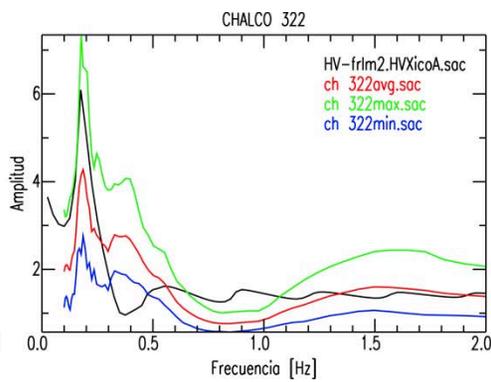
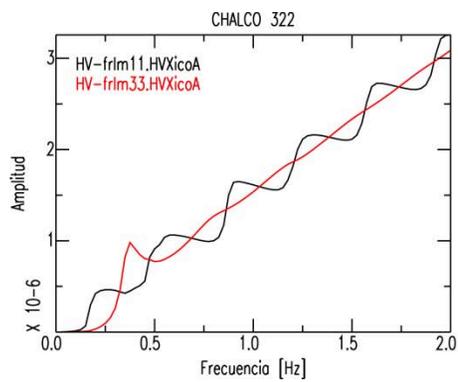


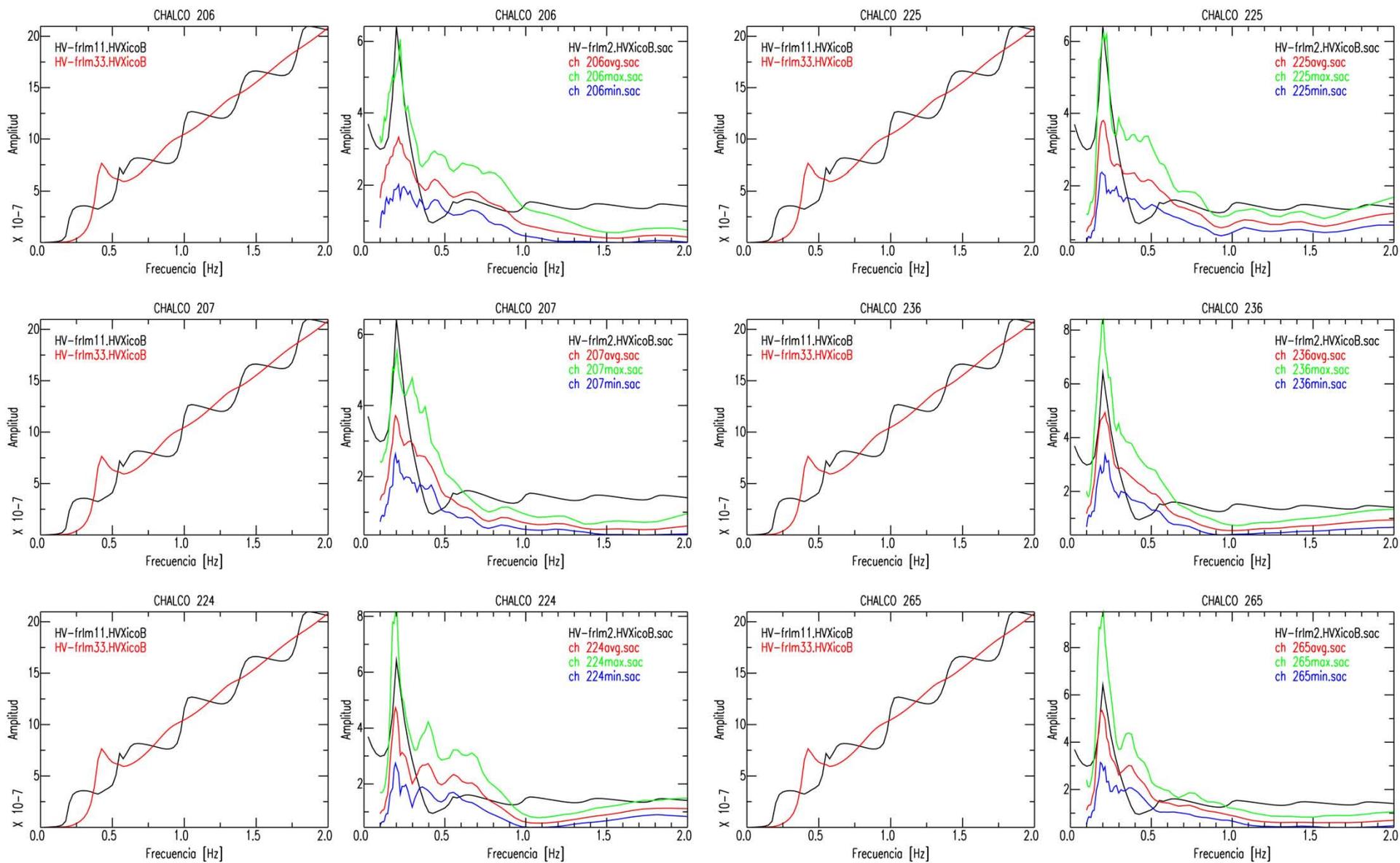


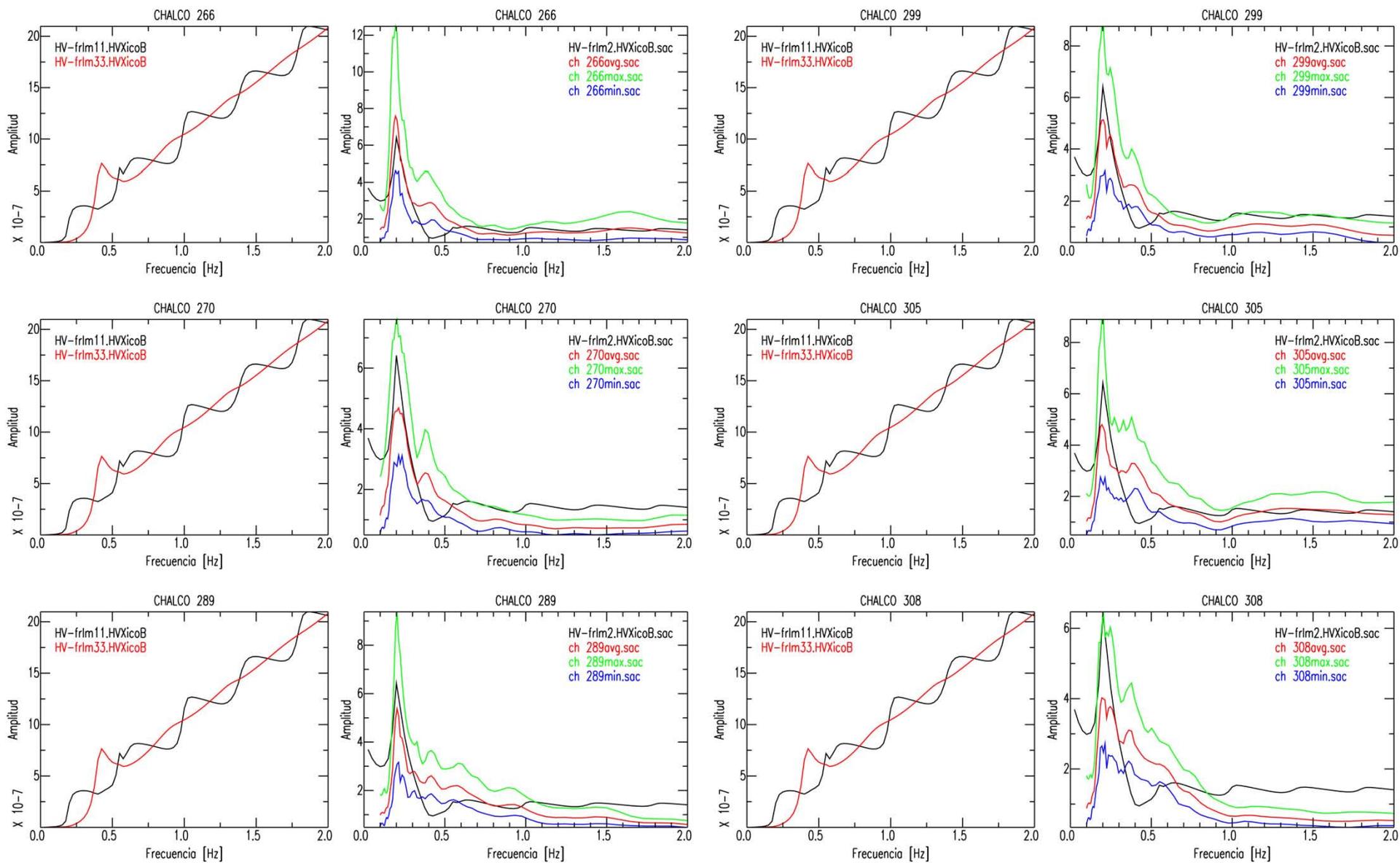


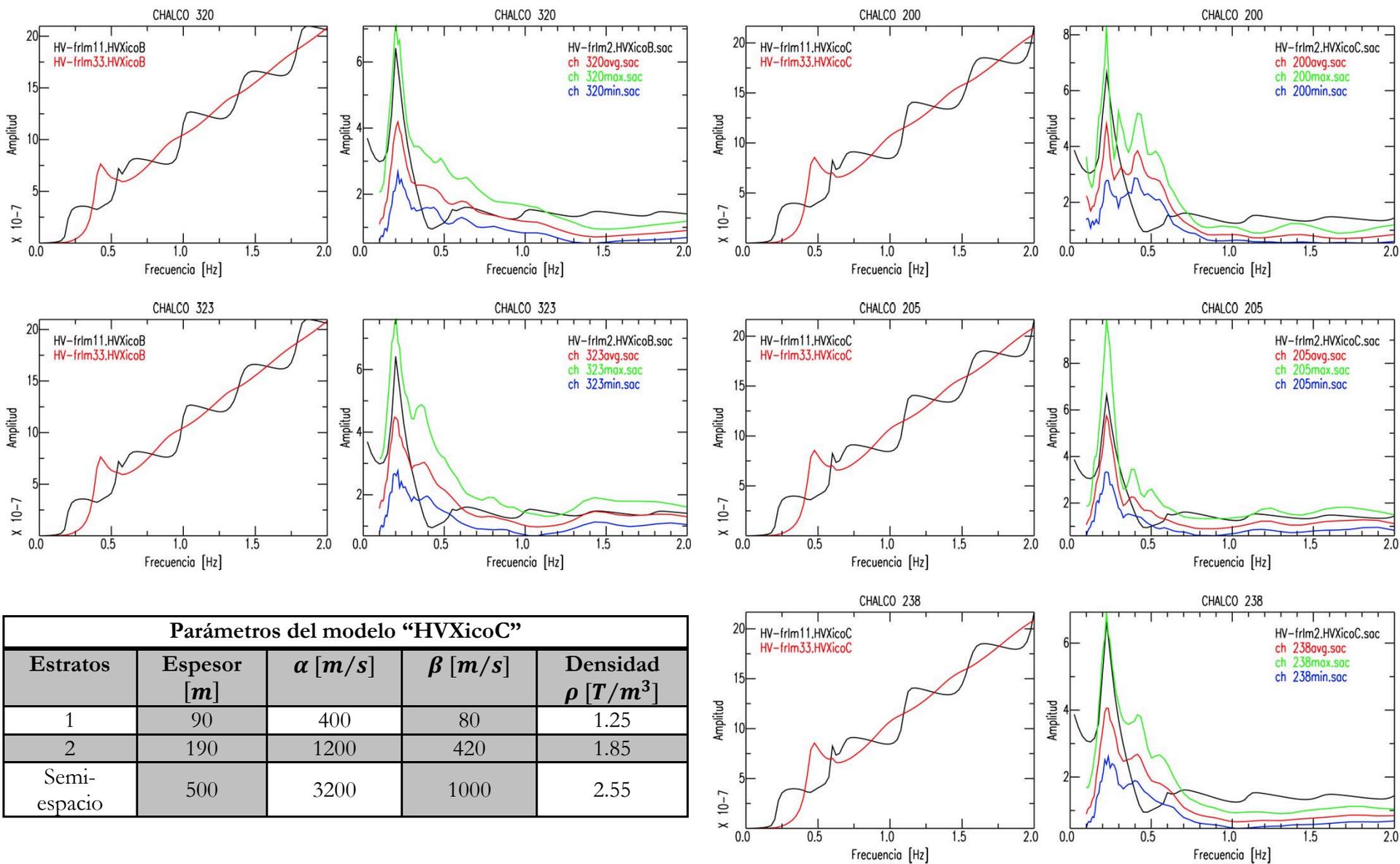


Parámetros del modelo "HVXicoB"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	100	400	80	1.25
2	190	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55



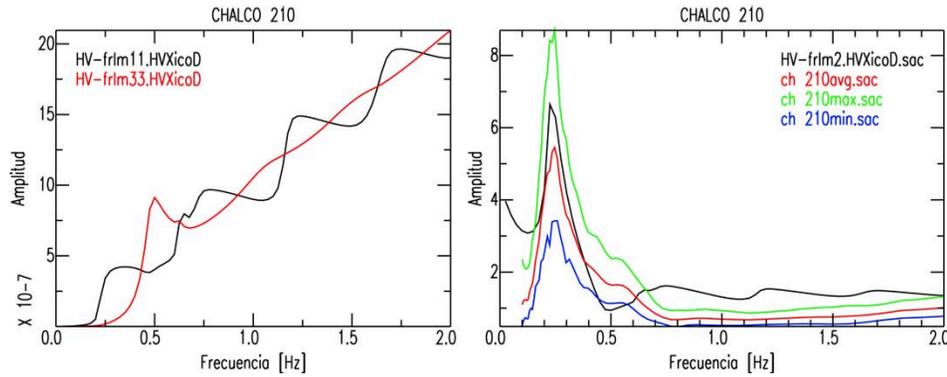
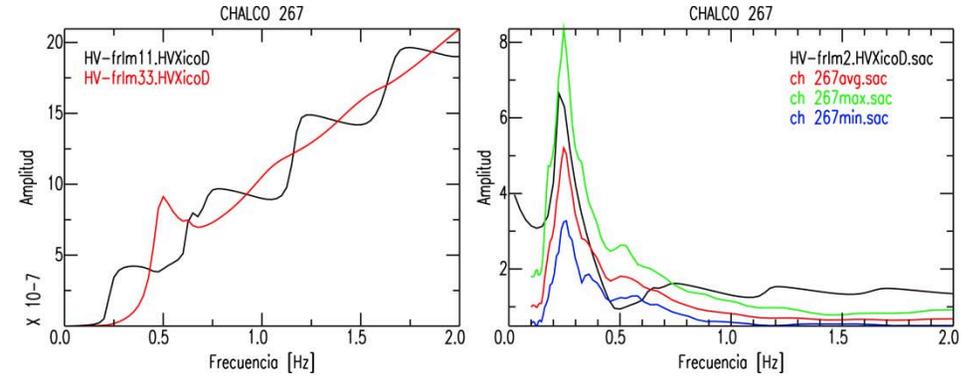




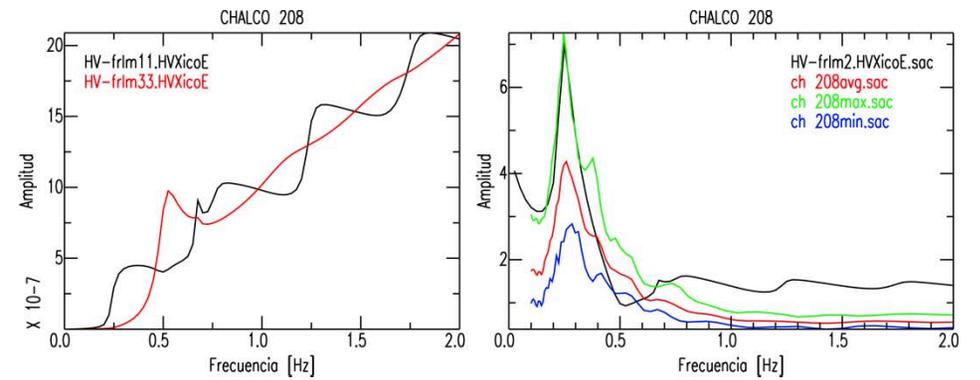
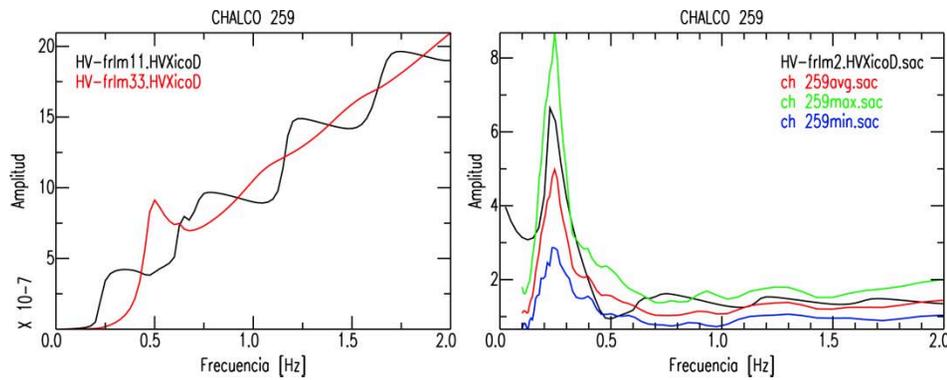


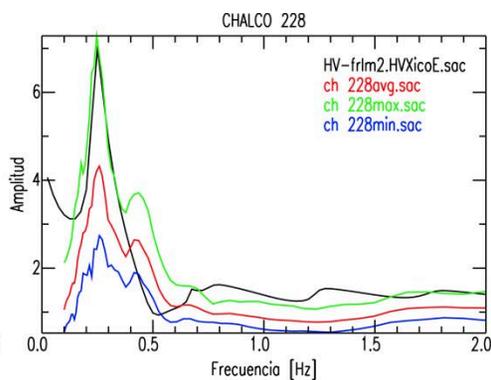
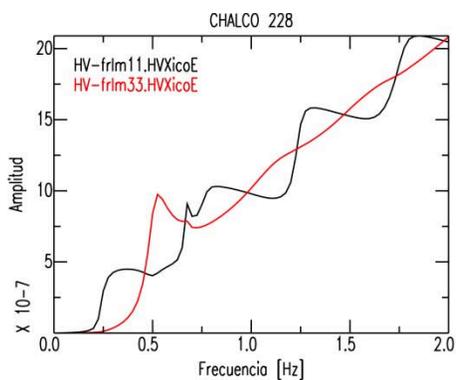
Parámetros del modelo "HVXicoC"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	90	400	80	1.25
2	190	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

Parámetros del modelo "HVXicoD"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	85	400	80	1.25
2	190	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

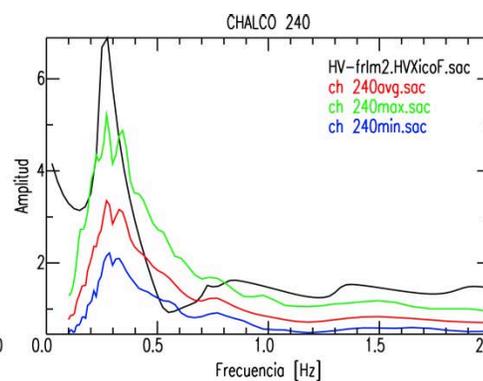
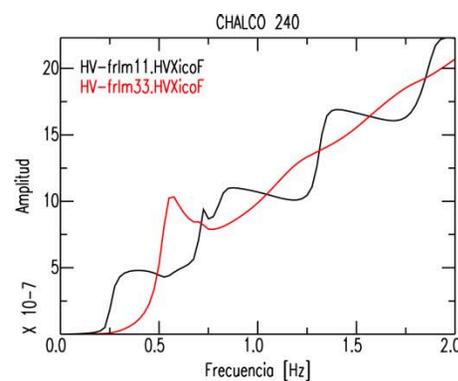
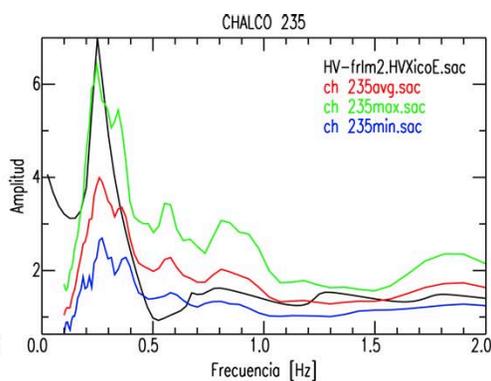
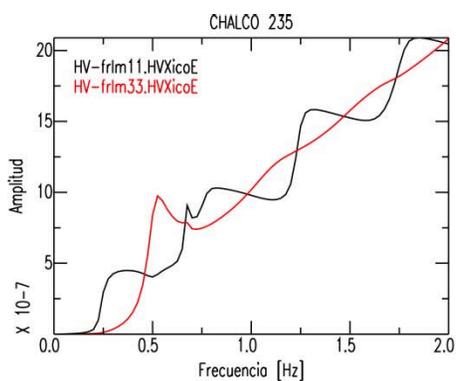


Parámetros del modelo "HVXicoE"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	80	400	80	1.25
2	185	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

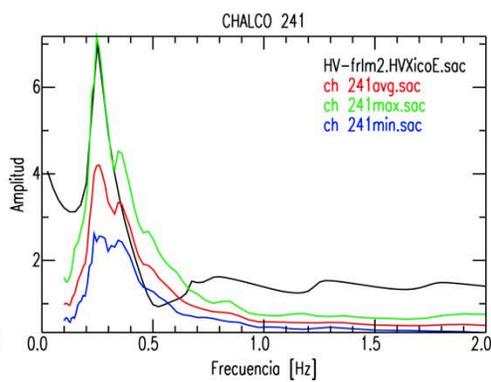
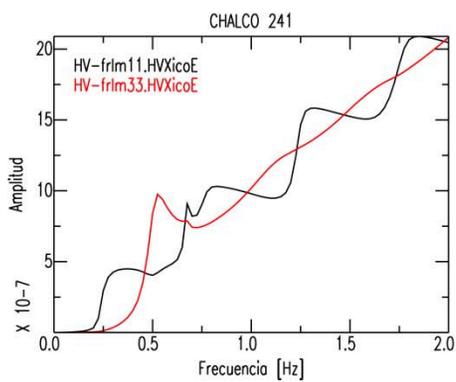


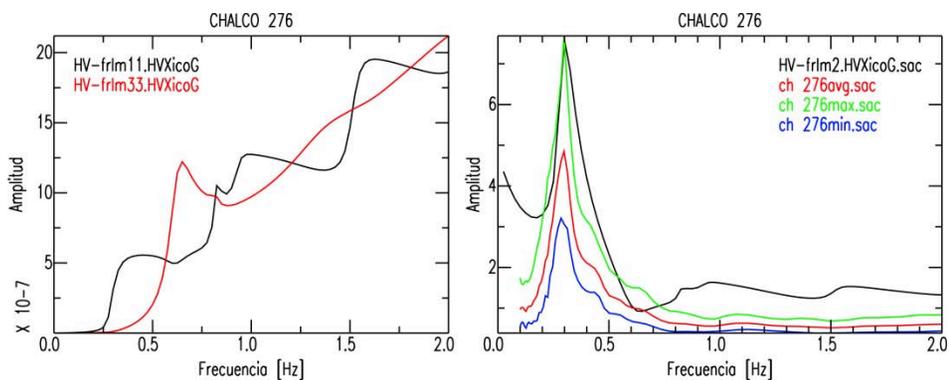


Parámetros del modelo "HVXicoF"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	75	400	80	1.25
2	180	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55



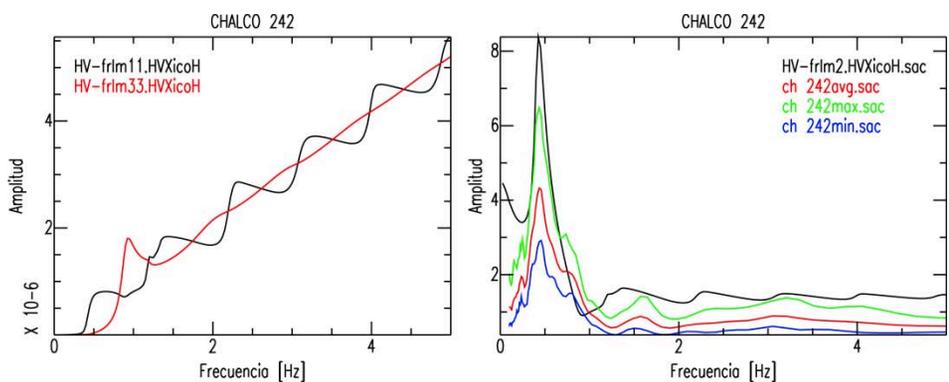
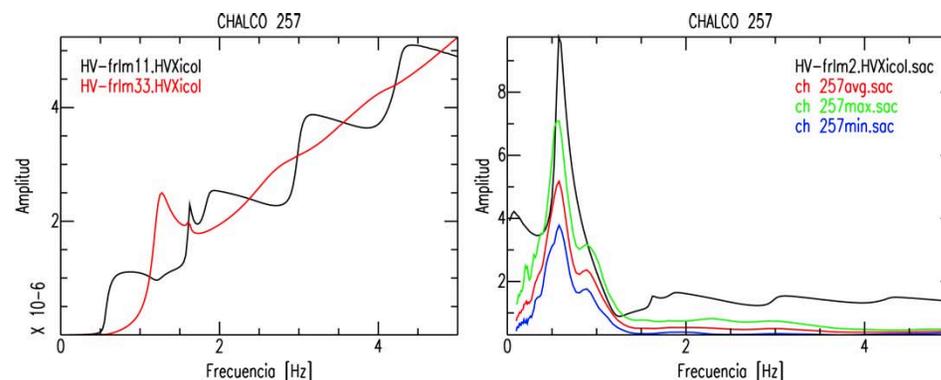
Parámetros del modelo "HVXicoG"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	65	400	80	1.25
2	175	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55



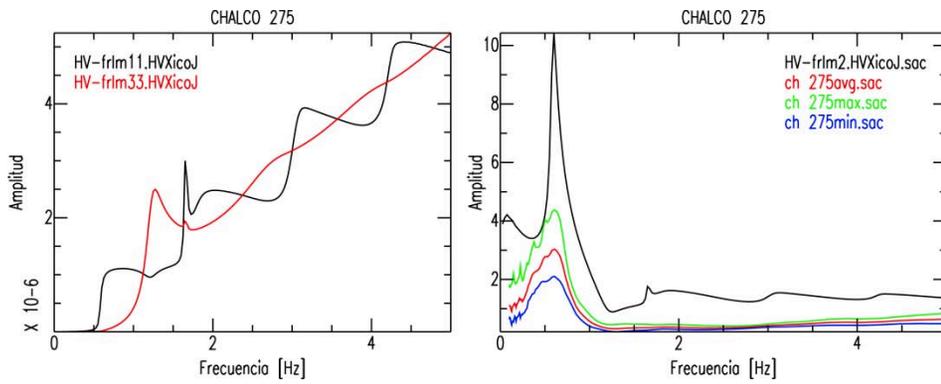


Parámetros del modelo "HVXicoI"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	33	400	80	1.25
2	85	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

Parámetros del modelo "HVXicoH"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	45	400	80	1.25
2	155	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

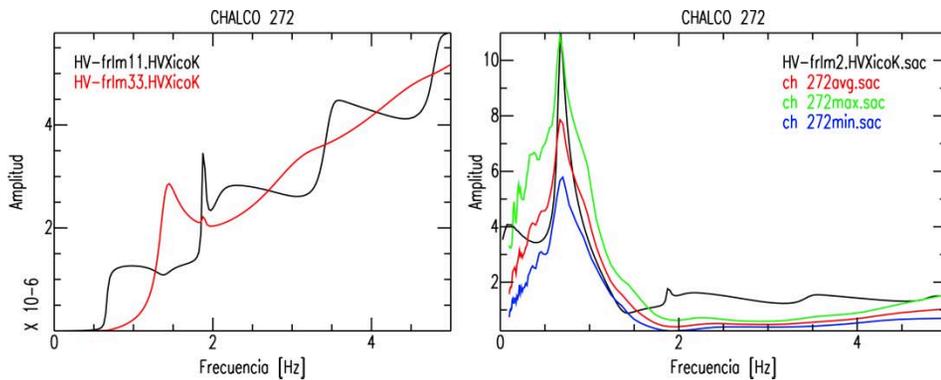
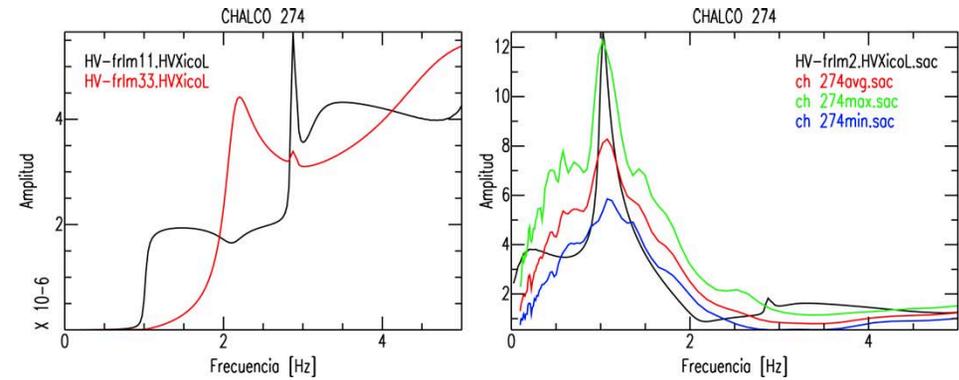


Parámetros del modelo "HVXicoJ"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	33	400	80	1.25
2	45	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

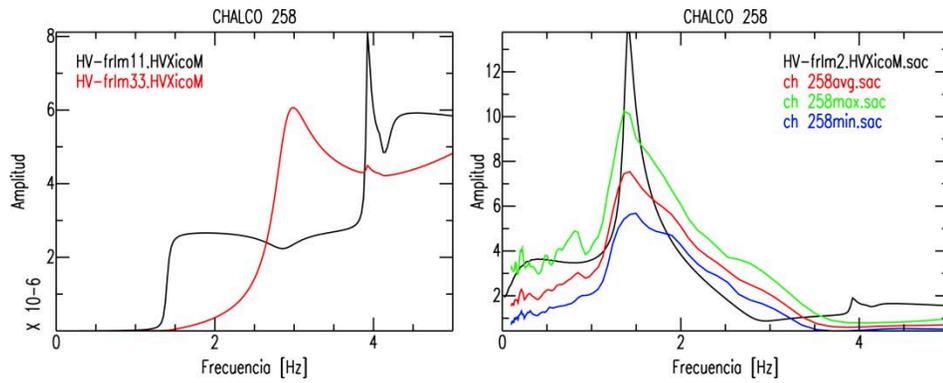


Parámetros del modelo "HVXicoL"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	19	400	80	1.25
2	25	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

Parámetros del modelo "HVXicoK"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	29	400	80	1.25
2	40	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55



Parámetros del modelo "HVXicoM"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	14	400	80	1.25
2	10	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55



Parámetros del modelo "HVXicoN"				
Estratos	Espesor [m]	$\alpha$ [m/s]	$\beta$ [m/s]	Densidad $\rho$ [T/m <sup>3</sup> ]
1	11	400	80	1.25
2	10	1200	420	1.85
Semi-espacio	500	3200	1000	2.55

