



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Correlaciones cruzadas de ruido
sísmico para la obtención de un
modelo 3D de velocidades de corte en
el municipio de Miacatlán y aledaños,
ubicados en el estado de Morelos.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico.

P R E S E N T A

Luna Rodríguez Javier Iván.

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Jorge Aguirre González.



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019.



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.

Dedicaciones.

En general, dedico mi educación y el presente trabajo a mis padres, Miguel Luna García, Martha Rodríguez Becerra y a mi incondicional hermana Nancy Luna que junto con mi sobrino Christopher. Siempre me inspiraron, motivaron y apoyaron. Gracias por creer en mí.

A mis Tíos, Guillermo López y Susana Rodríguez, que en compañía de mis primos Andrea López y Abraham López se convirtieron en parte de mi familia central.

Agradecimientos.

A mi tutor Dr. Jorge Aguirre:

Quien me guio en el desenlace de mi carrera, con sus sabios consejos tanto de la escuela como de la vida, por su tiempo y dedicación.
Y por sus regaños, gracias Doc.

A mis sinodales:

Por las correcciones comentarios y consejos, Jorge Aguirre, Iza Canales, Moisés Contreras, David Escobedo, Marco Macías.

A la Universidad Nacional Autónoma de México:

Por brindarme su cobijo y darme otra visión del mundo.

Al equipo de instrumentación del instituto de ingeniería:

Leonardo Ramírez, Héctor Sandoval, Marco Macías e Israel Molina, que junto con otros compañeros, Bruno Olivares y Rubén Hernández instalamos las estaciones para el presente trabajo.

A la empresa Esperanza Silver de México S.A. de C.V.

Por financiar el proyecto realizado en Xochicalco con número de convenio: iisgconv-147-2016 y permitir usar los datos para la presente tesis.

A mis mejores amigos de la carrera y de la vida:

Cinthia Martinez, Luz Adriana, Saday Barrientos y toda su familia, Rene Solano, Juan Dionicio, Rodrigo Machado, Alfredo, Erick Acevedo, Antonio Barragan, Carlos Morales, Marco Antonio, Gerardo Niño, Toná, Roberto Rivera, Guenda.

A mis amigos maestros, casi doctores:

Iván Granados y José Piña, que me ayudaron a realizar varios de los programas esenciales para la llevar a cabo presente trabajo.

Al instituto de ingeniería:

Quien, junto con mi tutor, me proporcionaron un lugar en la institución y me apoyo económicamente.

Resumen	5
Abstract	6
CAPÍTULO 1	8
INTRODUCCIÓN.....	8
1.1 Objetivo	10
1.2 Objetivos particulares	10
CAPÍTULO 2	11
FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	11
2.1 Ondas superficiales	11
2.1.1 Dispersión.....	13
2.2 Ruido sísmico.....	15
2.3 Acondicionamiento de los datos.....	16
2.3.1 Normalización temporal.....	16
2.3.2 Blanqueamiento espectral	18
2.4 Interferometría sísmica	20
2.5 Función de Green (FG).....	21
2.5.1 Método FTAN	22
2.6 Tomografía.....	22
2.7 Cocientes espectrales H/V.....	23
2.8 Skarns.....	25
CAPÍTULO 3	27
CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	27
3.1 Localización	27
3.2 Eje Neovolcánico (geología contextual).....	28
3.2 Geología regional del estado de Morelos	29
3.2.1 Plataforma Morelos-Guerrero.....	29
3.2.2 Formación Morelos	29
3.3 Importancia económica.....	31

CAPÍTULO 4.	32
INSTRUMENTACIÓN.	32
4.1 Equipo.....	32
4.2 Construcción de estaciones para predios baldíos y privados.	33
4.3 Red temporal de estaciones.....	35
4.5 Adquisición de datos.	36
CAPÍTULO 5.	39
APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS.	39
5.1 Correlaciones.....	39
5.1.1 Corrección instrumental.....	40
5.1.2 Determinación de los parámetros a usar.	42
5.1.3 Curvas de dispersión.....	46
5.2 Inversión de curvas de dispersión.....	51
5.2.1 Selección de mallado.....	51
5.2.2 Test de resolución.	52
5.2.3 Tomografías.....	55
5.3 Cocientes espectrales H/V.	59
5.4 Inversión de curvas a profundidad.....	64
5.5 Modelo 3D.....	68
CAPÍTULO 6.	74
DISCUSIÓN DE RESULTADOS.	74
6.1 Discusión de resultados.....	74
6.2 CONCLUSIONES.	83
Referencias.	85
Anexos	89
Anexo 1	89
Curvas picadas.	89
Anexo 2	113
Arreglo de estaciones.	113

Resumen.

En el presente trabajo se lleva a cabo el análisis de ruido sísmico (microtremores) en las colindancias de los municipios de Miacatlán y aledaños ubicados en el estado de Morelos con el objetivo de caracterizar las propiedades sísmicas del medio y obtener un modelo 3D de velocidades de ondas de corte. Para ello se desplegaron 11 estaciones sismológicas con sensores de banda ancha (0.033-50 Hz). Dichos sensores fueron ubicados en puntos de interés particular como áreas urbanas y la zona arqueológica de Xochicalco. Las estaciones se encontraron instaladas a una distancia mínima de 0.5 km y máxima de 7.9 km. Aunque la colocación del total de los sensores se realizó en un tiempo aproximado de 6 meses, el tiempo de registro simultáneo de los diez sensores fue de 2 meses con 11 días, grabando en tiempo continuo a 100 m.p.s. Para reconstruir la función de Green se llevó a cabo la correlación cruzada entre 10 estaciones, pues una de las estaciones solo se colocó por algunas horas. El procedimiento usado para calcular las correlaciones fue siguiendo en lo posible el método de Bensen et al. (2007).

En primera instancia se realizó la corrección instrumental. Luego se aplicó el blanqueamiento espectral y el 1-Bit. Posteriormente se llevó a cabo la correlación entre pares de estaciones obteniendo la Función de Green o bien, Función de Green Empírica (FGE) dado que ha sido obtenida experimentalmente de cada uno de los 45 pares. Se aplicó un filtrado múltiple a la FGE para poder inferir las velocidades de grupo y llevar a cabo el picado que representará la curva de dispersión. Después se realizó la discretización del área de estudio buscando el mallado adecuado para poder obtener óptimamente las posibles anomalías que se llegaran a presentar en dicha zona de estudio. Una vez seleccionado el mallado adecuado con ayuda de una prueba de resolución (tablero de ajedrez) se realizó la tomografía a diferentes frecuencias. Posteriormente se obtuvieron las curvas de dispersión a profundidad para cada punto de la malla.

Se realizó la inversión de las curvas de dispersión a profundidad y en algunos puntos se pudo hacer la inversión conjunta con los cocientes espectrales H/V obtenidos en las 10 estaciones con la finalidad de simplificar el espacio solución del modelo 1D representativo.

Consecuentemente se obtuvieron 145 perfiles de velocidad de ondas de corte con el programa hv-in, con un ajuste mayor al 95% en todas las curvas. Obteniendo básicamente 3 capas y el semi espacio con velocidades desde .05 Km/s, y hasta 1.8 Km/s al suroeste del área de estudio.

Posteriormente estos 145 modelos 1D se integraron en el programa Voxler 4 para finalmente obtener un modelo 3D de velocidades de corte de la zona de estudio. Este modelo tridimensional nos permitió ver con más detalle los contrastes de velocidad: obteniendo una gran congruencia con la geología del lugar.

Abstract.

In the present work, the analysis of seismic noise (microtremores) is carried out in the vicinity of the municipalities of Miacatlán and neighboring areas located in the state of Morelos with the objective of characterizing the seismic properties of the medium and obtaining a 3D model of velocities of Rayleigh waves. For this, 11 seismological stations were deployed with broadband sensors (0.033-50 Hz). These sensors were located in particular points of interest such as urban areas and the archaeological zone of Xochicalco. The stations were located at a minimum distance of 0.5 km and a maximum distance of 7.9 km. Although the placement of the total of the sensors was carried out in an approximate time of 6 months, the time of simultaneous recording of the ten sensors was approximately 2 months with 11 days, recording in continuous time at 100 m.p.s. To reconstruct the Green Function, the cross-correlation between 10 stations was carried out, since one of the stations was only placed for a few hours. The procedure used to calculate the correlations was following as far as possible the method of Bensen et al. (2007).

In the first instance, the instrumental correction was made. Then the spectral whitening and the 1-Bit were applied. Subsequently, the correlation between pairs of stations was done in order to obtain the Green Function or the Empirical Green Function (FGE) since it has been obtained experimentally from each of the 45 pairs.

A multiple filtering was applied to the FGE to be able to infer the group velocities and carry out the mark off that represented the dispersion curve. Then, the discretization of the study area was carried out, searching for the adequate meshing to optimally obtain the possible anomalies that would occur in said study area. Once the appropriate mesh was selected with the help of a resolution test (chessboard), the tomography was performed at different frequencies. Subsequently, the dispersion curves were obtained at depth for each point of the mesh.

The inversion of the dispersion curves was carried out in depth and in some points it was possible to make the joint inversion with the spectral ratios H / V obtained in the 10 stations in order to simplify the solution space of the representative model 1D. Consequently, 145 Rayleigh wave velocity profiles were obtained with the hv-in program, with an adjustment greater than 95% in all the curves. Obtaining basically 3 capable and semi space with speeds from .05 km /s, up to 1.8 km /s southwest of the study area.

Later these 145 1D models were integrated into the Voxler 4 program to finally obtain a 3D model of shear wave velocities of the study area. This three-dimensional model allowed us to see in more detail the speed contrasts: obtaining a great congruence with the geology of the place.

CAPÍTULO 1.

INTRODUCCIÓN.

Actualmente el estudio de las vibraciones sísmicas del suelo nos ha permitido inferir distintas propiedades de este. Gracias al estudio de estas vibraciones sísmicas se ha podido conocer la estructura de velocidad del subsuelo. Estas propiedades son de gran importancia en varias ramas de la ingeniería como: geotecnia, minería, hidrología, petrología entre muchas otras.

No obstante, hace algunos años en el área de la sísmica, las señales producidas por el ruido ambiental causadas por distintos factores antropogénicos y naturales eran consideradas señales indeseables. Sin embargo, el ruido ambiental siempre está presente en la toma de registros sísmicos, por consiguiente, distintos investigadores se han dado a la tarea de analizarlo e incluso aprovechar estas vibraciones (microtremores) para obtener información del medio. Recientemente, en geofísica se han discutido ampliamente las características del ruido sísmico, concentrándose principalmente en microsísmica, interferometría y geofísica ambiental (Groos y Ritter, 2009; Persson, 2003).

Desarrollos recientes en acústica (por ejemplo, Weaver y Lobkis, 2001a, 2001b; Derode et al., 2003) y sismología. (Campillo y Paul, 2003) sugieren un método alternativo para medir la respuesta elástica de la Tierra, mediante la extracción de la Función de Green Empírica (FGE) de los campos de onda difusos.

Los campos de onda totalmente difusos son compuestos por ondas con amplitudes y fases aleatorias, propagándose en todas las direcciones posibles, por lo tanto, contienen la información en cualquier posible camino la cual puede ser extraída mediante el cálculo de correlaciones cruzadas entre pares de receptores (FGE). Un ejemplo de lo antes mencionado, es la representación de un campo de onda difuso dentro de un cuerpo elástico (la Tierra en nuestro caso) (Weaver y Lobkis, 2001b).

La función de Green consiste en la superposición de ondas y representa la respuesta impulsiva de un medio heterogéneo a una fuente puntual bajo ciertas condiciones de frontera (Snieder et al., 2009; Campillo et al., 2014; Shen et al., 2012) y que en sismología “describe a un campo de ondas elástico excitado por una fuerza puntual instantánea” (Campillo et al., 2014).

Esta función se ha recuperado experimentalmente del promedio de las correlaciones cruzadas del campo de onda elástico difuso e isotrópico generado por la dispersión múltiple o por un gran número de fuentes (como los microsismos) (ver Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004; Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005)

En el presente trabajo para obtener la FGE y poder caracterizar el área de estudio por medio de las velocidades de cortante, usamos la metodología propuesta por Bensen et al. (2007). Bensen presenta los pasos a seguir para la obtención de la FGE y su tratamiento. Con la finalidad de obtener una tomografía de velocidades de corte. El autor describe cuatro pasos principales que se aplican en el siguiente orden: (1) preparación de datos de una sola estación, (2) correlación cruzada y apilamiento temporal, (3) medición de curvas de dispersión y (4) control de calidad, incluyendo análisis de errores y selección de las mediciones aceptables.

A la par, con el fin de obtener un modelo tridimensional de velocidades de cortante más confiable, se realizó el método de cocientes espectrales H/V. Estos cocientes nos sirven para obtener el periodo fundamental en las distintas estaciones y llevar a cabo la inversión conjunta, pues el problema de no singularidad es inherente a cualquier proceso de inversión y este problema puede mitigarse realizando una inversión conjunta de H /V (Piña-Flores et al., 2017).

El presente trabajo se compone de seis capítulos, mostrando en el primero la introducción y los objetivos tanto generales como particulares. En el capítulo dos se describen los conceptos fundamentales para poder contextualizar y entender mejor el presente trabajo, tales conceptos como: ondas superficiales, ruido sísmico, interferometría, tomografía entre otros. Posteriormente se muestra en el capítulo tres la localización del área

de estudios y las características geológicas de la zona, desde un panorama regional hasta un panorama local. Se agrega un breve apartado de la importancia económica de la zona. Enseguida en el capítulo 4 se detalla brevemente el equipo usado para la realización de este proyecto y se da a conocer la importancia del trabajo de campo, desde la construcción de las estaciones hasta la colocación de los sensores y la toma de datos. Posteriormente, se lleva a cabo la aplicación de los métodos en el capítulo cinco, describiendo el procesamiento que requieren los datos para poder obtener el modelo tridimensional de ondas de corte de la zona. Finalmente en el capítulo 6 se presentan y discuten los resultados obtenidos en cada uno de los procesos realizados y se dan las conclusiones del presente trabajo.

1.1 Objetivo.

El objetivo del presente trabajo es llevar a cabo la caracterización sísmica de ondas de corte de la zona de estudio. Se busca obtener esta caracterización realizando correlaciones cruzadas de ruido sísmico apegándonos al método de Bensen et al. (2007). Se busca también complementar la información con el método de coeficientes espectrales H/V. Y con ambos resultados se realiza la inversión conjunta, para finalmente: obtener un modelo tridimensional de velocidades de corte representativas de la zona.

1.2 Objetivos particulares.

Probar la efectividad de la metodología propuesta por Bensen et al. (2007) para la obtención de la función de Green.

Identificar el tiempo necesario para obtener la función de Green con y sin el método Bensen.

Obtener un modelo 3D de velocidades de corte congruente con la geología del área de estudio.

CAPÍTULO 2.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

En este capítulo veremos la definición de los conceptos más elementales que contextualizan el presente trabajo.

2.1 Ondas superficiales.

Se les llama ondas superficiales por estar confinadas en la superficie definida por dicha interfaz. Su propagación es bidireccional sobre la misma (Stein & Wysession, 2003).

En sismica las ondas superficiales, son aquellas que viajan en el límite de la tierra y el aire, es decir en la corteza terrestre. Se atenúan conforme se alejan de la superficie y su velocidad es menor en comparación con las ondas de cuerpo, ondas P y S, a causa de su gran amplitud y duración.

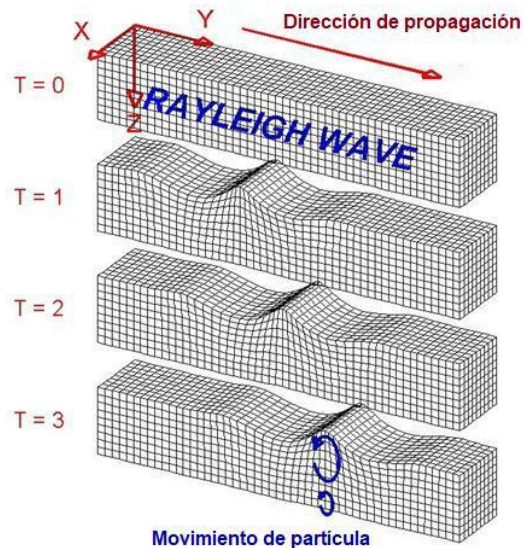


Figura 2.1 Ondas de Rayleigh. T representa el tiempo (el movimiento de onda se representa en tres momentos sucesivos a la generación de onda). El movimiento de la partícula determinado por la onda de Rayleigh viaja tanto en los planos vertical como horizontal (movimiento elíptico retrógrado). En el plano horizontal, el movimiento es a lo largo del componente radial. Imagen de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

Estas ondas se pueden clasificar en dos tipos, ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas Rayleigh surgen de la interacción de las ondas P y SV a una velocidad de propagación casi del 90 % de las ondas S de forma longitudinal. Su movimiento es paralelo a la dirección de propagación describiendo un movimiento elíptico retrogrado de la partícula (figura 2.1).

Las ondas Love viajan de forma transversal, es decir, su movimiento es perpendicular a la dirección de propagación y viajan con una velocidad ligeramente mayor a las ondas Rayleigh. Las ondas Love son el resultado de las ondas SH atrapadas cerca de la superficie al incidir en ángulo (figura 2.2).

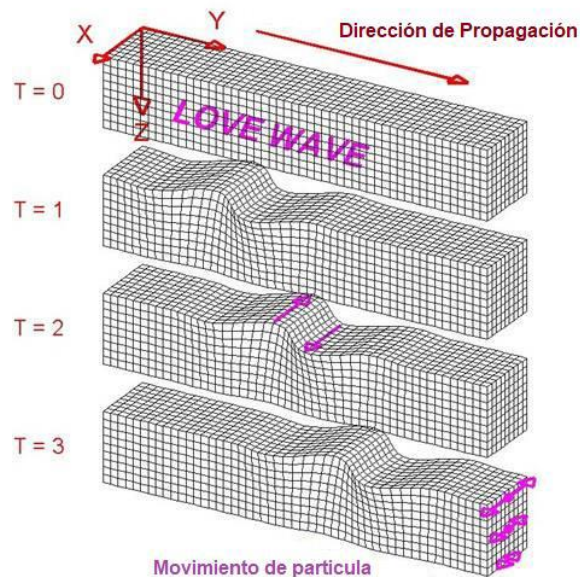


Figura 2.2 Ondas de Love. T representa el tiempo (el movimiento de onda se representa en tres momentos sucesivos a la generación de onda). El movimiento de la partícula determinado por la onda de love, es solo en el plano horizontal, transversalmente (es decir, perpendicularmente) a la dirección de propagación. Tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

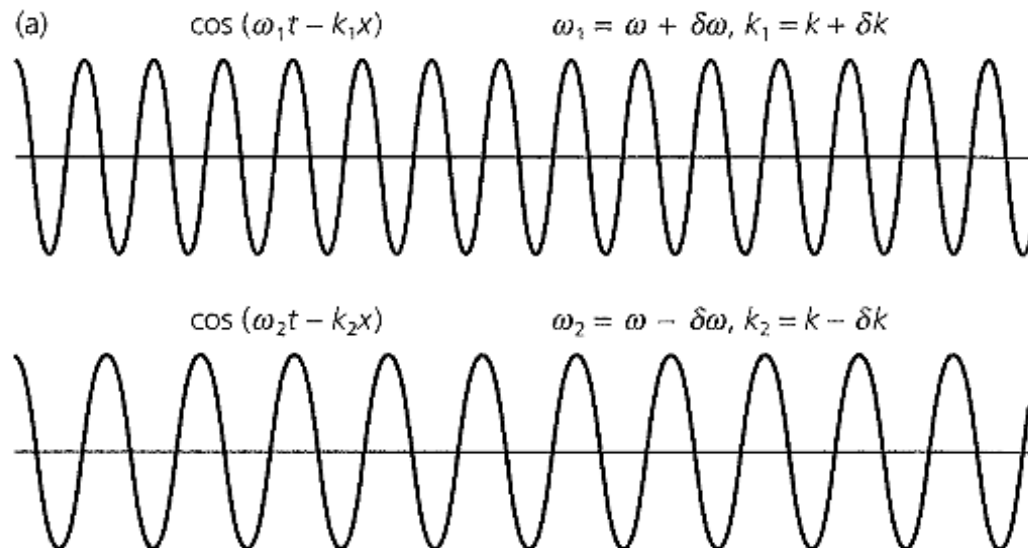
Se puede apreciar en la figura 2.1 y 2.2 que las ondas Love presentan un movimiento puramente transversal, mientras que las ondas Rayleigh presentan un movimiento radial y vertical, en ambos casos la amplitud decae rápidamente con respecto a la profundidad.

Este tipo de ondas son dispersivas pues su velocidad varía con respecto a la frecuencia generando distintos desplazamientos con respecto a su profundidad.

2.1.1 Dispersión.

Una de las características principales de las ondas superficiales son sus propiedades dispersivas, estas se dan debido a la separación de sus componentes a lo largo del tiempo por tener diferentes velocidades de propagación. En consecuencia, se pueden identificar dos tipos de velocidad de propagación; velocidad de grupo y velocidad de fase.

Velocidad de grupo: Es la velocidad a la que se propaga el tren de ondas o conjunto de ondas delimitada por la envolvente. En la figura 2.3 inciso (a), se muestran dos ondas con frecuencia y número de onda ligeramente diferente las cuales al sumarse dan como resultado otra onda, inciso (b) de esta misma figura, aquí se puede observar cómo se mueven en conjunto un grupo de ondas delimitadas por una envolvente. A la velocidad de esta envolvente o conjunto de ondas delimitada por la misma, se le conoce como velocidad de grupo (u).



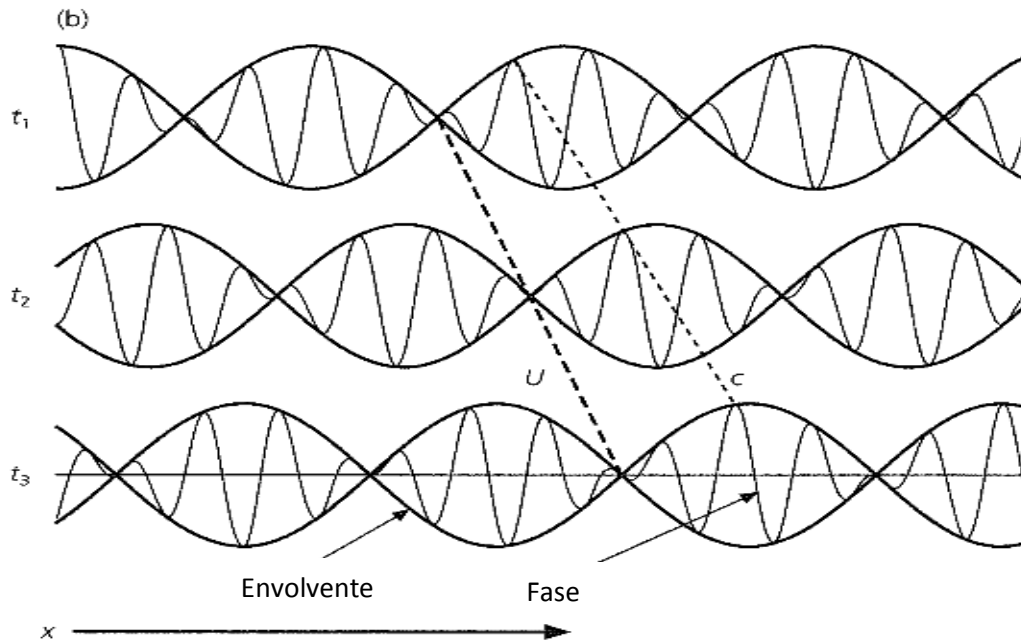


Figura 2.3 Velocidad de fase y de grupo. a) Dos ondas con frecuencias y números de onda ligeramente diferentes. b) La suma define una onda envolvente, la velocidad de propagación de la envolvente es la velocidad de grupo (u). Un solo armónico en cambio se propaga con velocidad de fase (c) (Stein & Wysession, Año).

Velocidad de fase: Es la velocidad característica de cada una de las ondas que se encuentran en la envolvente, tal como se puede ver en la figura 2.3 inciso (b), la velocidad de fase la describe un solo armónico, es decir, la velocidad de una sola onda determina la velocidad de fase. En la imagen se puede observar señalada por una línea recta punteada (c) tocando la cresta de una misma onda en diferentes tiempos.

En el presente trabajo solo usaremos la velocidad de grupo, sin embargo, tratar con esta velocidad de grupo en lugar de velocidad de fase, es bastante diferente, mientras que la comprensión de las velocidades de fase es relativamente fácil, las velocidades de grupo se comportan de una manera completamente diferente y la comprensión de estas velocidades pueden ser bastante problemática, ya que la forma en que la energía salta de un modo al otro no es trivial (Dal Moro, 2015).

2.2 Ruido sísmico.

En general, una señal es cualquier función de tiempo y/o espacio. En sismica, una señal es la parte de los datos que contienen información significativa (o útil). La parte no deseada de los datos, es decir, la parte que no contiene información útil se denomina ruido (Foti et al., 2015). Por tanto, lo que se determina ruido depende de los objetivos de adquisición.

En cuanto al presente trabajo el ruido es el término genérico usado para denotar ambiente. Vibraciones del suelo causadas por fuentes como la marea, ondas de agua que golpean la costa, viento turbulento, efectos de viento en árboles o edificios, maquinaria industrial, automóviles, trenes o pasos humanos, etc. Tiene básicamente dos orígenes diferentes: natural o cultural, y difieren en el contenido de frecuencia. Esta diferencia llevó a dos autores a distinguir entre microsismos y microtemores, correspondientes respectivamente a naturales y fuentes culturales, y relativamente baja y alta frecuencia (Sylvette Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

Tabla 2 Fuentes de ruido ambiental según frecuencia.

Fuente.	Gutenberg (1958)	Asten (1978, 1984)
Olas oceánicas golpeando a lo largo las costas.	0.05–0.1 Hz	0.5–1.2 Hz
Monzón / Perturbaciones meteorológicas a gran escala.	0.1–0.25 Hz	0.16–0.5 Hz
Ciclones.	0.3–1 Hz	0.5–3 Hz
Condiciones meteorológicas a escala local.	1.4–5 Hz	
Sismicidad por volcanes.	2–10 Hz	
Actividad urbana.	1–100 Hz	1.4–30 Hz

Resumen establecido después de los estudios de Gutenberg (1958), Asten (1978). Y los estudios de Asten y Henstridge (1984).

Basado en los resúmenes de Gutenberg (1958) y Asten. (1978) podemos concluir, como primera aproximación, que a baja frecuencia (por debajo de 1 Hz) las fuentes son naturales (océano, condiciones meteorológicas a gran escala); en el intermedio, las frecuencias van de 1 a 5 Hz y las fuentes son naturales (condiciones meteorológicas locales) o culturales (urbanas); mientras que en frecuencias más altas las fuentes son esencialmente por actividad humana (Bonney-Claudet et al., 2006) (ver Tabla 2).

2.3 Acondicionamiento de los datos.

Para utilizar las señales de ruido sísmico y poder obtener información útil y confiable se deben pre-procesar los datos, en otras palabras, intentar eliminar las señales de terremoto y las irregularidades instrumentales que tienden a ocultar ruido ambiental. Los terremotos pueden llegar a opacar nuestra señal de interés, dicho de otra manera, ese gran contraste de energía puede dejar oculta nuestra señal (ruido). Afectando notablemente en períodos de aproximadamente 15 s, por lo que este paso del procesamiento de datos es más importante en períodos más largos que la banda de microsismo ~ 5 a ~ 17 s período (Bensen et al., 2007).

Cuando el sensor que registra el ruido ambiental recibe un impulso, la señal que este genera a través de su transductor ya no es un impulso, sino una versión alargada del mismo, llamada ondícula cuya forma y duración dependen del amortiguamiento y frecuencia natural del instrumento respectivamente. Puesto que se han desarrollado muchos tipos de instrumentos con diferentes respuestas, es necesario remover de todos los sismogramas el efecto instrumental, para así recuperar el impulso original emergente del terreno. (Cordero Calle, 2003). Algunos de los métodos propuestos por Bensen et al. (2007) son; la normalización temporal y el blanqueamiento espectral entre otros.

2.3.1 Normalización temporal.

Es uno de los pasos más importante en la mejora de datos de una estación. La normalización temporal es un procedimiento para reducir el efecto de los sismos sobre las

correlaciones cruzadas, así como las irregularidades instrumentales y fuentes de ruido cerca de las estaciones (Bensen et al., 2007).

Dentro de la normalización temporal podemos encontrar cinco métodos diferentes para la eliminación de sismos y otros contaminantes, estos se muestran en la figura 2.4.

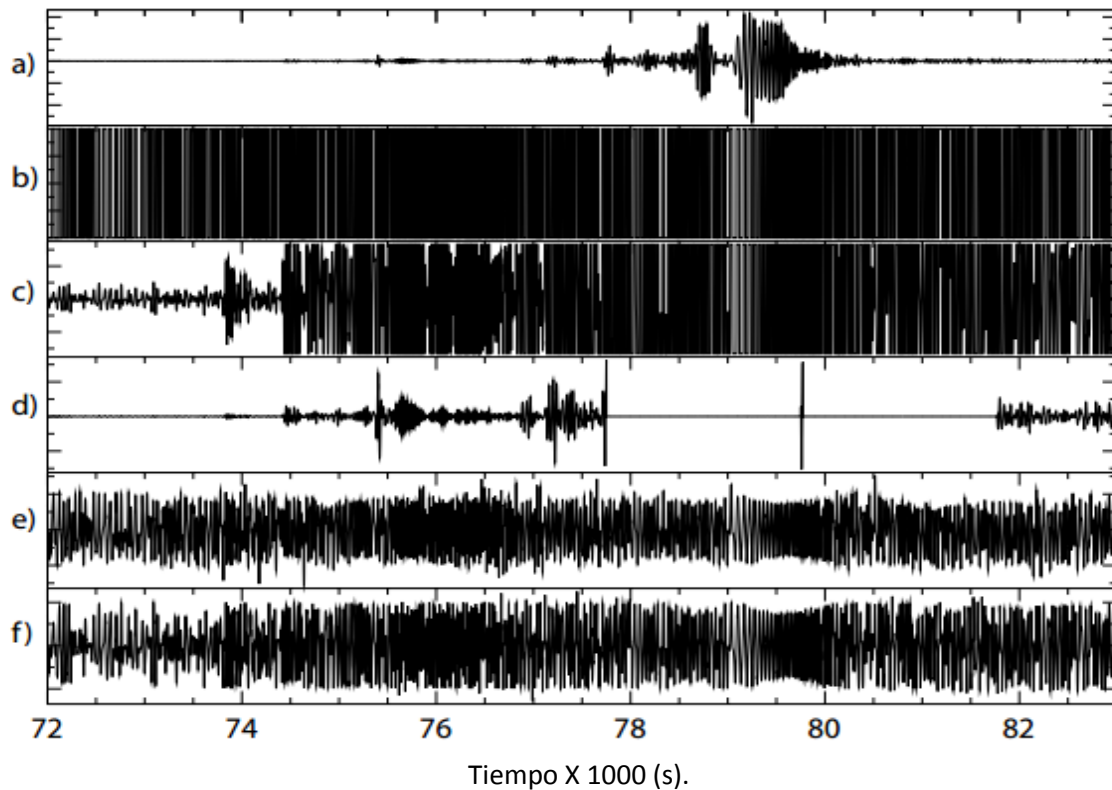


Figura 2.4 Formas de onda que muestran ejemplos de los cinco tipos de normalización en el dominio del tiempo. Imagen tomada de Bensen et al. (2007).

En la figura 2.4 los ejemplos fueron filtrados por pasa bandas de entre 20 y 100 s para aclarar la contaminación por la señal de terremoto. (a) Datos brutos que muestran ~ 3 h de datos en torno a un gran terremoto ($M_s = 7.2$ región fronteriza de Afganistán Tayikistán) registrados en la estación ANMO. (b) Forma de onda normalizada de un bit, con lo que la señal se ajusta a ± 1 dependiendo del signo de la forma de onda original. (c) Forma de onda acortada, donde el umbral de corte es igual a la amplitud rms de la señal para el día dado. (d) Detección y eliminación automatizada de eventos.

Si la amplitud de la forma de onda está por encima de un determinado umbral, los siguientes 30 minutos se ponen a cero. (e) Ejecución de la normalización absoluta de la media mediante la cual la forma de onda se normaliza por un promedio en curso de su valor absoluto. f) «normalización del nivel de agua», es la normalización de la señal con respecto al valor más adecuado de uno de los múltiplos del rms, que logra que las amplitudes en toda la señal se vuelvan más homogéneas. Se ejecuta con distintos valores de múltiplos de rms, iterativamente hasta que la forma de onda entera es casi similar en amplitud (Bensen et al., 2007).

El método de normalización temporal One Bit es el más agresivo pues este retiene sólo el signo de la señal bruta sustituyendo todas las amplitudes positivas con 1 y todas las amplitudes negativas con -1. Se ha demostrado que este método incrementa la relación señal-ruido (SNR) cuando se emplean en experimentos acústicos en el laboratorio (Larose et al., 2004) y se ha utilizado en una serie de estudios sísmicos tempranos de las ondas de coda y del ruido ambiental (Campillo & Paul, 2003; Shapiro & Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Yao et al., 2006).

2.3.2 Blanqueamiento espectral.

La normalización espectral o blanqueamiento espectral busca reducir los desequilibrios en el espectro de la señal de las correlaciones ayudando a ampliar la banda de señal de ruido también combate la degradación causada por fuentes monocromáticas persistentes, tales como la fuente del Golfo de Guinea, el cual es causado porque el ruido ambiente no es fluido en el dominio de la frecuencia, sino que se eleva cerca de los microsismos primarios (alrededor de 15 s ó 0.6 Hz) y secundarios (alrededor de 7.5 s ó 0.13 Hz) y se eleva en períodos muy largos por encima de 50 s ó 0.02 Hz para formar una señal ahora conocida como "hum" de la Tierra (Bensen et al., 2007).

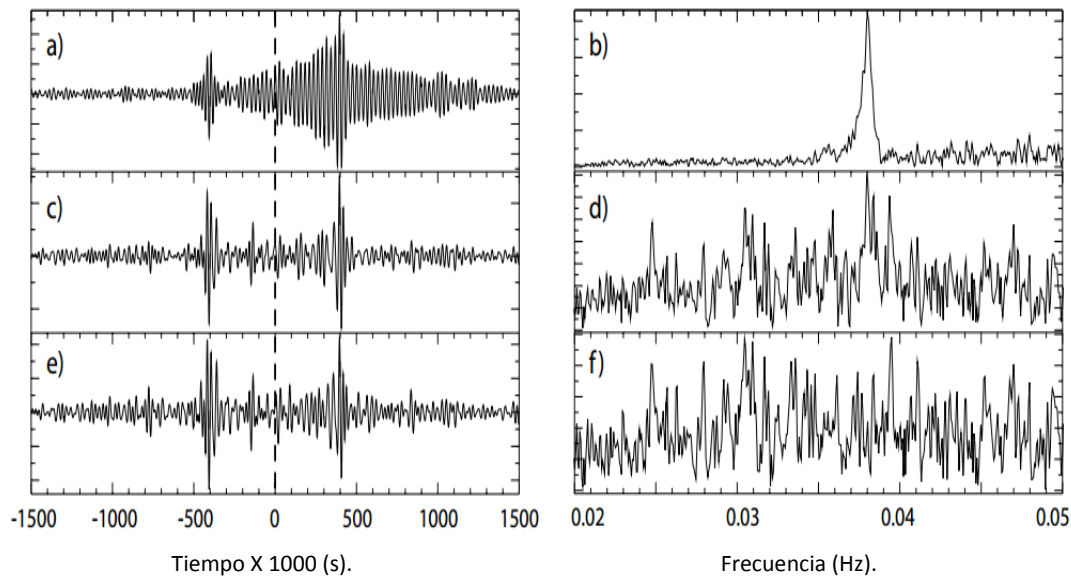


Figura 2.5 Efecto del microseísmo de 26s en correlaciones cruzadas e intentos de eliminarlo. Imagen tomada de Bensen et al., (2007).

En la figura 2.5 se puede observar en el inciso; (a) Correlación cruzada de doce meses entre datos de estaciones ANMO y CCM (cueva de la catedral, MO, EEUU). La señal ancha, casi monocromática 26s en el retardo positivo domina la forma de onda. b) Espectro de amplitud de la correlación cruzada en (a) que muestra el pico espectral en un periodo de aproximadamente 26s. (c) Correlación cruzada entre los datos de las dos estaciones que se han blanqueado espectralmente antes de la correlación cruzada. (d) Espectro de amplitud de la correlación cruzada en (c) que muestra que el pico espectral de 26s está en gran parte ausente. (e) Correlación cruzada entre los datos que se han blanqueado espectralmente antes de la correlación cruzada con un filtro pasa bandas aplicado alrededor del período de 26s. (f) Espectro de amplitud de la correlación cruzada en (e). La aplicación del filtro pasa bandas cambia la correlación cruzada sólo mínimamente.

Una vez que se cuenta con datos fiables las señales de ruido sísmico pueden ser analizadas por medio de diferentes técnicas para obtener información del medio en el cual se propagan las ondas, tal es el caso de la Función de Green Empírica (FGE) la cual se puede obtener por medio de la interferometría sísmica.

2.4 Interferometría sísmica.

A grandes rasgos la interferometría se refiere al estudio de fenómenos de interferencia entre pares de señales para obtener información con base en la diferencia entre estas. Consecuentemente la interferometría sísmica simplemente trata del estudio de la interferencia de las señales sísmicas, la principal operación matemática utilizada para estudiar esta interferencia es la correlación cruzada de pares de señales. No obstante, uno podría considerar de manera equivalente la convolución como la operación principal, porque la correlación cruzada es simplemente una convolución con el reverso de una de las dos señales (Curtis et al., 2006).

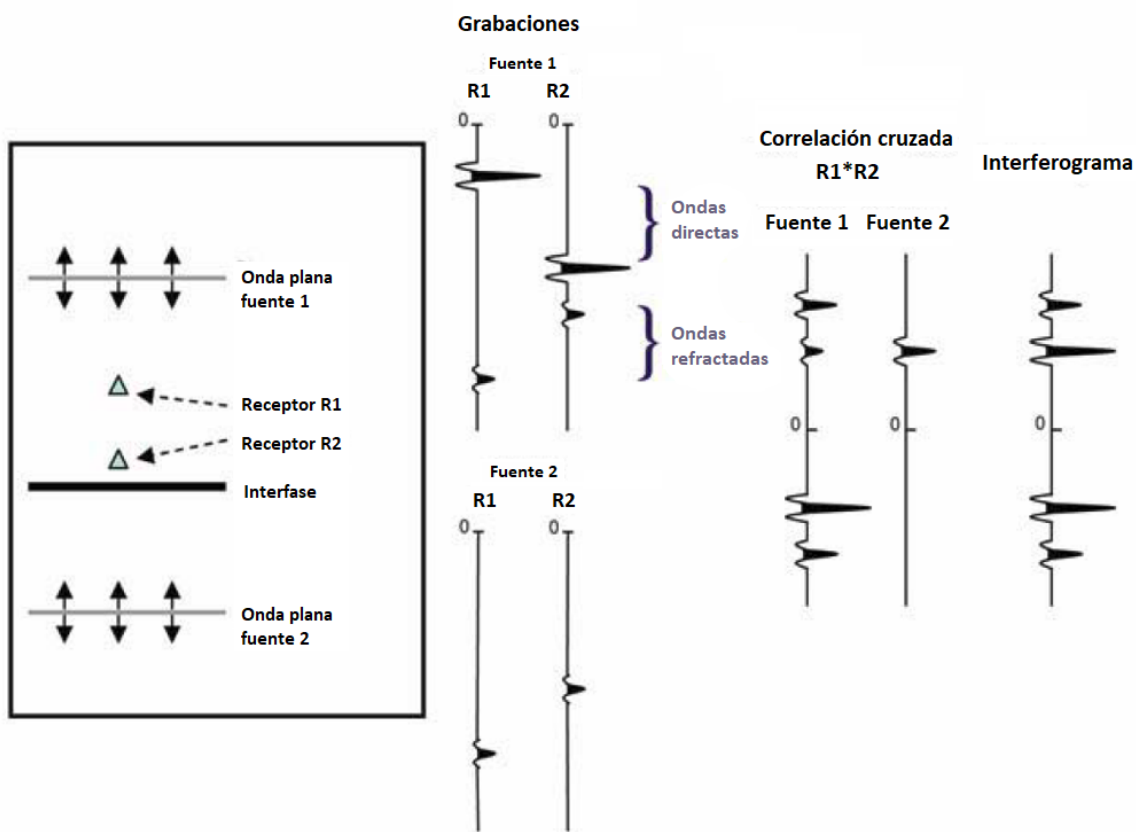


Figura 2.6 Construcción interferométrica de una fuente virtual. Imagen tomada de Curtis et al. (2006).

En la figura 2.6 se puede apreciar, en el lado izquierdo, un medio unidimensional acústico que consiste en una sola interfaz entre dos medios, con dos fuentes de onda plana y dos receptores. En la parte central de la misma figura, se observa la señal grabada en cada receptor para cada fuente. A la derecha están las correlaciones cruzadas entre cada par de trazas para la fuente 1 y para la fuente 2, así como la suma de estas correlaciones cruzadas. En momentos positivos, el seguimiento sumado final resulta ser la señal que se registraría en un receptor, como si el otro receptor fuera la fuente. Tenga en cuenta que la onda de fuente virtual en las tres señales (parte derecha de la figura 2.6) debería ser la autocorrelación de la onda fuente registrada, la cual se mostraría en el centro. Hemos omitido este cambio en la onda fuente por simplicidad de la figura (Curtis et al., 2006).

El propósito principal de la interferometría sísmica es construir la función de Green entre dos geófonos, hidrófonos o acelerómetros a través del procesamiento de datos de señales generadas por terremotos, microtemores, o fuentes sísmicas artificiales (Nakata et al., 2011). Esta función y su significado se explica brevemente en el siguiente subtema.

2.5 Función de Green (FG).

En el campo de las matemáticas, la función de Green es un operador lineal utilizado para resolver ecuaciones diferenciales no homogéneas. Sin embargo, en el área de la sismología esta función representa la respuesta del medio a un pulso, mismo que sirve para poder caracterizar dicho medio, describiendo un campo de ondas elástico excitado por una fuerza puntual instantánea (Campillo et al., 2014). El campo de ondas producido por una fuente impulsiva entre dos puntos puede ser generada de forma empírica a través de registros sísmicos. Por tanto, la respuesta obtenida mediante el proceso de apilamiento de la correlación entre dos señales es conocida como Función de Green Empírica (FGE). (Weaver & Lobkis, 2001; Córdoba et al., 2014; Campillo, 2006; Roux et al., 2005).

En la Función de Green se encuentran ondas superficiales cuyas características dispersivas antes mencionadas nos pueden ayudar a encontrar características del medio. Por

ello resulta importante determinar a partir de ellas la curva de dispersión. Esta curva de dispersión se puede obtener de diversas formas; en el presente trabajo se usará el método FTAN.

2.5.1 Método FTAN.

Este método se encarga de descomponer la señal en ondas a diferente frecuencia mostrando en el tiempo la dispersión de dicho tren de ondas que conforma la señal. Puesto que una de las principales características de las ondas superficiales es la dispersión, la representación de su contenido espectral es esencial para su análisis. El carácter dispersivo de las ondas puede ser estudiado mediante el método de análisis tiempo-frecuencia (FTAN: Frequency-Time-Analysis, Levshin et al., 1989). Con la finalidad de obtener mapas de tiempos de viaje de ondas de cortante (tomografías).

2.6 Tomografía.

La tomografía es un método que se encarga de obtener imágenes de planos horizontales a diferentes profundidades del área de estudio, mostrando zonas con diferentes velocidades asociadas a las frecuencias de las ondas sísmicas, teniendo en cuenta los tiempos de viaje de las diferentes señales que atraviesan el medio de un sensor a otro.

Invirtiendo las curvas de dispersión es posible encontrar mapas de velocidad de tiempo de viaje o de perturbaciones, para la región comprendida por el arreglo. Esta técnica conocida genéricamente como Tomografía de Ruido Ambiental (ANT: Ambient Noise Tomography) ha sido extensamente utilizada en años recientes, para obtener características del medio de propagación a diferentes escalas (Córdoba et al., 2014,).

Sin embargo, no se puede asumir que los rayos sigan líneas rectas, ya que cuentan con una geometría que depende de la estructura de velocidad (Tarantola, 1987).

Para realizar la tomografía, se determina un cierto tamaño de mallado del área de estudio el cual está relacionado directamente con la configuración de la ubicación de los

sensores y el número de rayos que atraviesan cada celda. Entre más grande sea la celda más trayectorias de rayos la atravesarán mejorando el promedio de velocidades obtenido en cada una, no obstante, se pierde resolución pues anomalías más pequeñas que la celda no resaltaran en dicha área. Por otra parte, si la celda es más chica obtenemos mayor resolución pues podríamos observar anomalías más pequeñas, pero, si la celda es demasiado pequeña solo un rayo la atravesaría obteniendo una imagen muy similar a la gráfica de iluminación de rayos y tendríamos demasiada incertidumbre en las áreas que no tocan los rayos, ya que no habría información para determinar una velocidad en dichas celdas.

Otro de los puntos a considerar al hacer nuestro arreglo de sensores y determinar el tamaño de celdas, es determinar el número de rayos que pasarán por cada una de ellas pues entre más rayos pasen por una celda se realizará un mejor promedio y obtendremos un mejor resultado. Si hay pocos rayos, no se puede confiar mucho en el resultado obtenido.

Una vez determinado el mejor tamaño de celdas se obtienen los mapas de velocidades a diferentes profundidades, es decir, a diferentes frecuencias; ya que las frecuencias altas estarían mapeando las partes más someras y las bajas frecuencias estarían mapeando o determinando las partes más profundas.

2.7 Cocientes espectrales H/V.

La técnica H/V es una técnica muy atractiva para estimar las características de efectos de sitio local. Básicamente consisten en calcular la relación espectral entre las componentes horizontal y vertical de una señal (Duval, 2001).

Nogoshi e Igarashi (1971), citado en Bard (1999), introdujeron por primera vez la idea de ver el cociente espectral H/V de una sola estación entre las componentes horizontal y vertical. Ellos mostraron su relación con la curva de elipticidad de la onda Rayleigh y utilizaron esta técnica como un indicador de la estructura subterránea.

La interpretación de Nakamura del cociente H/V se basa en la suposición de que el efecto de las ondas superficiales puede ser "eliminado", de modo que el resultado final, está en relación directa con las funciones de transferencia para las ondas S. Su primera explicación

(Nakamura, 1989) se basa en tres supuestos fuertes y recibió muchas críticas por varios expertos (Kudo, 1995 citado en Bard, 1999), lo que llevó a una segunda explicación, ligeramente modificada (Nakamura, 2000).

Por dar a difundir masivamente este método de cocientes espectrales la técnica terminó llamándose “Metodo de Nakamura”. Si consideramos una sola capa sobre un semiespacio, el periodo fundamental se puede estimar por medio de la ecuación 2.1.

$$T_o = \frac{4H}{\beta} \quad (2.1)$$

dónde: H es el espesor o profundidad, B es la velocidad promedio de las ondas de cizalla. T_o es el periodo fundamental.

Esta técnica por su simplicidad y economía se extendió rápidamente por casi todo el mundo a otros continentes o incluso a aplicaciones directas (Bard, 1999). Sin embargo, este método ha sido bastante controvertido debido a la ausencia de bases teóricas sólidas.

Actualmente existen tres principales interpretaciones físicas de la relación espectral H/V . Surgieron de diferentes puntos de vista. En el primero, el pico predominante está relacionado con la elipticidad de las ondas de Rayleigh alrededor de la frecuencia fundamental del sitio (Nogoshi & Igarashi, 1971; Lachet & Bard, 1994; Field & Jacob, 1995; Tokimatsu, 1995; Horike, 1996; Konno y Ohmachi, 1998) cuando hay un contraste de impedancia significativo entre el suelo y la roca de fondo (Bard 1999).

La segunda interpretación es debida a Nakamura (1989, 2000), quien sugiere que la relación H/V está relacionada a la función de transferencia para incidencia vertical de ondas SH.

El éxito de las medidas de H/V fue espectacular, pero llegó junto con la controversia sobre la interpretación de los resultados de los cocientes espectrales. Por otro lado, Sanchez-Sesma et al. (2010, 2011a) han propuesto recientemente que los microtemores forman un campo de ondas difuso que contiene todo tipo de ondas, de cuerpo (P y S) y ondas superficiales (Love y Rayleigh) (Piña-Flores et al., 2017).

En general los efectos de sitio medidos por medio de esta técnica son de gran importancia ya que una parte importante del daño observado en los terremotos destructivos en todo el mundo están asociados con la amplificación de ondas sísmicas debido a los efectos del sitio local. El análisis de respuesta del sitio es, por lo tanto, una parte fundamental de la evaluación del peligro sísmico en áreas propensas a terremotos. Cabe mencionar que Bard (1999) demostró que la técnica de Nakamura aun siendo un buen estimador del periodo, subestima la amplificación real.

Estos fenómenos de amplificación de la señal son debidos al contraste de impedancia acústica entre el suelo y el basamento rocoso, resultando en una acumulación de energía sísmica y por lo tanto prolongan el tiempo de movimiento sísmico (Sánchez-Sesma, 1987). Por tal motivo resulta de gran utilidad la información geológica que se tenga previa del lugar de estudio. Anchondo (2012) en estudios previos caracteriza la zona centro de nuestro arreglo, aquí identifica un intrusivo monzogranítico o depósito tipo Skarn.

2.8 Skarns.

Es una roca metamórfica que ha sido alterada química y mineralógicamente por el metasomatismo. El metetasomatismo es la alteración de las rocas por fluidos calientes y químicamente activos que fluyen o se difunden a través de las rocas y causan recristalización y cambio de composición (<https://geology.com/rocks/skarn.shtml>).

Los depósitos tipo skarns son un conjunto de minerales de temperatura relativamente alta relacionados con la actividad magmática e hidrotermal asociada con plutones granitoides en entornos tectónicos orogénicos.

Los skarns generalmente se forman donde un plutón granitoide se ha introducido en estratos sedimentarios que incluyen rocas calizas u otras rocas ricas en carbonatos (Hammarstrom et al., 1991).

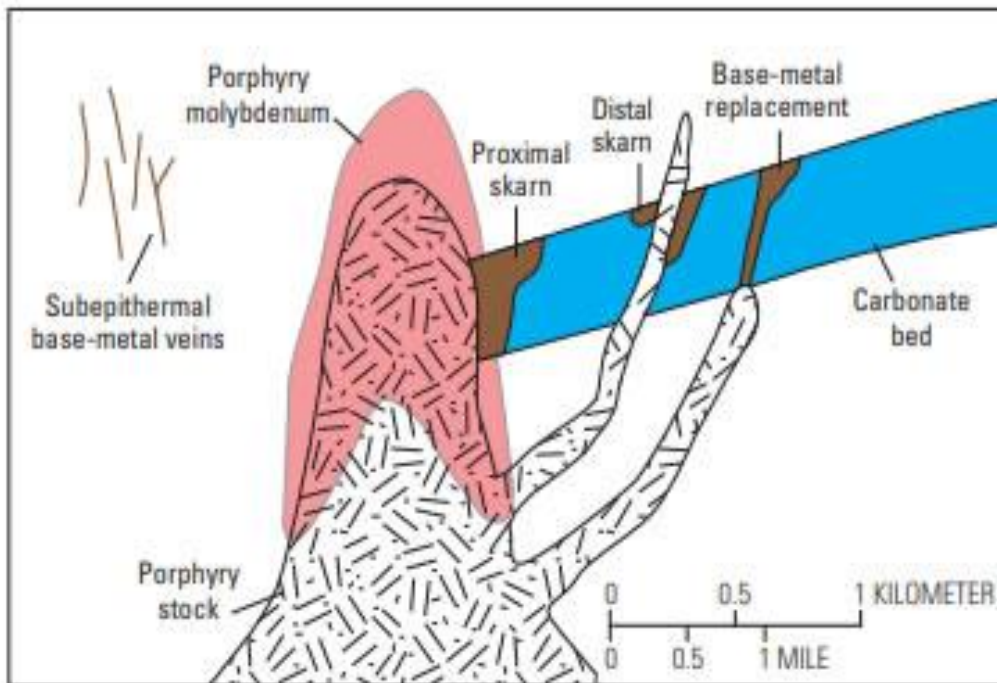


Figura 2.6. Este diagrama ilustra una sección transversal a través de un depósito de molibdeno pórfido y sus skarn asociados. Los skarn se han formado dentro de un lecho de carbonato cerca de donde había sido penetrado por intrusiones ígneas. Ilustración del Servicio Geológico de los Estados Unidos, modificado después de R.H. Sillitoe.

CAPÍTULO 3.

CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.

En este capítulo hablaremos brevemente de la ubicación de la zona de estudio y de su geología contextual. Además de un pequeño apartado de la importancia económica del lugar.

3.1 Localización

El área de estudio se encuentra en las colindancias de los municipios de Temixco y Miacatlán ubicados en el estado de Morelos, aproximadamente a 80 km al sur de la Ciudad de México (figura 3.1).

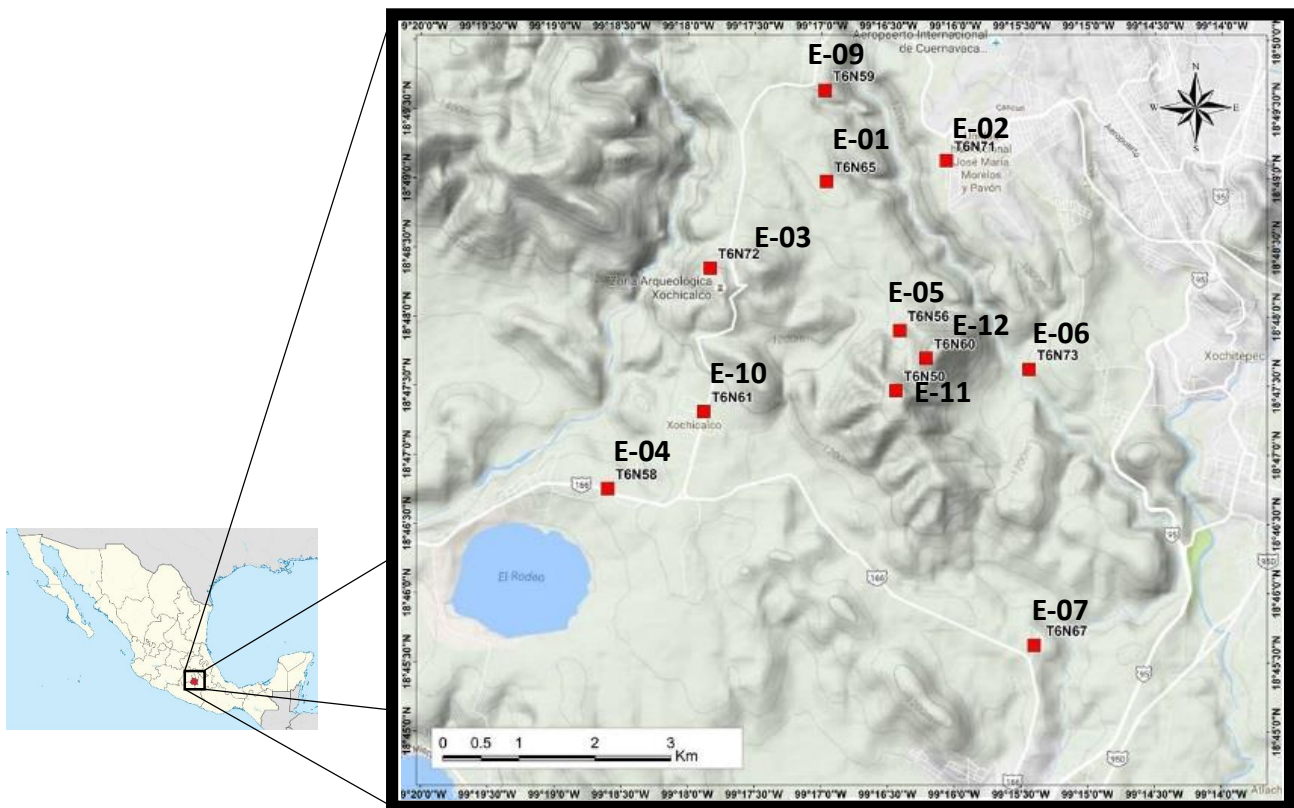


Figura 3.1 Localización la zona de estudio (Morelos) y ubicación de las 11 estaciones (cuadros rojos) que conforman el arreglo.

La zona de estudio la delimita un arreglo conformado por 11 estaciones circundantes al cerro, El Jumil (**E-12**) de coordenadas: Latitud 18.794986, Longitud -99.270236.

La estación **E12** se podría considerar el centro del arreglo, y tiene como máximo una distancia al sensor más lejano **E04** de aproximadamente 5 km y una distancia aproximada al sensor más cercano **E11** de 0.5 km. Del total de estaciones la mayor distancia entre ellas es de 7.9 km (de **E07** a **E09**) y la menor distancia es de 0.5 km (de **E12** a **E-11**). Aunque para las correlaciones solo se pudieron usar 10 estaciones, para la obtención de los cocientes H/V si se utilizaron las 11 estaciones.

Cabe mencionar que el arreglo original de los sensores tenía otra configuración más simétrica (ver anexo 3), sin embargo, por motivos de seguridad tanto del personal de instrumentación como de los equipos se terminó modificando. Al final las estaciones se colocaron tratando de cambiar lo menos posible el arreglo original tomando en cuenta los lugares de mayor importancia, como áreas urbanas (**E06**, **E07**, **E10** entre otras) y la zona arqueológica de Xochicalco (**E03**).

3.2 Eje Neovolcánico (geología contextual).

A diferencia de las rocas de la Plataforma Morelos-Guerrero, el Eje Neovolcánico es de carácter continental formado por material ígneo extrusivo perteneciente al Cenozoico. De acuerdo con las evidencias de los sondeos efectuados en la cuenca de México por Petróleos Mexicanos (1988), el Eje Neovolcánico tiene como basamento las rocas mesozoicas de la Plataforma Morelos-Guerrero y, parcialmente, las rocas Terciarias de la Fm. Balsas. Ahora bien, los depósitos de rocas relacionados al Eje Neovolcánico, se pueden subdividir en tres tipos diferentes: rocas volcánicas del Mioceno-Plioceno (flujos andesíticos, lahares y arenas), depósitos continentales del Plioceno (depósitos clásticos andesíticos y tobas) y los depósitos de rocas volcánicas del Plioceno-Holoceno (lahares y flujos andesíticos).

3.2 Geología regional del estado de Morelos

Básicamente la geología del estado de Morelos está representada por dos cuerpos litoestratigráficos totalmente diferentes, uno de carácter marino-continental (Plataforma Morelos-Guerrero) y el otro de tipo ígneo-extrusivo (Eje Neovolcánico TransMexicano), como se mencionó anteriormente.

3.2.1 Plataforma Morelos-Guerrero

La Plataforma Morelos-Guerrero está formada por depósitos marinos, esencialmente carbonatados del Cretácico con una cobertura continental del Terciario. La secuencia de rocas carbonatadas que constituyen la plataforma a partir del Albiano, son las formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mexcala, además de una extensa cubierta continental.

3.2.2 Formación Morelos.

Esta unidad recibió una gran cantidad de nombres durante el siglo pasado, hasta Fries (1957) quien hace referencia a los depósitos carbonatados presentes en los estados de Morelos y Guerrero, sin asignarle nombre sino hasta 1960, cuando el autor propone el nombre de Formación Morelos para estas rocas y menciona la existencia de dos miembros (Miembro de anhidrita y Miembro carbonatado). En la definición original de la Formación Morelos se incluyeron buena parte de las calizas presentes en el sur de México, parte de las cuales fueron posteriormente separadas y reconocidas como unidades independientes. Fries (1960) no propone ninguna sección tipo para esta unidad, sin embargo, este autor define a la Formación Morelos basándose en los afloramientos presentes al oeste del estado de Morelos.

Fries (1960) describe a esta sucesión sedimentaria como una interestratificación de caliza y dolomía con nódulos granos y fragmentos de pedernal, así como fósiles silicificados. La parte más antigua de esta unidad corresponde al miembro de anhidrita laminada cuya coloración varía de blanco a gris oscuro, presente desde el lago de Tequesquitengo hasta Iguala (Guerrero) y de este último punto hacia el suroeste hasta la latitud del Río Balsas; en

el resto de los afloramientos la capa basal corresponde a capas de caliza. La textura más común de la caliza es la calcarenita aunque puede variar de calcilutita a calcirudita.

Presenta estratificación mediana a gruesa (20-60 cm de espesor) con 2 capas que varían de gris a negro, las cuales están constituidas principalmente por carbonatos (98%) y prácticamente no contienen material terrígeno, el autor agrega que la dolomitización que afecta a esta unidad ocurrió en el fondo del mar antes y durante la diagénesis.

El espesor de la Formación Morelos es muy variable (250-1000m) lo cual de acuerdo con De Cserna (1978) es debido en parte el resultado de la erosión post-depositacional como en el caso del área de Teloloapan, así como de las variaciones depositacionales originales resultado de la existencia de arrecifes en el margen oeste (en la región de Chilacachapa).

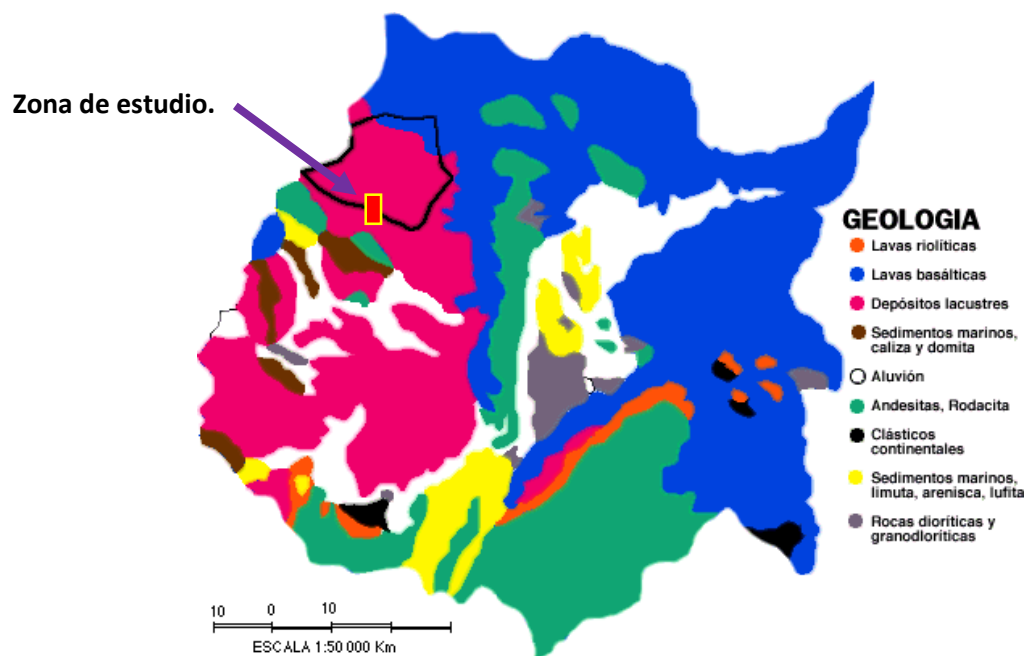


Figura 3.1. Geología del estado de Morelos. Ilustración de <http://www.oocities.org/tlayacapense/geologia.gif>

3.3 Importancia económica.

Estudios recientes en la región de Mezcala, misma que pertenece al distrito minero de Mezcala, relacionan la formación de skarns económicamente productivos con la intrusión de adakitas (Jones y González-Partida, 2001) y con intrusivos de carácter calcoalcalino (González-Partida et al., 2004). Estos últimos depósitos no son objeto de explotación debido a su relativamente bajo contenido en oro. Sin embargo, González-Partida et al. (2004) realizaron el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en el skarn de La Joya, con la intención de conocer la evolución de las soluciones hidrotermales a partir de las que se produjo la mineralización aurífera. Estos autores mencionan además que dicha mineralización está relacionada a jasperoides que conforman un cuerpo lenticular de pequeñas dimensiones en superficie, mientras que la mena está ligada a un intrusivo granodiorítico que desarrolla un skarn con granate grosulárico sobre calizas recristalizadas de la Formación Morelos. En este distrito minero se localizan además numerosos cuerpos mineralizados de tipo skarn y epitermal que se encuentran actualmente en explotación o exploración por oro, por ejemplo, los depósitos de Nukay (la mina más importante de la región), La Agüita, Mina Verde, Bermejil, San Luis y Los Filos.

CAPÍTULO 4.

INSTRUMENTACIÓN.

En el presente capítulo hablaremos brevemente del equipo utilizado en campo y la implementación del mismo, así como la construcción de las estaciones y otros factores que influyen en la toma de datos.

4.1 Equipo.

Los sensores utilizados fueron los sismógrafos Guralp modelo CMG-6TD de banda ancha, sensor de tres componentes, que registran la velocidad de partícula en un rango de frecuencia de 0.03-100 Hz, abastecidos con una batería de 12 v de auto, esta batería es recargada por conexión directa a corriente AC y su suministro de energía es complementado con celdas solares por cualquier problema abastecimiento de energía local.

Entre los aditamentos usados para estos sensores se encuentra el GPS, cables de conexión, regulador de la batería, caja de metal y celda solar. En unos casos se usó una estructura de protección de concreto y metal (figura 4.1).

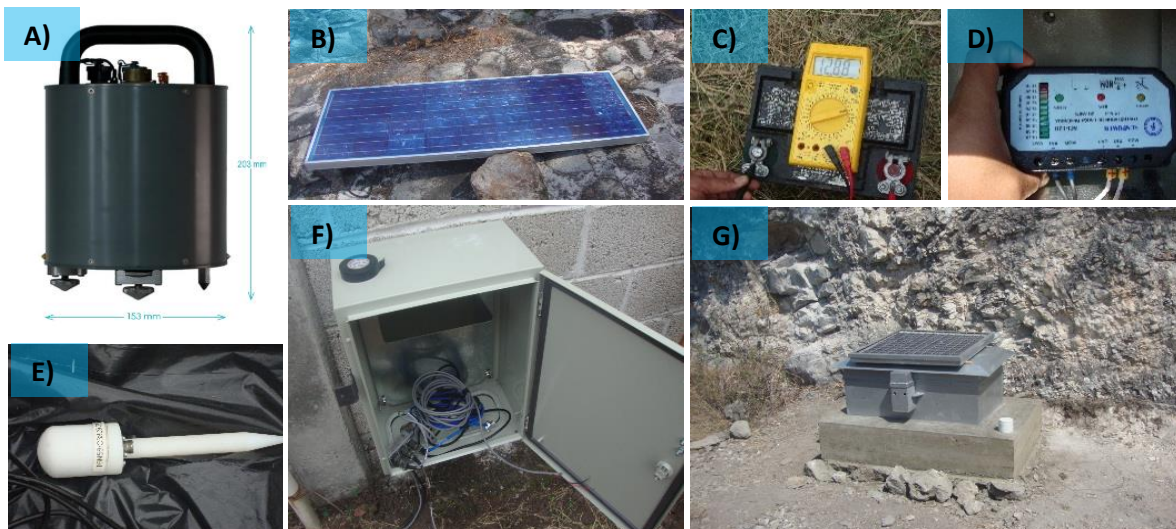


Figura 4.1 Equipo utilizado en campo para la realización del proyecto. A) Sensor B) Celda solar C) Batería D) Regulador E) GPS F) Gabinete para equipo secundario G) Protección para equipo en lotes baldíos.

4.2 Construcción de estaciones para predios baldíos y privados.

El proceso constructivo de las estaciones colocadas en terrenos baldíos constó básicamente de una plancha de concreto y varilla. La plancha tiene aproximadamente 40 cm de espesor con un orificio del tamaño de una cubeta de 19 litros en la parte central para la colocación del sensor, este orificio está hecho con la finalidad de obtener directamente los registros del subsuelo adquiriendo mejores datos sin la posible atenuación de la plancha de concreto. Sobre esta base de concreto se colocó una estructura de metal, diseñada para proteger todo el equipo (sensor, batería, cables, regulador, etc.) se adecuaron de forma segura celdas solares sobre estas bases para suministrar energía a este tipo de estaciones (figura 4.2).



Figura 4.1 Ejemplo del proceso constructivo e instalación de una estación en lote baldío. En una secuencia de arriba abajo, de izquierda a derecha, se muestra el proceso de construcción de la estación E-11.

Básicamente 10 de los 11 sensores se instalaron en dos distintos tipos de lugares, en lugares baldíos y en predios privados, por lo consecuente hubo dos distintas formas de acondicionar las estaciones, como se puede observar en la figura 4.3. Uno de los 11 sensor solo se instaló de forma temporal (**E10** alrededor de seis horas de grabación) por motivos de seguridad del personal y equipo.



Figura 4.3 La imagen de la izquierda nos muestra el tipo de instalación realizada en predios privados, mientras que la imagen de la derecha es el tipo de instalaciones realizadas en predios baldíos.

Quando se instalaron los equipos en predios privados al estar resguardados por los propietarios del lugar solo se enterraron los sensores en bolsas para protegerlos de la tierra, teniendo contacto directo con el suelo, previamente nivelados y orientados al norte magnético, quedando enterrados aproximadamente 30 cm bajo el nivel del suelo. En cuanto a sus conexiones y demás componentes, se colocaron en el gabinete metálico que se aprecia en la figura 4.4. La celda solar en la mayoría de los casos se instaló en los techos de las casas.



Figura 4.4 Proceso de instalación de una estación en un predio privado. Proceso de arriba a abajo de izquierda a derecha.

4.3 Red temporal de estaciones.

La instalación de la red sísmica (colocación de todos los sensores) se realizó en 3 etapas (Tabla4). Se inició el 16 de noviembre de 2016, pero fue hasta el 7 de febrero de 2017 cuando las 10 estaciones quedaron instaladas y registrando simultáneamente. Además de las visitas realizadas para la instalación de los equipos se realizaron visitas para dar mantenimiento y verificar las condiciones operativas de las estaciones. Cabe recordar que se colocó una onceava estación (**E10** Pueblo Xochicalco) pero solo registró por dos días unas breves horas pues las condiciones de seguridad no eran las más apropiadas, por tal motivo esa estación se descartó de las correlaciones y solo se utilizó para la obtención de los cocientes espectrales.

Tabla 4. Tiempo de registro de las estaciones y colocación de las mismas.

Estaciones\Meses	Nov 2016	Dic 2016	En 2017	Febr 2017	Mzo 2017	Abr 2017	My 2017	***	Ag 2017	Sep 2017	***	Jun 2018	Días registrados
La granja.	17				Registrando con T6N	18							152 con T6N
Ayudantia B.J.		7			Registrando con T6N	18							132 con T6N
Zona Arqueológica.				6	Registrando con T6N		8	Actualmente registrando con acelerometro K2.					75 con T6N 507 con K2
El Rodeo.	16				Registrando con T6N		19						154 con T6N
El Jumilito.		8			Registrando con T6N	18			15	Reg con ac K	26		131 con T6N 314 con k2
Col.Francisco Villa.					7	Registrando con T6N	Sin Dat	9					63 con T6N
Col. La Corona.	18			Sin Dat	Registrando con T6N		19						144 con T6N
Parcela A.	17				Registrando con T6N		18						152 con T6N
Pueblo Xochicalco.						22	23						2 con T6N
Cerro El Calabazo.		8			Registrando con T6N		19						132 con T6N
Cerro El Jumil.					7	Registrando con T6N		9	Registrando con acelerometro K2.			27	77 con T6N 413 con k2

- Primera etapa de la colocación de las estaciones.
- Segunda etapa de la colocación de los sensores.
- Tercera etapa de la colocación de los sensores.
- Lapsos sin información por diversos problemas.
- 22 23 Sensor temporal de solo algunas horas en dos días.
- Registro con acelerómetro hasta el día 28-11-17 (actualmente grabando).

4.5 Adquisición de datos.

Parte muy importante de la toma de datos es el conocimiento del lugar en el cual están colocados los sensores pues esto puede ser un factor bastante influyente en el registro de nuestras trazas. Como se verá más adelante en los resultados de los cocientes espectrales, ciertos datos presentan amplitudes muy contrastantes con respecto a los otros sensores, discutiblemente producto de la ubicación del sensor.

Por este motivo es de suma importancia tener presente los factores que podrían estar afectando nuestros datos en cada estación, como zonas altamente transitables, maquinaria pesada en constante funcionamiento, entre muchos otros factores. En la figura 4.5 se puede observar las fotos de cada uno de los lugares donde se colocaron los sensores, como parte del control de campo que se tenía, junto con estas fotos se describía el lugar y las posibles afectaciones en la toma de datos.



Figura 4.5 Imagen del lugar donde se colocaron los sensores.

En la tabla 4.1 se da ubicación exacta de cada una de las estaciones, así como el nombre de cada una de ellas.

Tabla 4.1 *Datos generales de las 11 estaciones utilizadas en el presente trabajo.*

Datos Generales.			
Estación	Nombre	Latitud	Longitud
E-01	La Granja.	18.827241	-99.282901
E-02	Ayudantía Benito Juárez.	18.818814	-99.267723
E-03	Zona Arqueológica.	18.805814	-99.297231
E-04	Bodega El Rodeo.	18.779235	-99.309977
E-05	El Jumilito.	18.798339	-99.273529
E-06	Col Francisco Villa.	18.793657	-99.257354
E-07	Col la Corona.	18.760436	-99.256679
E-09	Parcela Avelino.	18.81627	-99.282712
E-10	Pueblo Xochicalco.	18.7885	-99.2980001
E-11	Cerro el Calabazo.	18.791084	-99.273994
E-12	Cerro el Jumil	18.794986	-99.270236

En la figura 4.4 se puede observar un registro simultaneo de 60 minutos de las tres componentes a una misma escala sin correcciones instrumentales, en esta figura se pueden ver las 10 estaciones que se usaron para las correlaciones, sin lugar a duda, en el registro simultaneo de todas las estaciones resaltan las amplitudes de la estación **E04** (El Rodeo).

Como se mencionó anteriormente, esta estación se encuentra localizada muy cerca de una planta de bombeo de agua (8 metros) y a aproximadamente a 20 metros de una carretera bastante transitada. Por tanto, estas vibraciones podrían ser causa de esta señal tan ruidosa, incluso en esta estación en el lapso de grabación seleccionado aparece un evento sísmico el cual es bastante contrastante con el ruido ambiental de la mayoría de las estaciones, a excepción de la estación **E04**, donde queda enmascarado por la señal ambiental. Anteriormente se explicó como este tipo de eventos (sismos) afectan nuestro estudio, por lo que es necesario eliminarlos o mitigar su efecto en la señal.

Este es un claro ejemplo de la importancia del trabajo de campo pues la bitácora de campo deberá contener este tipo de observaciones que denoten la condición del lugar, contextualizando las vibraciones presentes dónde fueron instalados los sensores.

Sobre todo, cuando el procesamiento de datos es realizado por personas ajenas a las que estuvieron en campo.

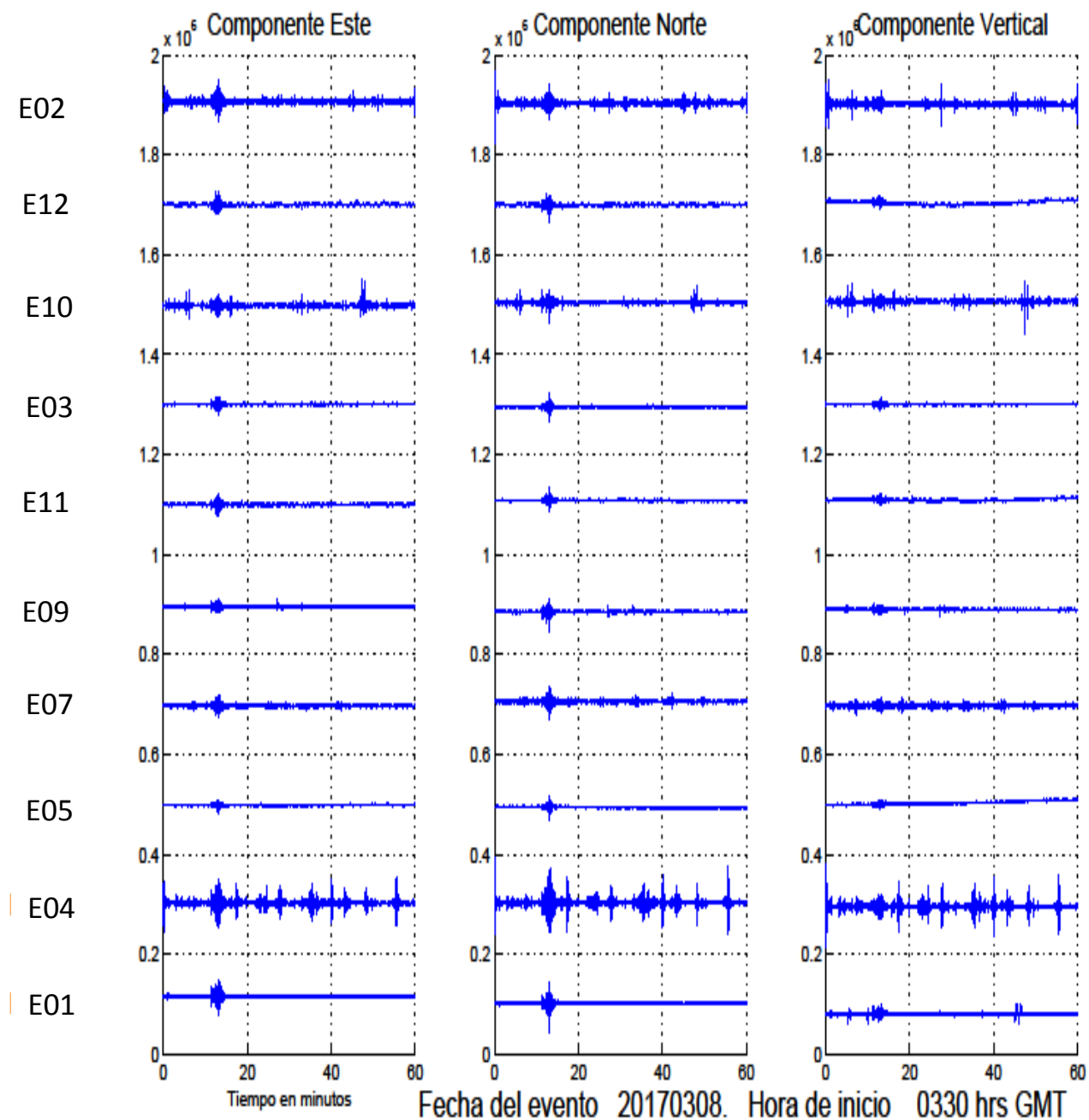


Figura 4.4 Imagen de un registro sin correcciones a la misma escala de las 3 componentes, grabado simultáneamente en las 10 estaciones un lapso de 60 minutos donde aparece un sismo.

CAPÍTULO 5.

APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS.

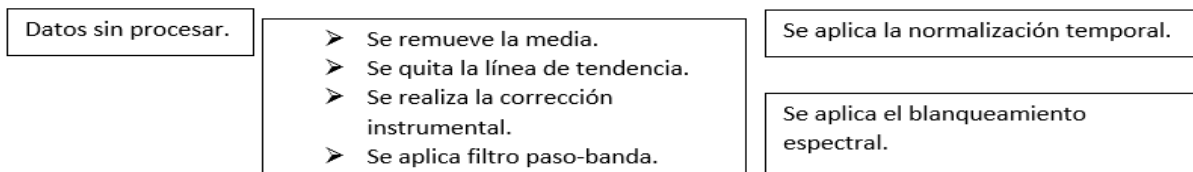
5.1 Correlaciones.

Para la realización de las correlaciones se toma en cuenta la información de los 10 sensores dando como resultado 45 pares de correlaciones diferentes, mismas que se realizan en un programa diseñado en Matlab.

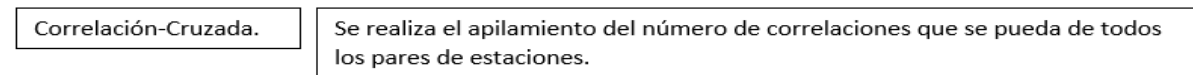
Se sigue casi en todo momento los pasos del método de Bensen con el propósito de acentuar el ruido ambiental de banda ancha, intentando eliminar señales de sismos, irregularidades instrumentales y señales monocromáticas que tienden a oscurecer ruido ambiental.

Apoyándonos en el método de (Bensen et al., 2007) se pueden definir cuatro principales pasos (figura 5.1).

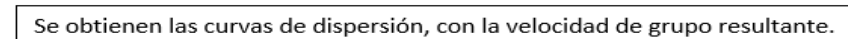
Paso 1



Paso 2



Paso 3



Paso 4

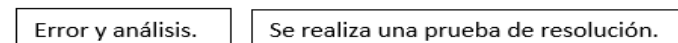


Figura 5.1. Representación esquemática del procesamiento de datos (Modificado de Bensen et al., 2007).

En la figura 5.1 Bensen describe cuatro pasos para la obtención de mediciones confiables en la dispersión de ondas superficiales; Paso 1, Muestra los pasos involucrados en la preparación de los datos antes de realizar la correlación cruzada. Paso 2, Describe el procedimiento de correlación cruzada y el apilamiento. Paso 3, Se obtienen las curvas de dispersión con la velocidad de grupo resultante. Paso 4, Es el proceso de análisis de errores y selección de datos.

5.1.1 Corrección instrumental.

Al manejar distintos equipos es necesario remover el efecto instrumental generado por las diferentes respuestas de los equipos, esto con la finalidad de recuperar la traza original de las perturbaciones del terreno que se desea analizar. Para poder realizar esta corrección en los sensores Guralp CMG-6TD la función de transferencia en términos de la variable Laplace está dado por la siguiente ecuación.

$$\frac{V_{(s)}}{X} = G \cdot A_0 \cdot H_{(s)} \quad (5.1)$$

donde $V_{(s)}$ es la señal de salida, dada directamente por la mecánica y electrónica interna del equipo. X es la señal de entrada correspondiente al sismograma que se desea corregir. G es la constante de ganancia total del equipo. A_0 es una constante que se evalúa para hacer la magnitud de $A_0 H_{(s)}$ la unidad. $H_{(s)}$ es la función de transferencia del sensor que puede ser expresada como:

$$H_{(s)} = \frac{\prod_{n=1}^N (s - z_n)}{\prod_{m=1}^M (s - p_m)} \quad (5.2)$$

$Z_{(n)}$: Son raíces polinomiales del numerador, dado por los ceros de la función de transferencia. $P_{(m)}$: Son las raíces polinomiales del numerador dadas por los polos de la función de transferencia.

A causa de la gran cantidad de datos, para realizar la corrección instrumental se elaboró un macro en SAC (*Seismic Analysis Code*) con ayuda de un script en Linux. Se removió la media, línea de tendencia de las trazas y con las constantes de los instrumentos (polos -zeros) se llevó a cabo la deconvolución de las señales.

Con base en la información de calibración de los 11 sensores utilizados, se realizó la corrección instrumental siendo el mismo procedimiento para los 11 sensores. En la tabla 5.1 se muestra un ejemplo de los valores usados para la corrección del sensor **T6N-58** estación El Rodeo (E04).

Tabla 5.1 *Datos para realizar la corrección instrumental del sensor T6N-58 estación El Rodeo E04.*

Parámetros.		Valores.	Unidades.
Zn	Ceros	0 0	rad/s
Pn	Polos	-0.148031846 -0.148031846 -0.148031846 +0.148031846 -391.9551526 -850.6930251 391.9551526 +850.6930251 -2199.114858 0 -471.238898 0	rad/s
A	Factor de normalización	2.25464E+21	
G(s)	Sensibilidad	1194	V/m/s
F₀	Frecuencia de normalización	2	Hz
G₀	Ganancia del digitalizador	1034126.163	Cuentas/V

Se convierte el A_0 en términos de radianes con la siguiente operación.

$$A_0 = A \cdot 2\pi^{(nP-nZ)} \quad (5.3)$$

Donde nP =Número de polos. nZ =Número de ceros.

Se calcula la ganancia total del equipo al realizar el múltiplo de la ganancia del sensor $G_{(S)}$ por la ganancia del digitalizador $G_{(D)}$.

$$G = G_S \cdot G_D \quad (5.4)$$

Obtenemos la constante de normalización al cambiar las unidades de cuentas a metros o centímetros.

$$Cons = A_0 \cdot G \quad (5.5)$$

En el software SAC se remueve la media y se quita la línea de tendencia, para posteriormente aplicar el comando *Transfer from polezero subtype T6N(#de sensor).PZ to none (archivo que contiene los polos y ceros así como las constantes calculadas de cada uno de los sensores)*. Una vez aplicados los pasos anteriores; se tiene la corrección instrumental de dicho sensor.

5.1.2 Determinación de los parámetros a usar.

Las correlaciones se realizaron con un intervalo de muestreo $dt=0.01$ mientras que el tiempo de las ventanas muestreadas fue de 300s con un traslape del 50% (previamente se realizaron pruebas con los datos para obtener los mejores parámetros). Una muestra de esto fue el realizar el blanqueamiento espectral y el One-Bit para identificar si efectivamente se puede lograr una mejora en la obtención de la función de Green.

Para la realización del Blanqueamiento espectral se utilizaron ventanas de 600s aplicando también un filtro de pasa banda de orden 10, con una frecuencia de corte $fc1=0.2\text{hz}$ y $fc2=5\text{hz}$.

En cuanto a la efectividad del One-Bit y Blanqueamiento espectral usados en las correlaciones, mostramos varios ejemplos correlacionando las estaciones **E04 - E05**.

En la figura 5.2 A) se muestra la correlación utilizando un tiempo de grabación de 30 minutos en el cual se tiene registrado un sismo de magnitud 4 localizado a 1 km al SW de Coyuca de Benitez, Guerrero, el día 8 de febrero de 2017 con hora local 1:17:27, a una profundidad de 15 km (información obtenida del SSN). También se muestran varias imágenes de las correlaciones obtenidas cambiando diferentes parámetros, desde el número de correlaciones (archivos de 30 min) hasta los procesamientos aplicados a dicho número de correlaciones (figuras 5.2 del inciso A al inciso G).

Se puede observar en la ondícula del inciso A) un cambio muy notable en la función resultante, comparado con la ondícula B) el sismo presente en el registro, provoca que la ondícula tenga una forma muy parecida a la Función de Green Empírica (FGE) obtenida en otras correlaciones con más archivos.

En la ondícula B) la imagen nos muestra la correlación de un solo archivo, sin embargo, al ser muy poco tiempo de grabación, es casi imposible que se recalquen las trazas similares, que caracterizan al medio.

Se puede observar en la ondícula C) una cierta similitud con la primera imagen obtenida en la que aparece el sismo (ondícula A), no obstante, esta muestra más aportación de altas frecuencias.

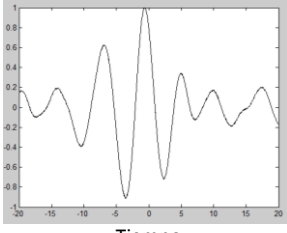
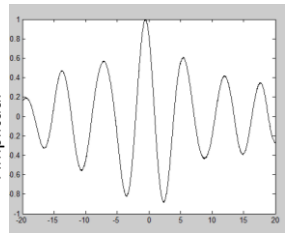
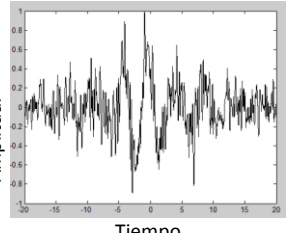
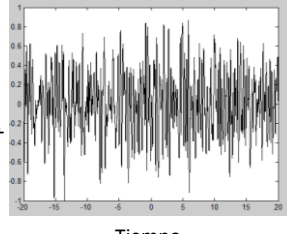
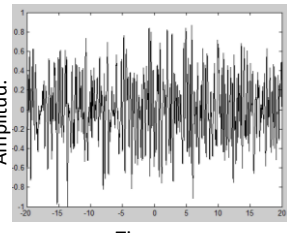
En cuanto a la ondícula D) al aplicar el Blanqueamiento espectral y el One-Bit se estaría destruyendo el efecto causado por el sismo en ese registro, por lo que dicha correlación nos estaría mostrando básicamente solo la correlación de un archivo de 30 min.

En la ondícula E) el tiempo de correlación es muy poco para poder resaltar las trazas similares características del medio, aun utilizando el método de Bensen.

En la imagen de la ondícula F) se lleva a cabo la correlación de 300 archivos y la FGE que emerge es bastante aproximada al del total de archivos correlacionados (ondícula C).

En la ondícula G) podemos observar que la función de Green que se construye es muy parecida a la primera imagen de la función obtenida en la ondícula A). Recordemos que en la función obtenida de esta correlación (ondícula A) aparece el sismo de magnitud 4 antes mencionado. Esta similitud, bien nos podría indicar que las correlaciones realizadas utilizando únicamente archivos con sismos presentes serian de gran efectividad (método ya probado con la coda de los sismos), no obstante, la función se parece aún más a la correlación

de todos los archivos a los que solo se les aplicó solo la corrección instrumental (ondícula C), esto estaría resaltando la importancia del tiempo de grabación.

Procesos realizados para la correlación de la estación E04-E05 con archivos de media hora de grabación.	Imagen del apilamiento de las correlaciones.
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental ✓ Solo un archivo correlacionado. ✓ Sismo en grabación de magnitud 4. 	<p>A)</p>  <p>Amplitud.</p> <p>Tiempo.</p>
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental. ✓ Solo un archivo correlacionado. 	<p>B)</p>  <p>Amplitud.</p> <p>Tiempo.</p>
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental. ✓ 6293 archivos correlacionados. 	<p>C)</p>  <p>Amplitud.</p> <p>Tiempo.</p>
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental. ✓ Solo un archivo correlacionado. ✓ Blanqueamiento espectral. ✓ Sismo en grabación de magnitud 4. ✓ One-Bit. 	<p>D)</p>  <p>Amplitud.</p> <p>Tiempo.</p>
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental. ✓ Solo un archivo correlacionado. ✓ Blanqueamiento espectral. ✓ One-Bit. 	<p>E)</p>  <p>Amplitud.</p> <p>Tiempo.</p>

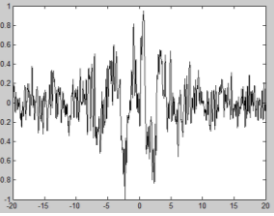
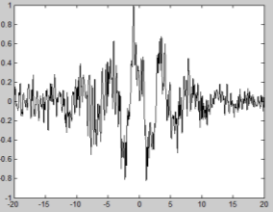
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental. ✓ 300 archivos correlacionados. ✓ Blanqueamiento espectral. ✓ One-Bit. 	<p>F)</p>  <p>Tiempo.</p>
<ul style="list-style-type: none"> ✓ Corrección instrumental. ✓ 6293 archivos correlacionados. ✓ Blanqueamiento espectral. ✓ One-Bit. 	<p>G)</p>  <p>Tiempo.</p>

Figura 5.2 comparación de técnicas aplicadas a la correlación E04- E05.

Una de las posibles causas para explicar esta similitud, es el considerable tiempo de grabación para obtener la función de Green empírica, motivo por el cual podemos inferir que con bastante tiempo de grabación no habría necesidad de aplicar el blanqueamiento espectral y el One-Bit. Esto se puede ver en la similitud que existe en la función de Green obtenida en la ondícula C y G.

Esto se puede ejemplificar en la ondícula E) en la cual solo se correlaciona un lapso de tiempo muy breve por lo que no se define bien la función de Green. Incluso en la ondícula F se puede observar la función de Green empírica muy parecida a la de las correlaciones totales, a pesar de ser solo la correlación de 300 archivos con el método de Bensen.

En el presente trabajo para obtener las curvas de dispersión se pudieron utilizar las codas de los sismos registrados (una técnica ya probada con éxito por diferentes autores) sin embargo se decidió utilizar el ruido presente en los registros con la finalidad de utilizar todo el tiempo de grabación. También se puede apreciar que la aplicación del Blanqueamiento espectral y One-Bit modifican bastante el resultado de la función de Green empírica haciendo que emerja con un menor número de correlaciones, esto se mostrara más adelante.

Una vez determinados los parámetros ideales para las correlaciones se lleva a cabo el apilamiento del máximo número de correlaciones por par de estaciones, siendo de gran importancia ya que con esto se refuerza la traza propia del medio que se analiza, ejemplificando este hecho se muestra la figura 5.3.

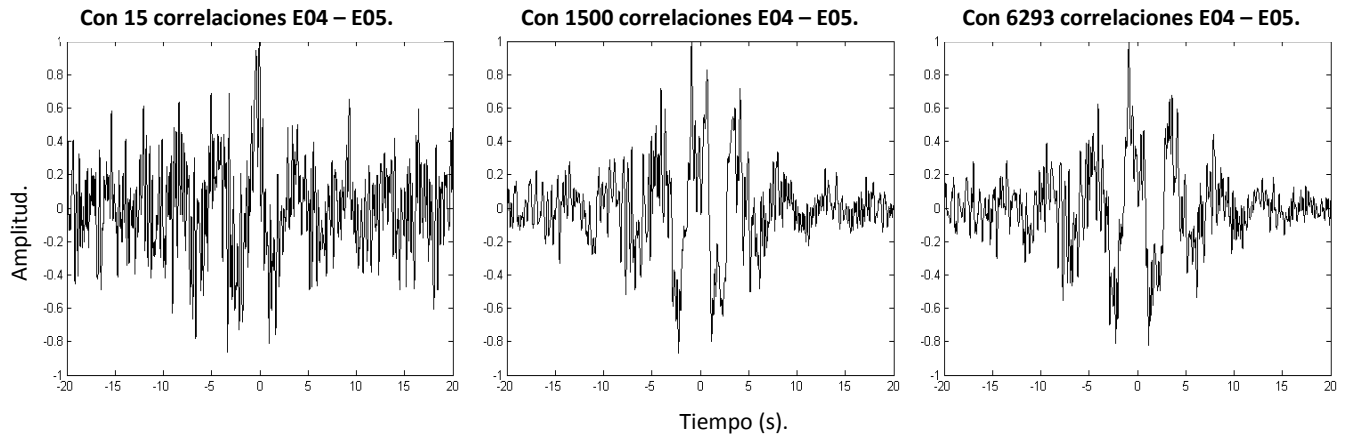


Figura 5.3. La imagen nos muestra la recuperación de la función de Green empírica utilizando diferente número de correlaciones con los mismos parámetros para las estaciones **E04** y **E05**. a) Con 15 correlaciones. b) Con 1500 correlaciones (aprox. 1 mes). c) Con todas las correlaciones 6293 (aprox. 4 meses 10 días).

En la figura 5.3 se muestra la recuperación de la función de Green utilizando diferente número de correlación apiladas (15, 1500 y 6293 archivos) para las estaciones **E04** y **E05**.

Se puede observar que la imagen con mayor número de correlaciones define mejor la traza que representa la función Green, aunque la imagen con 1500 correlaciones ya muestra un gran acercamiento de la misma, presumiblemente por la aplicación del método de Bensen.

Se debe agregar que el número de correlaciones entre cada par de estaciones que conforma el arreglo dependió del tiempo en común que trabajaron simultáneamente los equipos, con la intención de aprovechar cada uno de los archivos de 30 min. Esto nos dio como resultado un tiempo mínimo de 2 meses 11 días y un máximo de 5 meses en algunas estaciones (ver tabla 4 del capítulo 4).

5.1.3 Curvas de dispersión.

Por medio de un programa en Matlab, se lleva a cabo el filtrado en frecuencias de las 45 funciones de Green obtenidas. Este programa nos arroja una imagen mostrando la función de Green y la descomposición de la misma en diferentes frecuencias (filtrado múltiple). En la misma imagen (figura 5.4) también nos muestra la ubicación geográfica de las estaciones correlacionadas y la distancia entre ellas.

Del lado derecho de la imagen se pueden observar las gráficas de velocidad contra frecuencia (parte causal y anticausal) estas dos graficas nos servirán para determinar el picado, mismo que representa la curva de dispersión de velocidad de grupo.

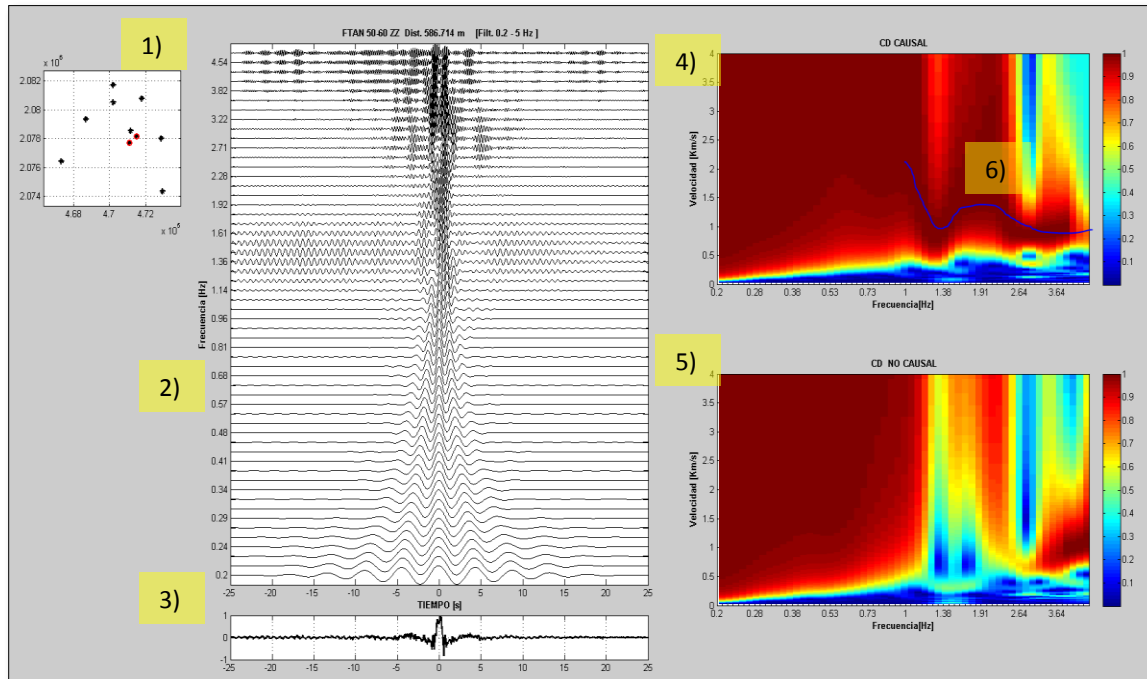


Figura 5.4 Muestra las estaciones correlacionadas (**E11-E12**), filtrado de la FGE, y velocidades de grupo de la parte causal y anti causal. Descritas en la siguiente numeración. 1) Ubicación de las estaciones. 2) Filtrado múltiple. 3) Función empírica de Green de las correlaciones. 4) Curva de dispersión en el dominio de las frecuencias, parte causal. 5) Curva de dispersión en el dominio de las frecuencias parte no causa. 6) Picado de la curva (línea azul).

En la figura 5.4 se puede observar el filtrado múltiple de la función empírica de Green obtenida de la correlación entre las estaciones **E11 y E12**, este filtrado se realiza para ver la dispersión de las ondas. Con base en la distancia entre estaciones y el retraso en tiempo, se determina la velocidad para cada intervalo de frecuencia, esta velocidad obtenida es la velocidad de grupo.

En esta imagen también se pueden observar tanto el modo fundamental como los modos superiores. Estos modos se pueden llegar a cruzar generando cierta incertidumbre, motivo por el cual es muy importante tratar de distinguir bien el modo fundamental sin llegar a confundirlo con los modos superiores.

Habría que mencionar que para el picado de la curva se toma en cuenta tanto la parte causal como anticausal, con la finalidad de definir mejor dicha curva.

Se obtuvieron las 45 curvas de dispersión producto de las diferentes combinaciones entre estaciones. En la Figura 5.5 se muestran 4 ejemplos del picado de las curvas de dispersión.

En la figura 5.6 se muestran las 45 curvas de dispersión obtenidas, estas muestran una gran heterogeneidad. Muy probablemente causadas por los cambios laterales geológicos los cuales estarían modificando notablemente la dispersión ya que el medio no cumple al 100 con ser una estratificación horizontal.

Correlación E11-E12.

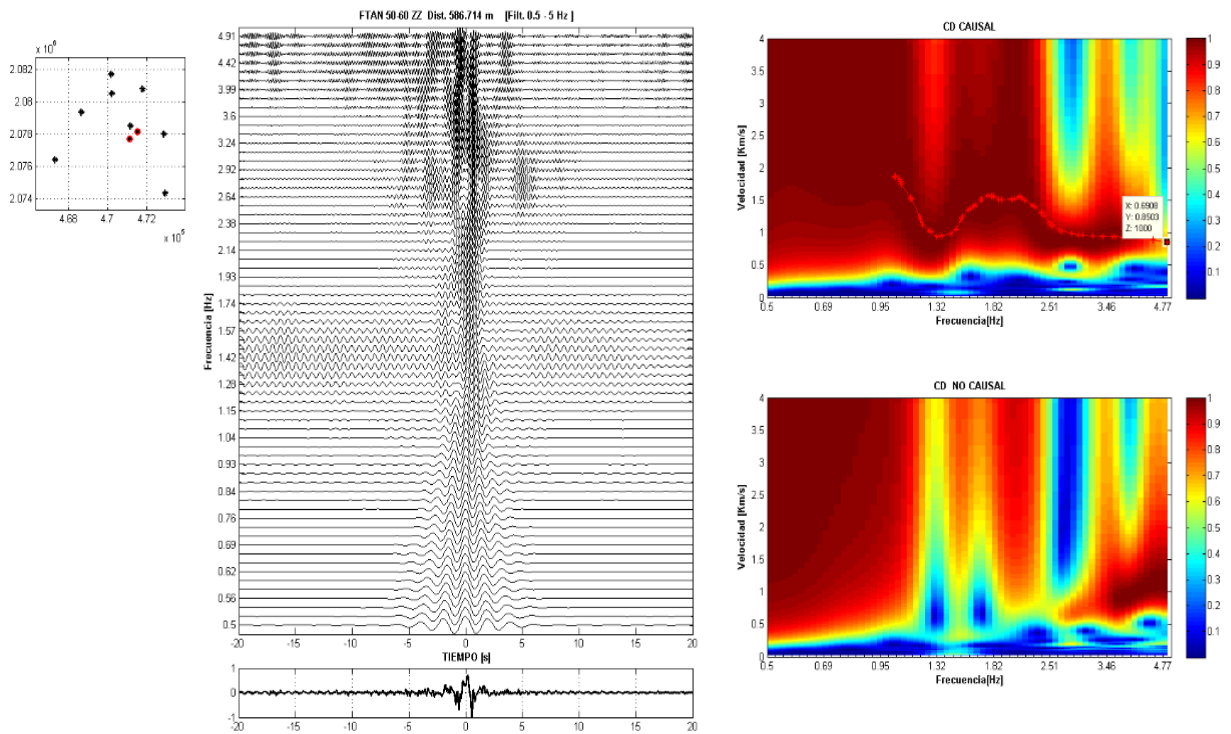
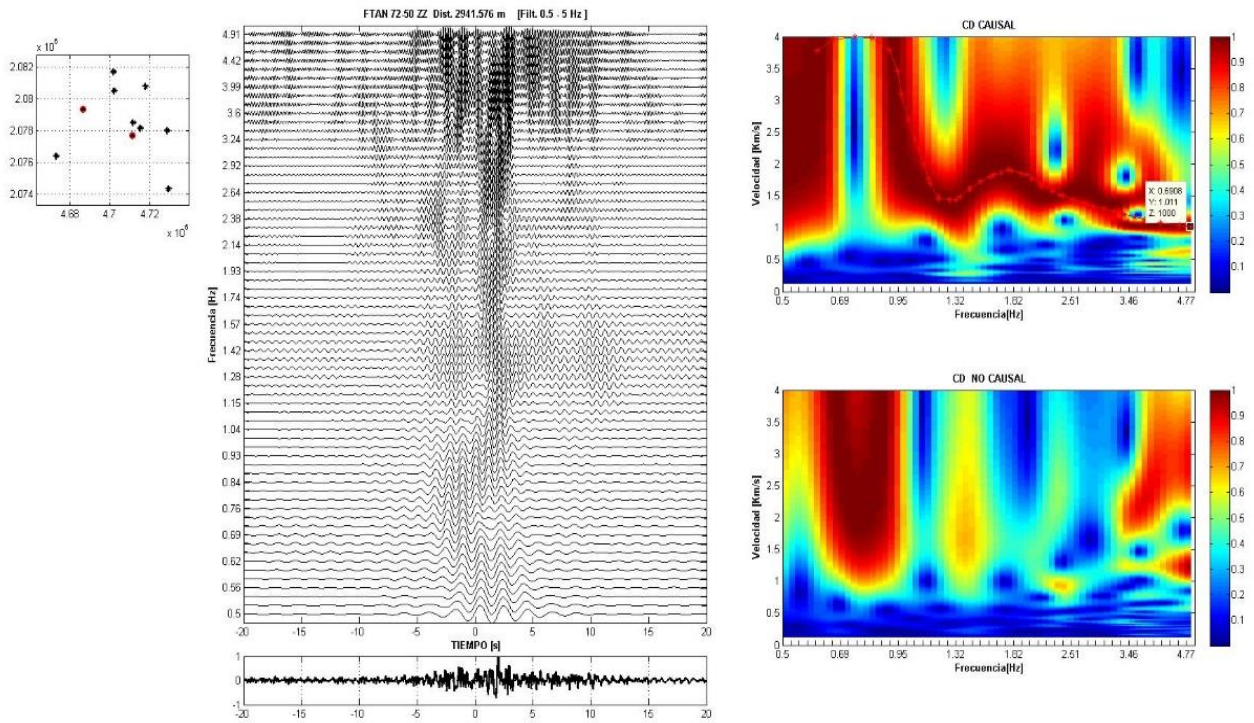


Figura 5.5 Ejemplo # 1 picado de 1 de las 45 curvas de velocidad de grupo obtenidas de las correlaciones.

Correlación E03-E11.



Correlación E05-E11.

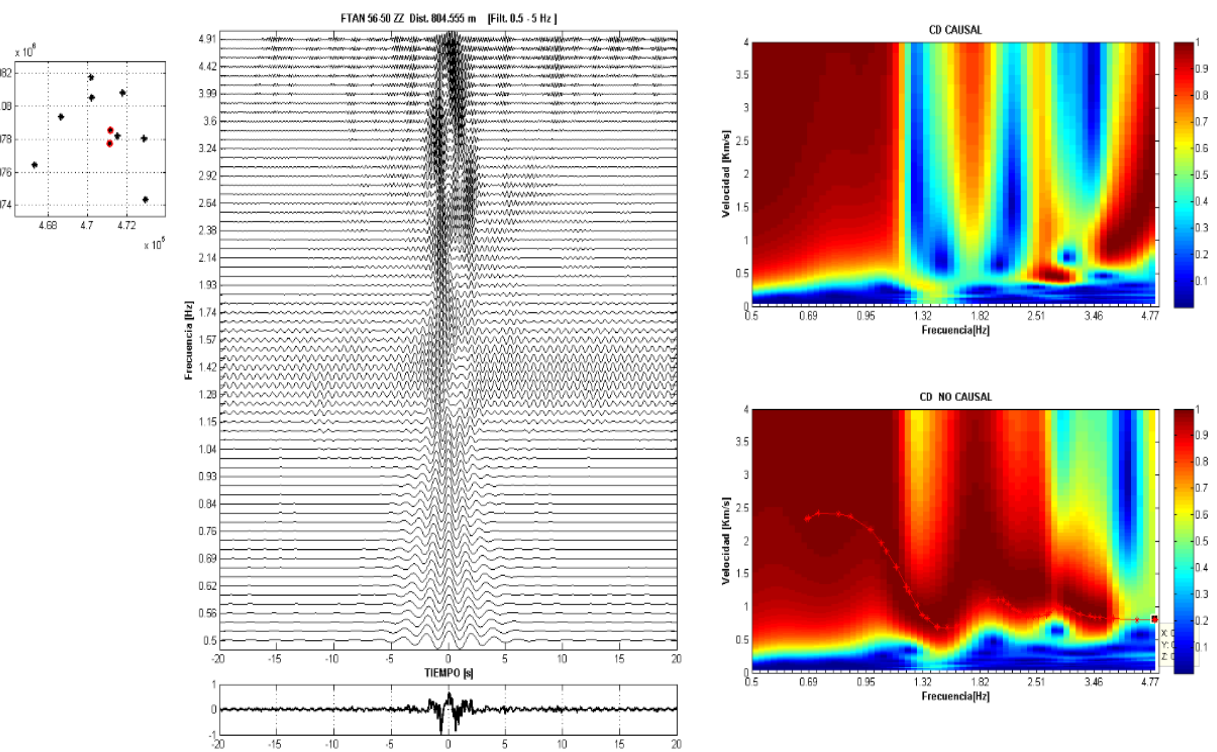


figura 5.5 Continución de la Ejemplo # 2 y 3 del picado de velocidad de grupo.

Correlación E05-E09.

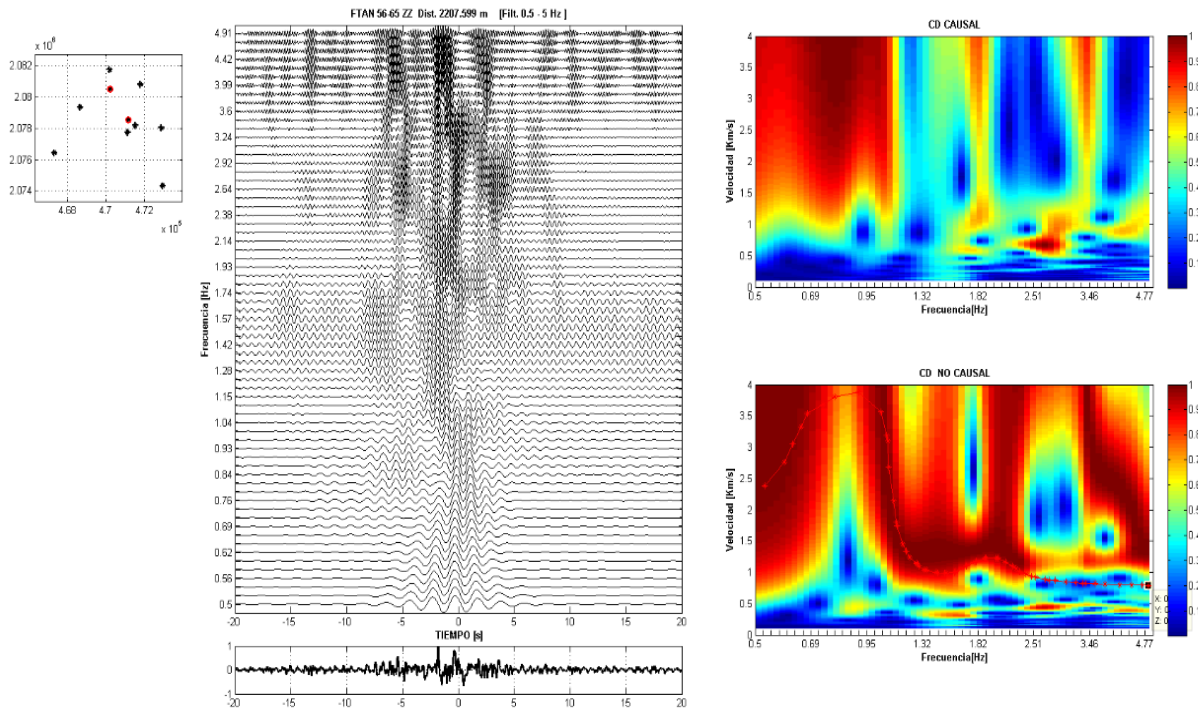


figura 5.5 Continuación de la Ejemplo # 4 del picado de velocidad de grupo.

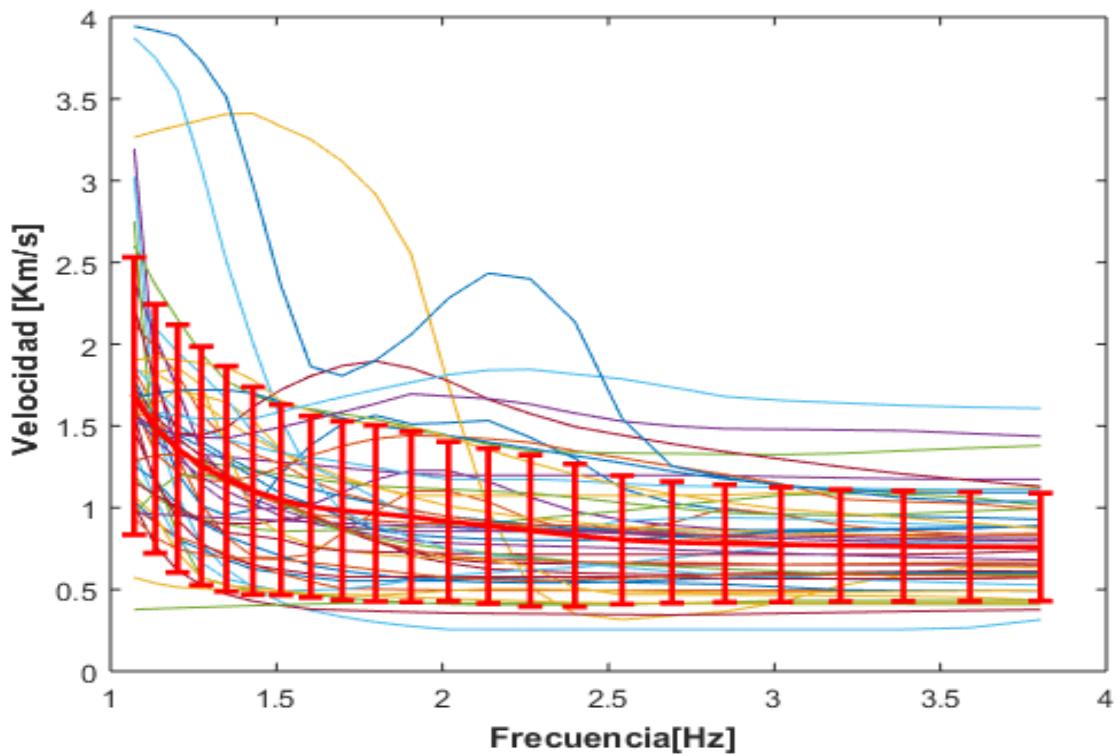


Figura 5.6 Curvas de dispersión de las 45 correlaciones en un rango de frecuencia acotado de 1 a 4 Hz.

En la figura 5.6 se puede observar el rango de frecuencias de las curvas de dispersión que se utilizara finalmente para realizar la tomografía de ondas de corte. Este rango se ha redefinido debido a que no todas curvas de las 45 correlaciones mostraban información en la misma banda de frecuencia (ver última imagen del anexo 1). Tomando en cuenta este hecho, se obtuvo el intervalo de frecuencia más adecuado buscando la mayor cobertura de datos suficientes para reconstruir la estructura -y llevar a cabo la tomografía. El rango seleccionado fue de 1 a 4.5 Hz. En color rojo también se observa la curva promedio y desviación estándar.

La curva promedio a cada frecuencia, sirve para llevar a cabo la inversión como valor inicial de velocidad. De color rojo en líneas verticales, vemos la desviación estándar como indicador del error.

Cabe destacar que dichas curvas no muestran un patrón muy homogéneo. Esto es causado por la diferente dispersión que presenta cada una de las correlaciones. Presumiblemente, porque existen cambios laterales notables en la geología, o mayor aportación de energía en la parte causal o anticausal.

5.2 Inversión de curvas de dispersión.

Este es uno de los últimos pasos para la obtención de las tomografías. Implica una operación matemática, llamada inversión, mediante la cual se procesa la dispersión experimental y/o la curva de atenuación para obtener el perfil desconocido de velocidad de onda de corte en el sitio (Foti et al., 2015).

5.2.1 Selección de mallado.

Con la intención de ver la mejor resolución que se puede tener dada la disposición de los sensores se realizó una prueba generando una anomalía sintética y se determinaron los mejores parámetros de la retícula para su recuperación.

Se realizó primero una discretización del área de trabajo generando una retícula regular y a cada región de la misma se le asignó una velocidad determinada. El tamaño de dicha retícula es de gran importancia pues una retícula estrecha produciría un problema subdeterminado, mismo que la inversión no podría resolver de manera adecuada. En caso de una retícula muy abierta puede ser bastante confiable, pero se perdería la resolución de las estructuras pequeñas (Menke, 1989). Por ello es importante definir el tamaño de retícula más apropiado. Así mismo se buscaron los valores de amortiguamiento y suavizamiento ideales para realizar la mejor inversión.

Para la determinación del tamaño de la retícula se propusieron y probaron varios tamaños, mismos que al invertir los tiempos de viaje con la retícula más estrecha posible, pudiesen recuperar la mayor proporción del tablero inicial, como se muestra en la figura 5.6.

5.2.2 Test de resolución.

A) Tamaño de malla de 2.6 km por lado.

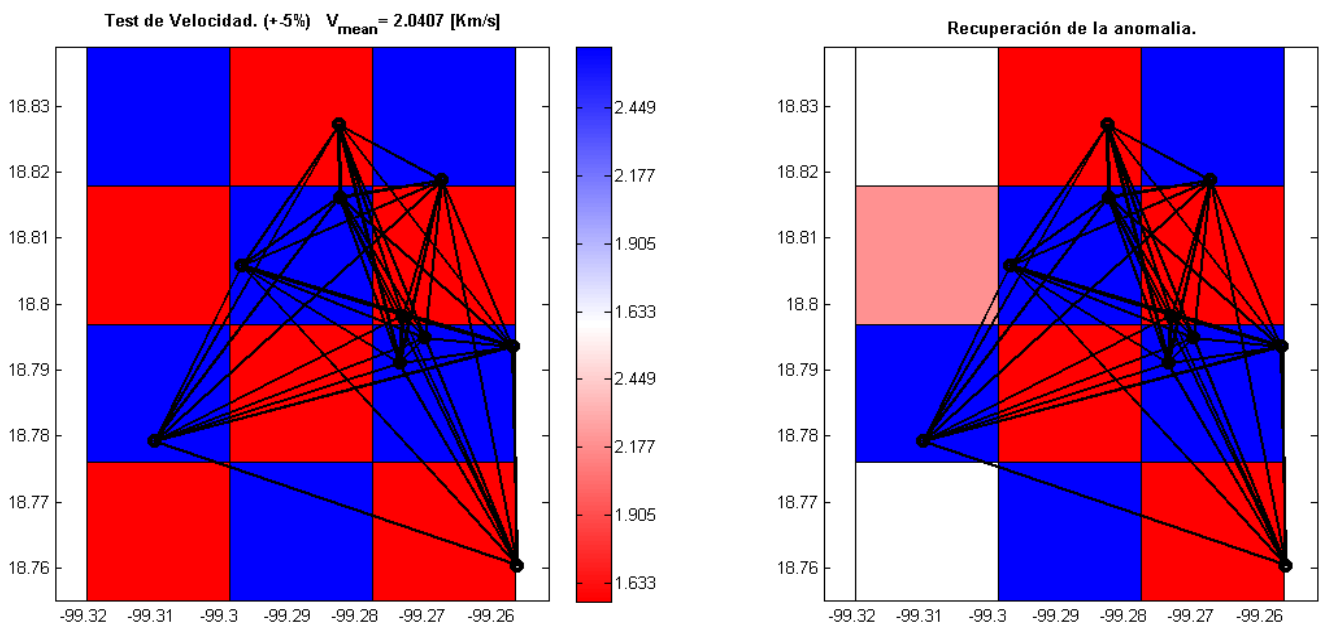
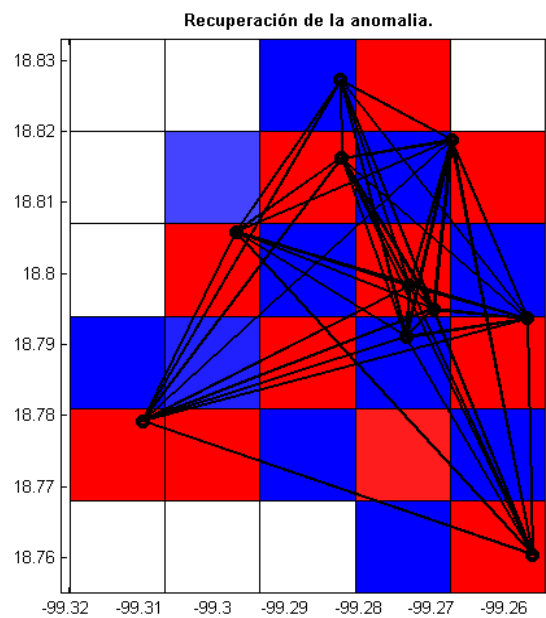
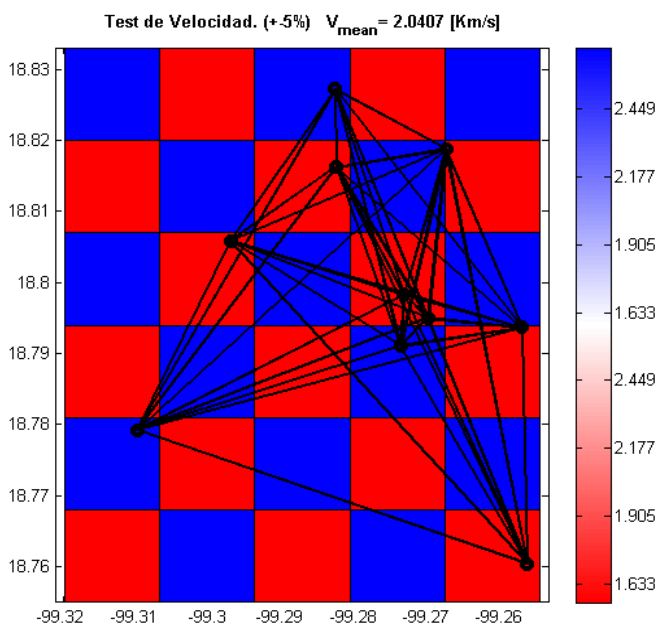


Figura 5.7 Se pueden observar los diferentes tipos de pruebas realizadas para la selección del tamaño de retícula.

B) Tamaño de malla de 1.3 km por lado.



C) Tamaño de malla de 1 km por lado.

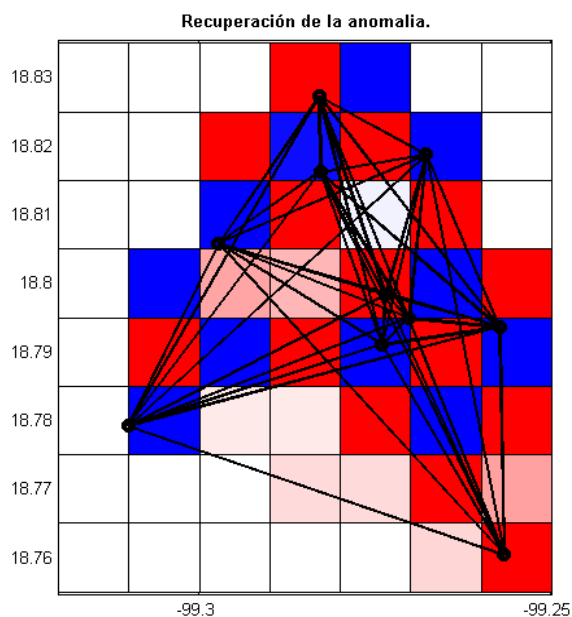
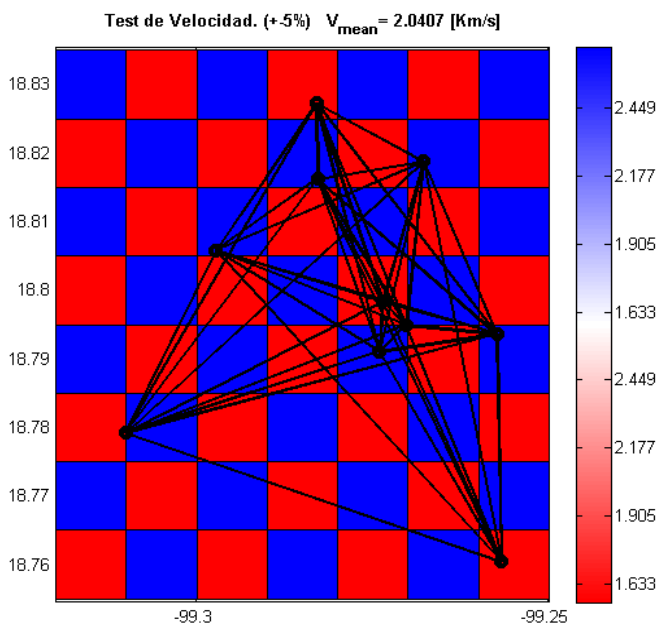


figura 5.7 Continuación Se pueden observar los diferentes tipos de pruebas realizadas para la selección del tamaño de retícula.

D) Tamaño de malla de 0.6 km por lado.

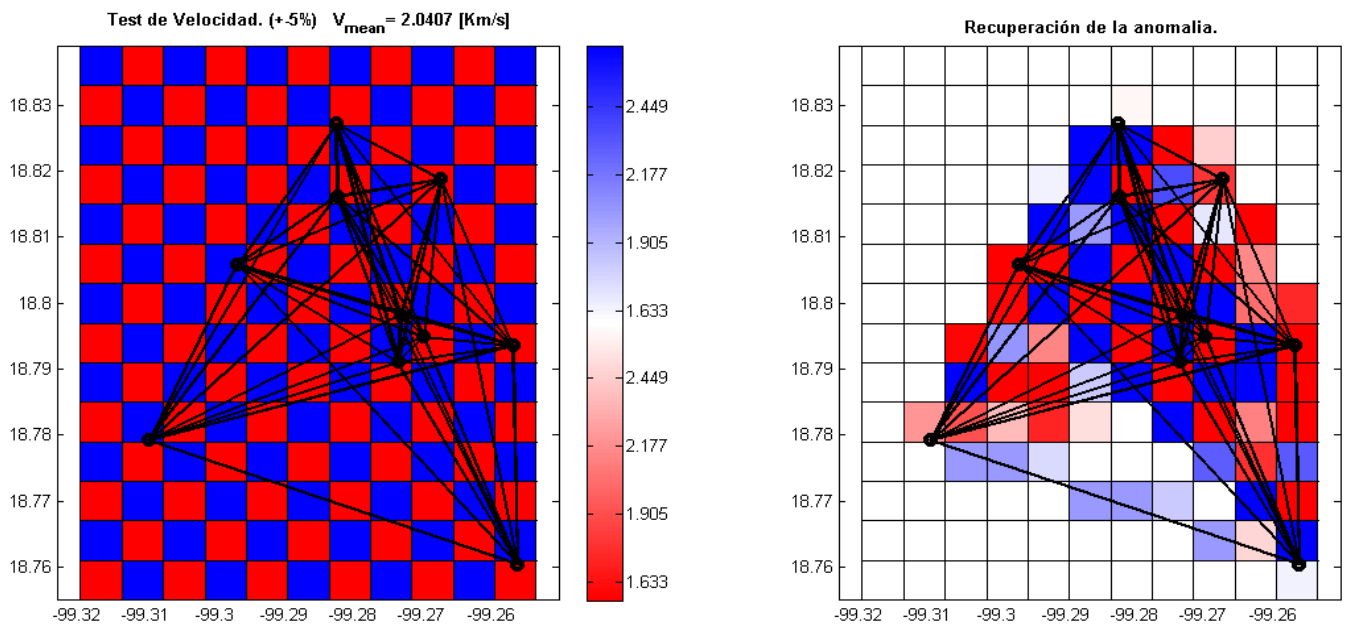


figura 5.7 Continuación Se pueden observar los diferentes tipos de pruebas realizadas para la selección del tamaño de retícula.

En la figura 5.7, podemos observar varios tamaños de mallado propuestos para identificar cual brinda una mejor resolución. En la parte izquierda de cada imagen, vemos los modelos directos y en la parte derecha el modelo invertido.

En la imagen A se propusieron celdas de 2.6 km por lado y aun que se recupera bien el tablero inicial, se estaría perdiendo resolución para anomalías menores a ese tamaño.

En el inciso B se propusieron celdas de 1.3 km y se puede observar que se recuperó casi en su mayoría el tablero inicial, solo en la parte inferior izquierda se observan un par de errores en la recuperación de la anomalía propuesta.

En la opción C se tienen celdas de 1 km por lado y se puede observar que el tablero se recupera casi en su mayoría, no obstante, en la parte central del arreglo no se resuelve bien el tablero, aun que pasan bastantes rayos.

En la opción D se tiene un tamaño de celda de 0.6 Km por lado y vemos que no puede resolver para la totalidad del área de estudio, pues solo resuelve en la parte central del mismo.

Esto dejó como opción el tamaño del inciso B (1.3 km por lado) ya que el error que presenta no nos afecta mucho, pues las celdas que no resuelve bien están en el exterior del arreglo donde pasan muy pocos rayos. Por otro lado, la totalidad de las celdas que se resuelven bien están en el área de la zona de estudio.

Una vez seleccionado el tamaño ideal del mallado, se obtuvieron 50 tomografías a diferentes frecuencias.

5.2.3 Tomografías.

Por medio de un programa realizado en Matlab se obtuvieron 50 imágenes tomográficas en un rango de frecuencia de 1 a 4.5 [Hz]. Equi_espaciadas en una escala logarítmica se seleccionaron las 12 más contrastantes (figura 5.7).

Yendo de frecuencias bajas (lo más profundo) a frecuencias altas (lo más somero), en colores cálidos (tonos rojos) se pueden apreciar velocidades hasta de 1.8 km/s, mientras que en colores fríos (tonos azules) se denotan velocidades de hasta 0.5 km/s.

En las tomografías de frecuencias bajas, es decir, las primeras 2 imagen se pueden apreciar casi en la totalidad del arreglo velocidades altas (alrededor de los 1.6 km/s), y mientras aumenta la frecuencia (de izquierda a derecha de arriba a abajo) las velocidades decrecen progresivamente hasta obtener velocidades mínimas de 0.5 km/s como se observa en la última tomografía. Sin embargo, aunque es de esperarse que las velocidades no sean homogéneas por la obvia heterogeneidad del medio, en la parte media de lado izquierdo persiste una anomalía de alta velocidad manteniendo una velocidad alrededor de 1.6 km/s desde la frecuencia de 1 Hz hasta la frecuencia de 3 Hz. Posteriormente la velocidad de dicha anomalía baja, pero sigue siendo contrastante con las velocidades generales del arreglo en cada tomografía.

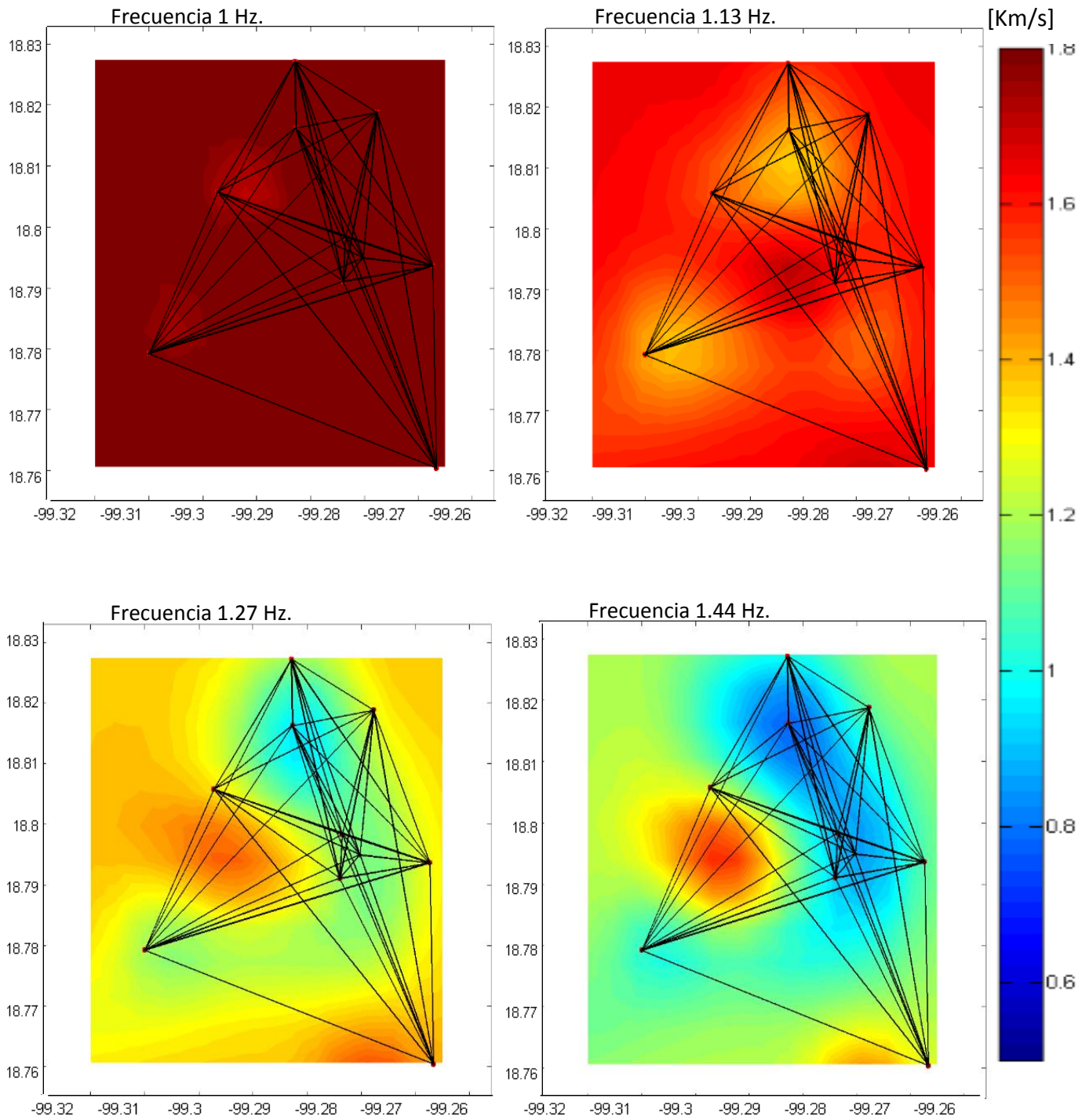


Figura 5.8 Imagen de las 12 tomografías más representativas de las 50 obtenidas desde la frecuencia 1 Hz hasta la frecuencia de 4.5 Hz.

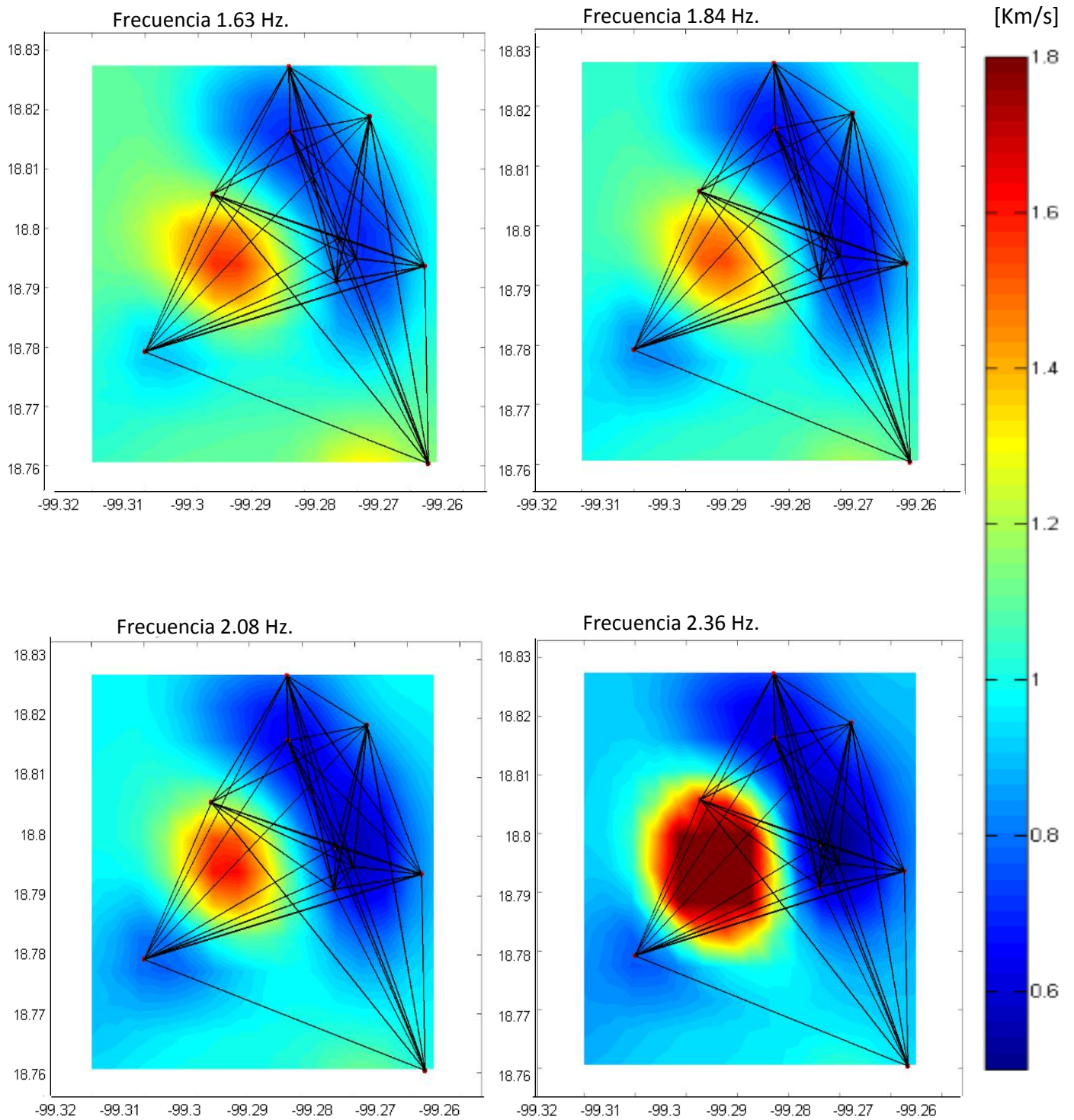


Figura 5.8 Continuación, Imagen de las 12 tomografías más representativas de las 50 obtenidas desde la frecuencia 1 Hz hasta la frecuencia de 4.5 Hz.

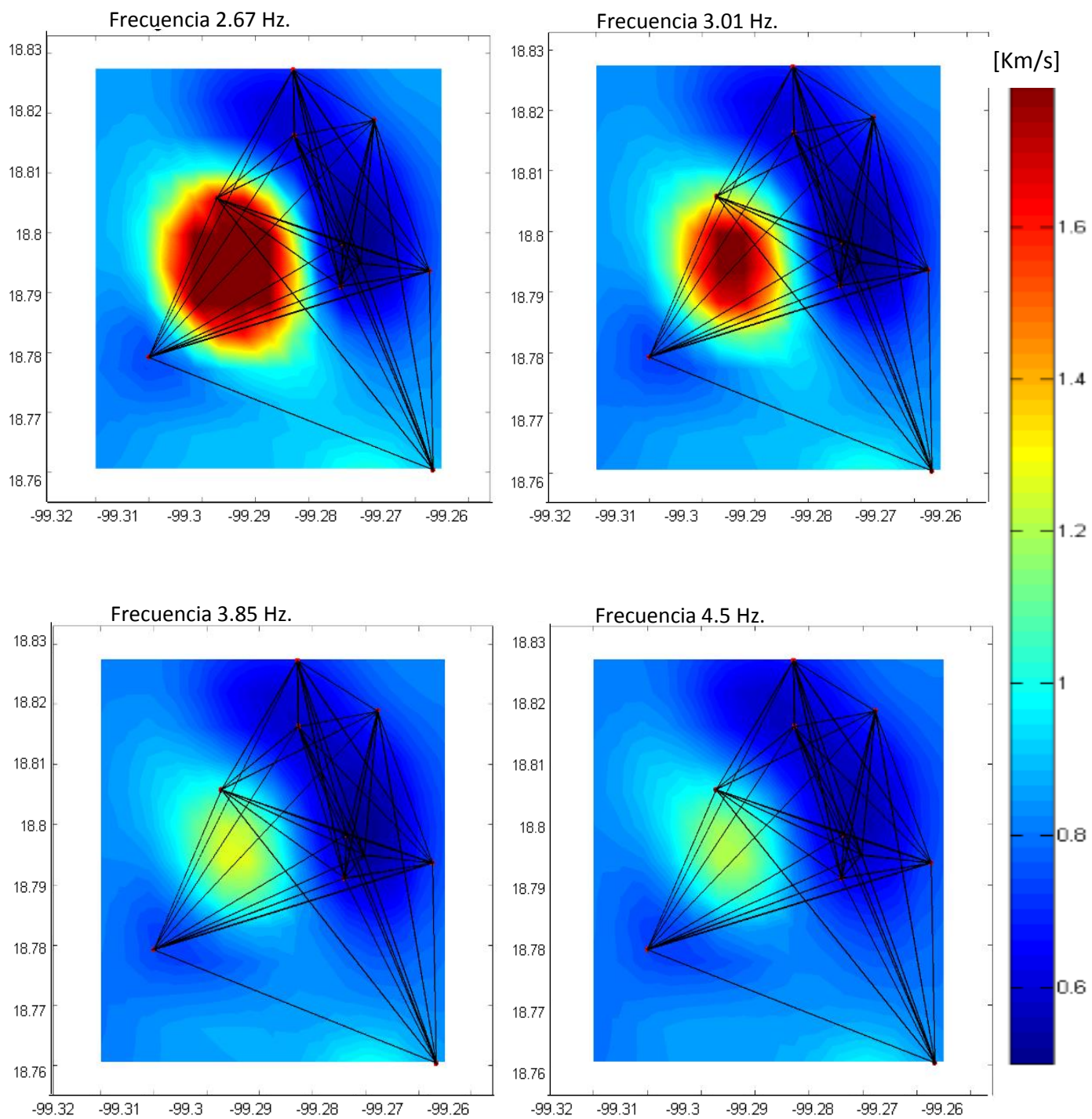


Figura 5.8 Continuación, Imagen de las 12 tomografías más representativas de las 50 obtenidas desde la frecuencia 1 Hz hasta la frecuencia de 4.5 Hz.

En capítulos posteriores se analizará con más detalle dicha anomalía, pues la realización de los cocientes espectrales nos brindará más información.

5.3 Cocientes espectrales H/V.

Se realizó el cálculo de cocientes espectrales de las 11 estaciones en el programa Geopsy 2004 a fin de obtener más información de la zona de estudio, tal como es la frecuencia característica o periodo fundamental. Esto con la finalidad de robustecer la información al momento de realizar la inversión de las curvas a profundidad mitigando el problema de la no unicidad.

Se llevaron a cabo distintas pruebas variando el tiempo de registro de 2 a 5 horas en la madrugada del día 1/03/2017 con 50 ventanas de 300 segundos, traslape fijo del 50% aplicando ventana de Tukey. A un que no había grandes cambios en los resultados de la frecuencia característica se terminó usando dos horas y media de grabación en un horario de 1:00 a 3:30 tiempo local, obteniendo los siguientes cocientes para cada una de las estaciones (figura 5.9).

Cocientes espectrales H/V.

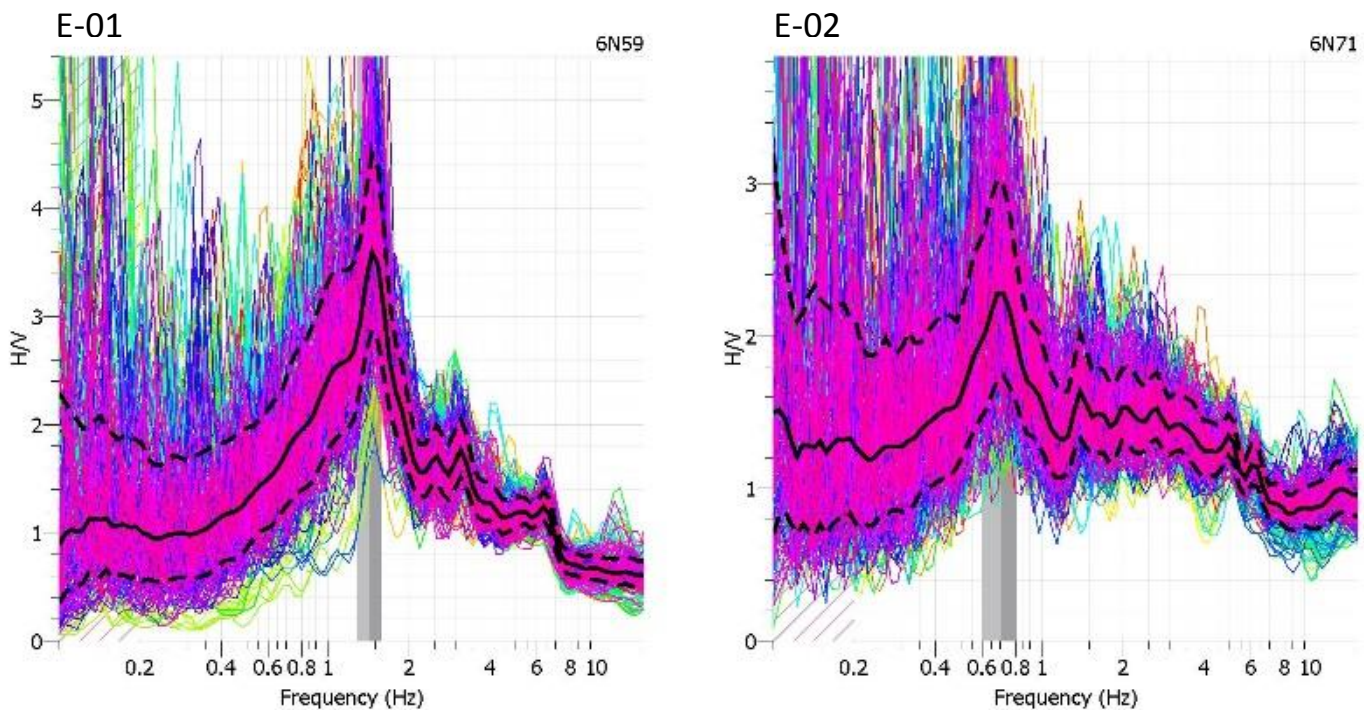


Figura 5.9 Cocientes espectrales H/V de los 11 sensores utilizados en el estudio.

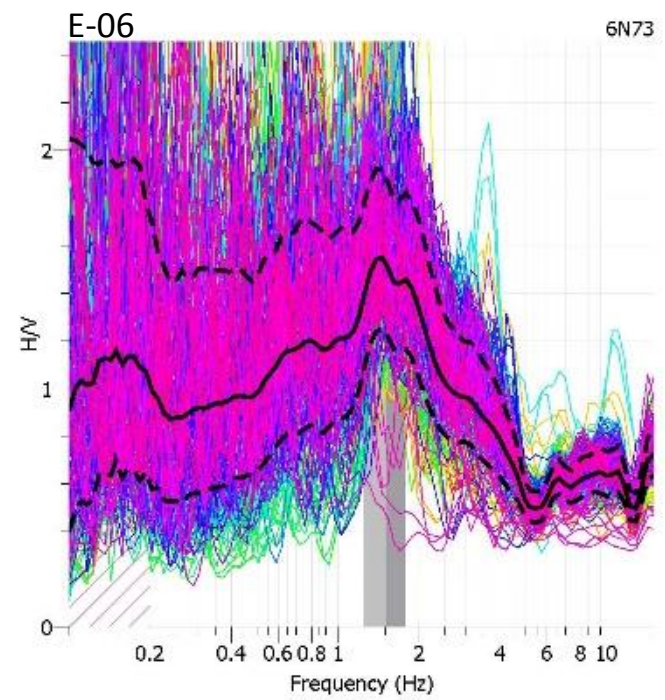
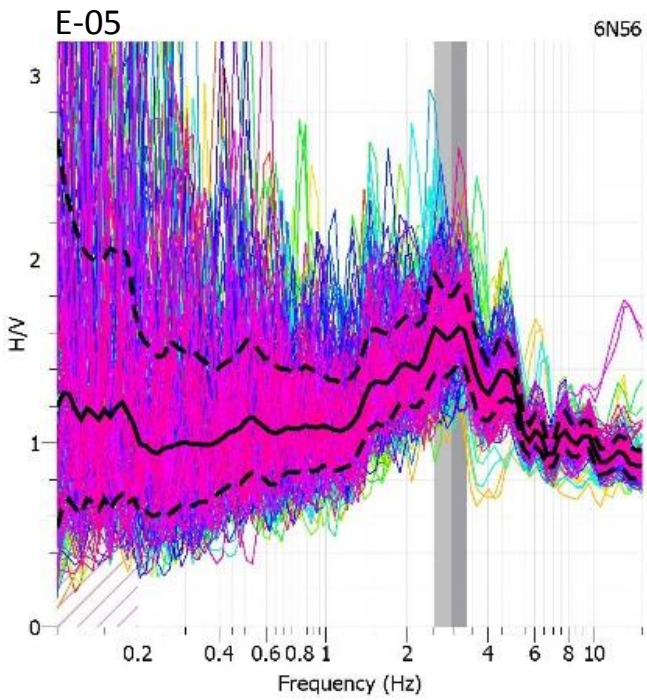
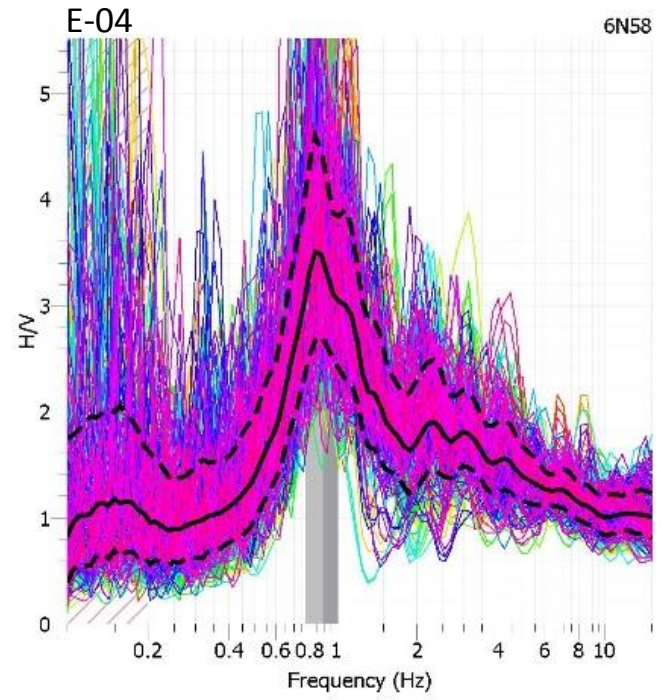
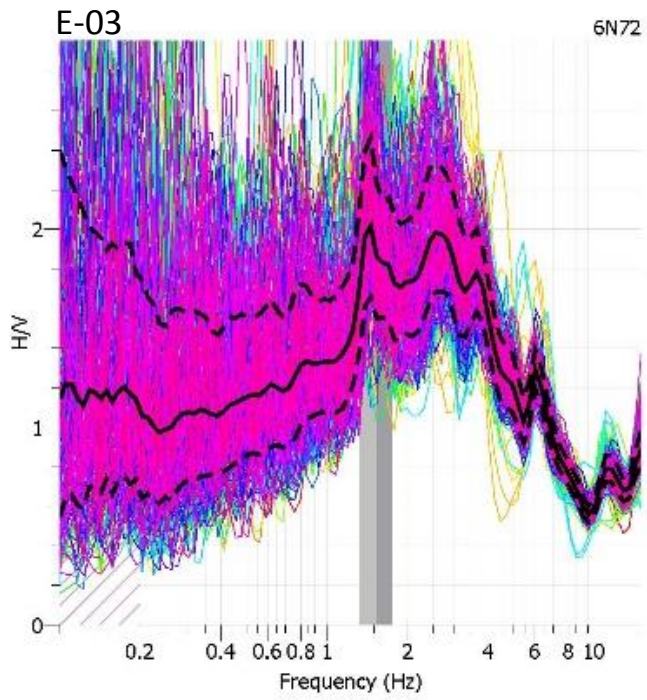


figura 5.9 Continuación Cocientes espectrales H/V de los 11 sensores utilizados en el estudio.

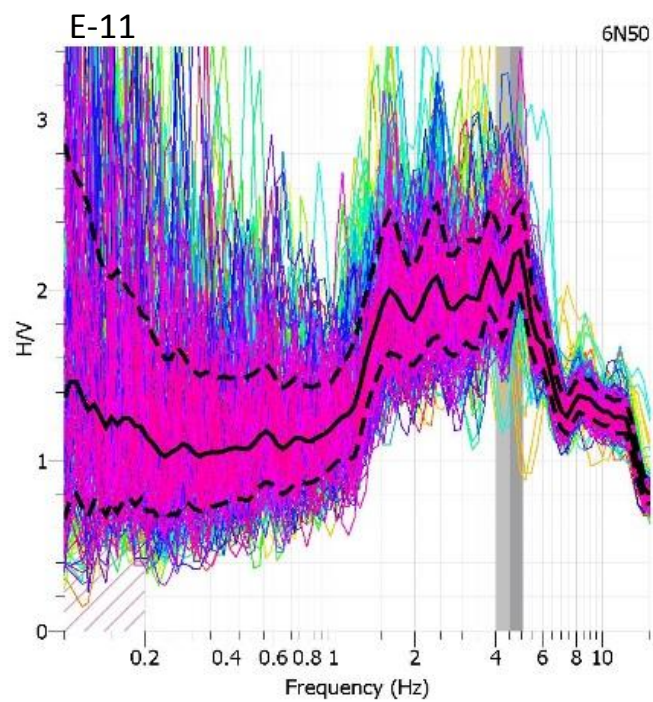
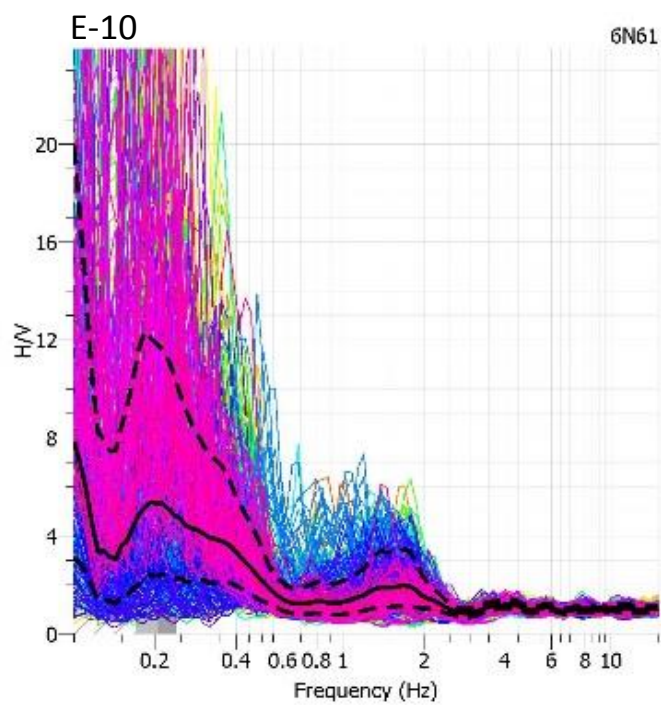
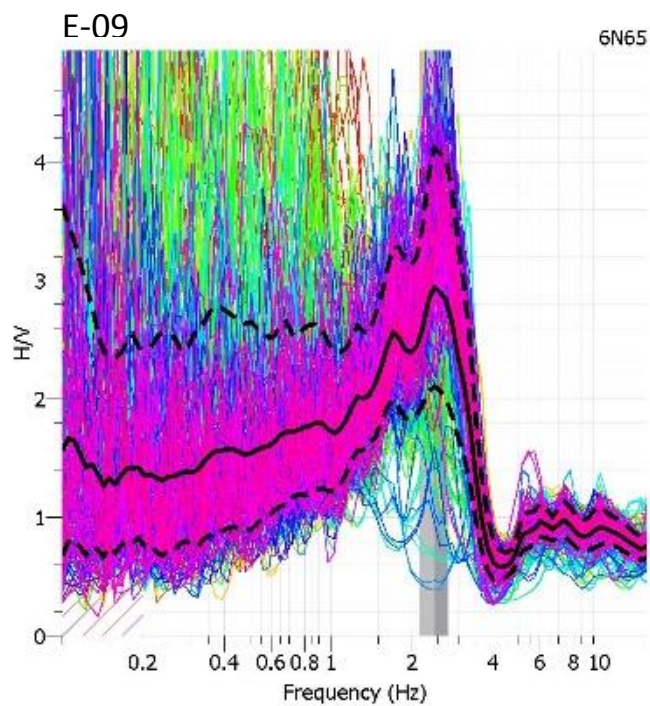
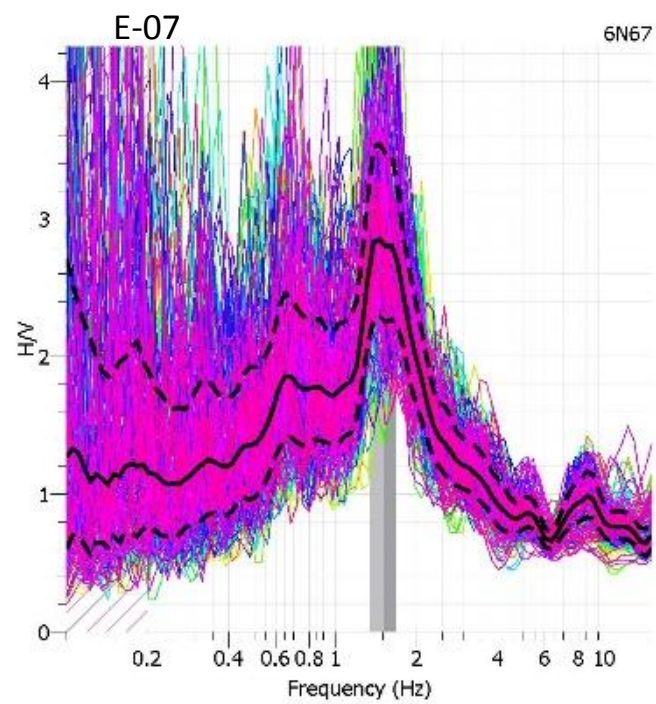


figura 5.9. Continuación Cocientes espectrales H/V de los 11 sensores utilizados en el estudio.

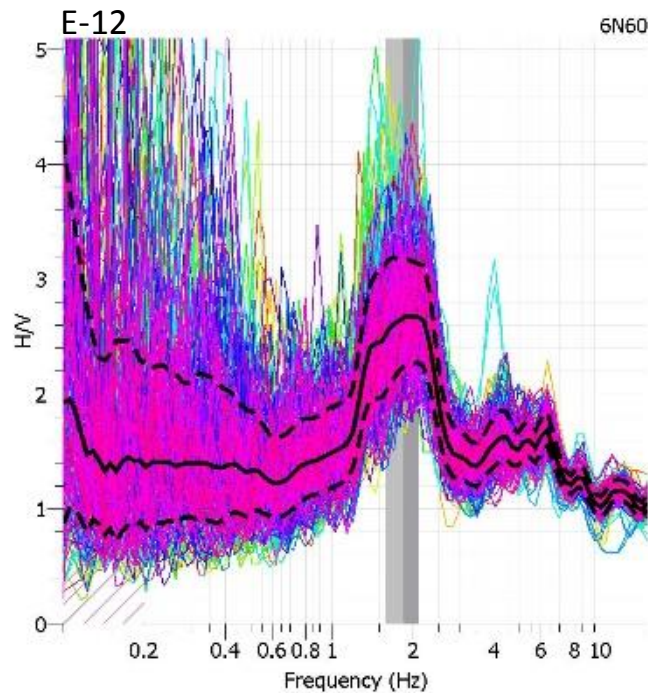


figura 5.9. Continuación Cocientes espectrales H/V de los 11 sensores utilizados en el estudio.

En la figura 5.9 se pueden observar los cocientes espectrales de las 11 estaciones. Con línea negra continua el promedio de los cocientes espectrales (líneas de colores) de 50 ventanas de 300_s. En líneas negras discontinuas se muestra la desviación estándar del promedio y la barra gris ubica la frecuencia característica del cociente.

Concentrando la información de los periodos fundamentales, así como la frecuencia característica y máxima amplitud relativa de las 11 estaciones, se llevó a cabo la tabla 5.2 para un mejor análisis. En la tabla se pueden ver periodos en un rango de 0.2 a 1.4 [s], obteniendo los valores más bajos en las estaciones **E11**, **E05**, **E12** y **E09**, correspondientes a las estaciones ubicadas en los cerros, El Calabazo, El Jumilito y El Jumil respectivamente. Mientras, en los periodos más altos se encuentran las estaciones **E02** y **E04**, estaciones situadas en zonas urbanas.

Las estaciones restantes cuentan con un rango de periodo de 0.55 a 0.69 [s]; periodo considerado como zona de transición por algunos autores.

Tabla 5.2 Muestra de las 11 estaciones los periodos fundamentales, frecuencias características y máximas amplitudes relativas obtenidas a partir de los cocientes espectrales H/V .

EST	NOMBRE	Fo (hz)	Periodo (s)	Max Amplitud
E-01	La Granja.	1.43	0.70	3.35
E-02	Ayudantía Benito Juárez.	0.7	1.43	2.19
E-03	Zona Arqueológica.	1.54	0.65	2.09
E-04	Bodega El Rodeo.	0.89	1.12	3.19
E-05	El Jumilito.	2.94	0.34	1.59
E-06	Col Francisco Villa.	1.51	0.66	1.56
E-07	Col la Corona.	1.51	0.66	2.75
E-09	Parcela Avelino.	2.43	0.41	2.02
E-10	Pueblo Xochicalco.	0.2	5.00	5.54
E-11	Cerro el Calabazo.	4.56	0.22	2.14
E-12	Cerro el Jumil	1.84	0.54	2.73

Con base en la información de la tabla se realizó el mapa de iso-periodos fundamentales con la finalidad de observar las zonas con periodos similares dentro del área de estudio (figura 5.10).

En la parte central del mapa se puede observar el área con menor periodo (0.21s, 0.34s y 0.54s) aquí se encuentra localizadas las estaciones **E11**, **E05** y **E12** respectivamente. Los periodos obtenidos son acordes a la zona ya que estos denotan una zona de lomas lo cual concuerda con la geología del lugar. También se puede observar que resaltan las estaciones con grandes periodos **E04** El Rodeo y **E02** Ayudantía Benito Juárez, presentando periodos de 1.12s y 1.42s respectivamente, estos periodos son característicos de zona de lago. Sin embargo, cabe mencionar que en la estación **E04** se deben tomar con prudencia los resultados, pues este sensor desde un inicio mostró demasiados transitorios.

Es importante entender qué parámetros de grabación influyen en la calidad y confiabilidad de los datos ya que esto puede ayudar a obtener datos confiables y acelerar el proceso de grabación (SESAME 2004).

La estación **E04** se encuentra aproximadamente a 20 metros de la carretera y cerca del sensor se bombea constantemente agua. No obstante, también se podría considerar que el sensor se enterró más de lo normal pues el suelo en esa estación era bastante blando al igual que el segundo sensor con periodo más alto **E02**.

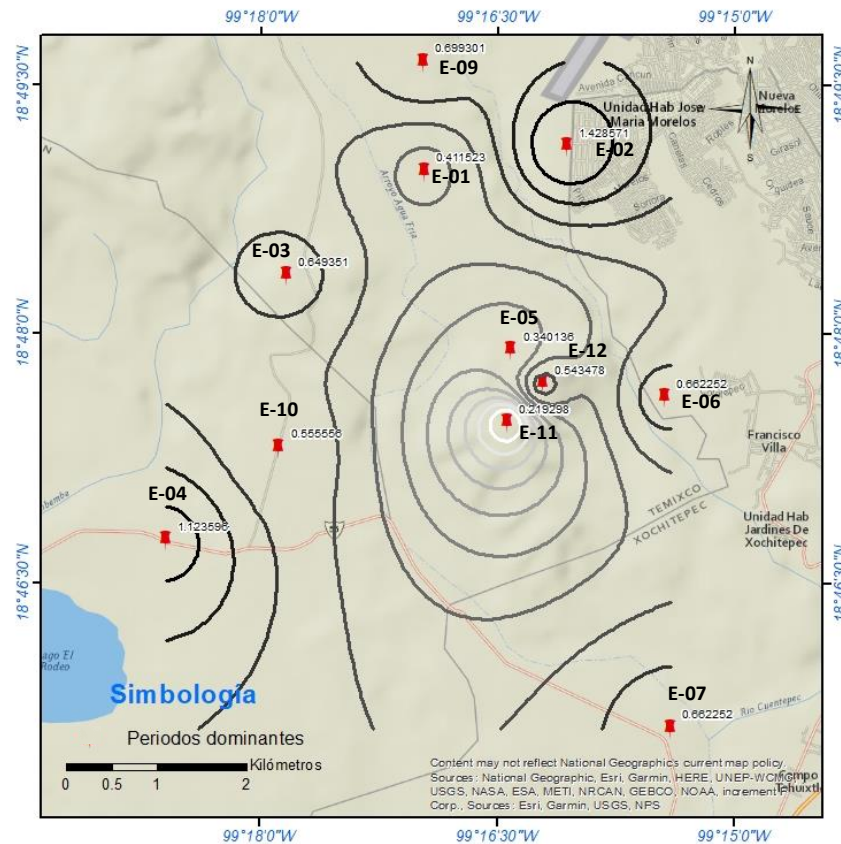


Figura 5.10 Mapa de iso-periodos fundamentales.

Es de gran importancia para la zona de estudio este tipo de mapas pues como se mencionó anteriormente la mayor parte de los daños causados por sismos se deben a los efectos de sitio.

5.4 Inversión de curvas a profundidad.

Las curvas de dispersión a profundidad se obtienen tomando los valores de velocidad de una determinada zona a diferentes frecuencias, es decir, los valores de una misma celda

en cada una de las tomografías son las que conformaran una curva de dispersión a profundidad.

Con la finalidad de identificar mejor los cambios laterales de la zona de estudio, se decidió tomar más puntos para la inversión, en otras palabras, en vez de tomar un valor de velocidad por cada celda en las diferentes tomografías (ver figura 5.7 inciso B), se tomaron aproximadamente 8 puntos (valores) por celda, para llevar a cabo la inversión en el programa HV-Inv (García-Jeréz y Piña-Flores, 2018). En total se terminaron obteniendo 149 curvas a profundidad, como se muestra en el lado izquierdo de la figura 5.11 (puntos azules).

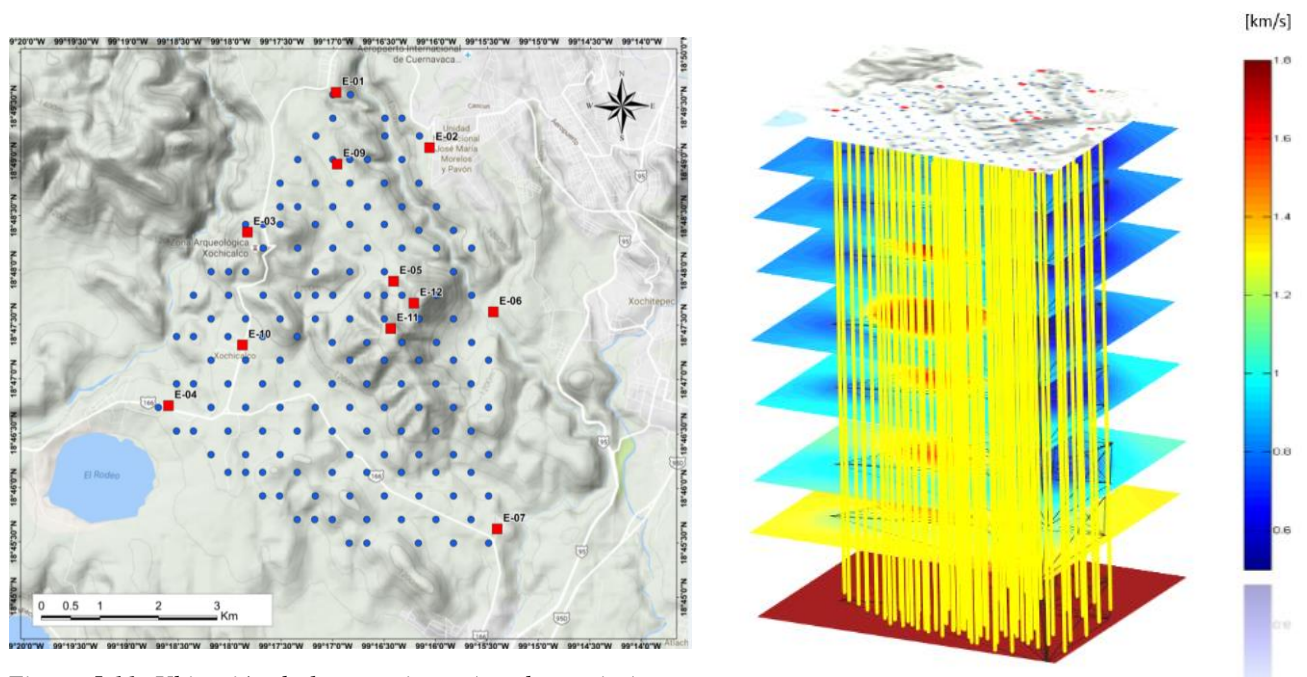


Figura 5.11. Ubicación de las estaciones (cuadros rojos) y puntos donde se llevaron a cabo las curvas de dispersión a profundidad (puntos azules). Del lado derecho se representa como se forman las curvas a profundidad.

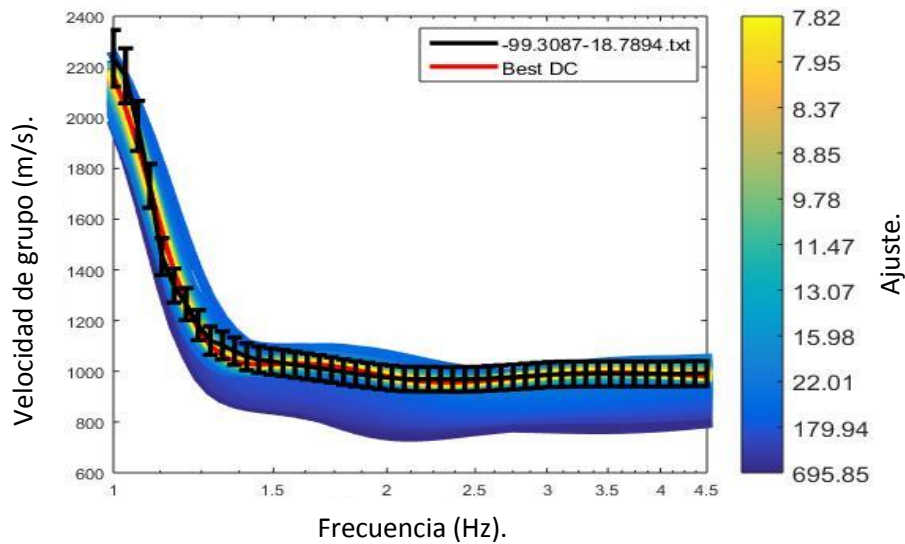
Una vez que se obtienen las curvas a profundidad, se busca el modelo 1D representativo en el programa HV-Inv. En la figura 5.12 se puede observar la realización de tres de los ajustes de un total de 149 modelos obtenidos.

En la figura 5.12 se puede observar del lado izquierdo diferentes curvas iteradas por el programa, estas representan curvas que, por medio del proceso matemático de la inversión, intentan asemejarse o ajustarse a la curva real obtenida a profundidad (curva color negro).

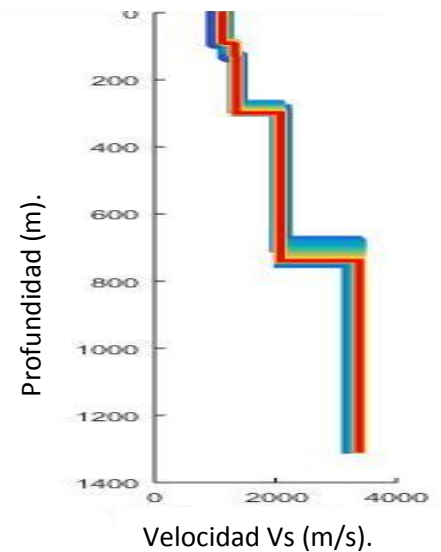
Esta curva en color negro, es la curva a profundidad obtenida por medio de las tomografías (esta lleva por nombre las coordenadas de su ubicación), en color rojo se observa la curva invertida con el mejor ajuste (Best DC), en azul y amarillo, las diferentes curvas propuestas o iteradas por el programa antes de llegar a un buen ajuste, en líneas verticales negras el error (desviación estándar).

Ajuste de las curvas a invertir y modelo a profundidad.

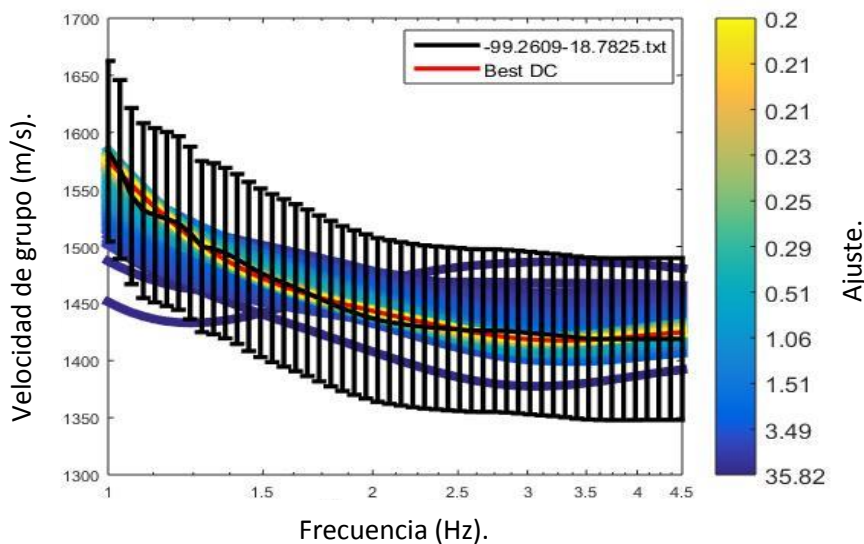
Ondas Rayleigh.



Mejor modelo Vs.



Ondas Rayleigh.



Mejor modelo Vs.

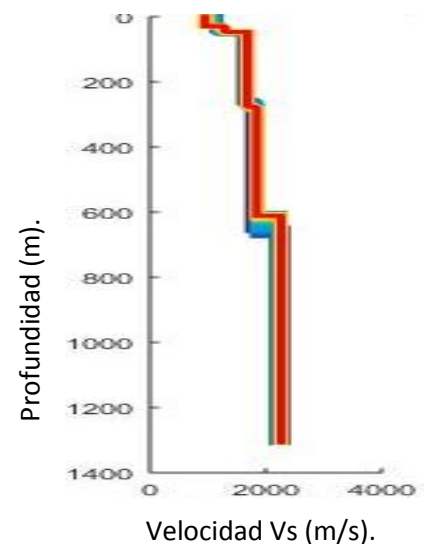
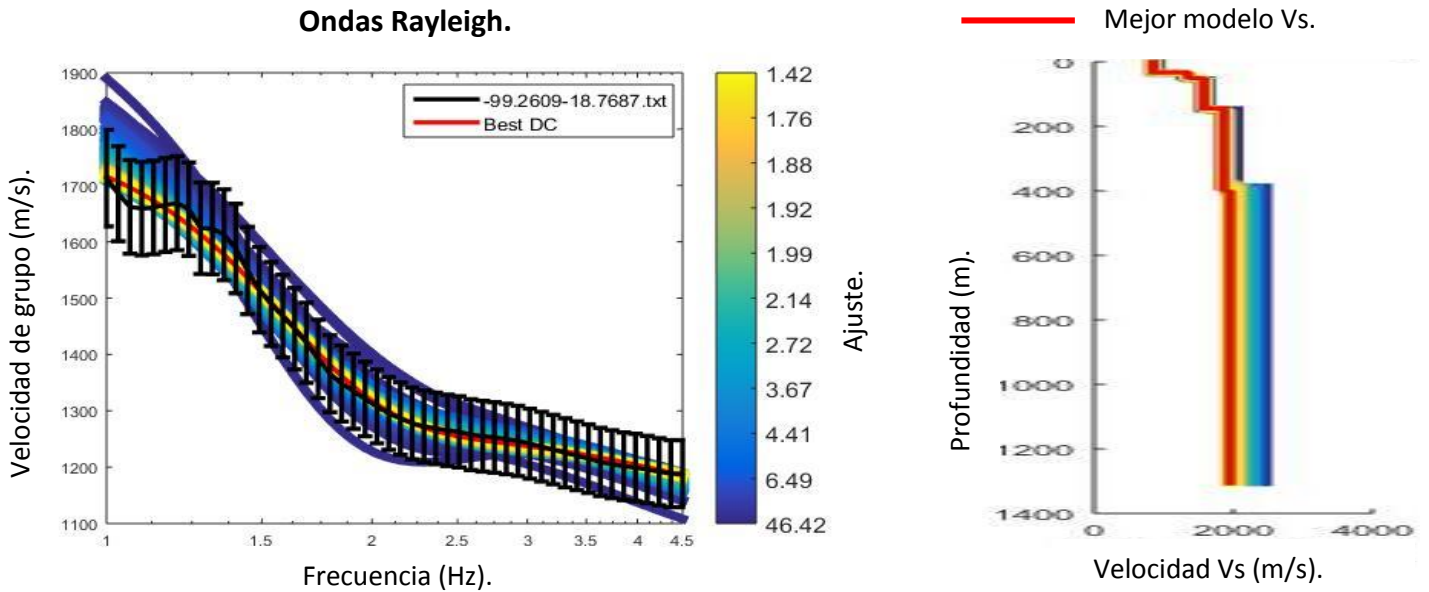


Figura 5.12. ejemplo 3 de las 149 curvas de dispersión invertidas, en el programa HV-Inv.



Continuación de la figura 5.12 ejemplo 3 de las 149 curvas de dispersión invertidas, en el programa HV-Inv.

Mientras, del lado derecho se puede apreciar el modelo 1D de velocidades de cortante a profundidad que representa la curva mejor ajustada. La escala de colores que se encuentra en la parte central, representa el nivel de ajuste de las curvas iteradas, tanto para las curvas como para el modelo a profundidad, el color azul es un mal ajuste y el color amarillo es un mejor ajuste del número total de iteraciones.

Los modelos pueden presentar el problema de la no unicidad, es decir, una misma curva podría representar un distinto modelo a profundidad. No obstante, con la inversión conjunta se intenta mitigar este problema utilizando la información proporcionada por la técnica de los coeficientes espectrales H/V. Esta información se ingresa en el programa HV-Inv y delimita el conjunto de soluciones, a la vez se ingresaron parámetros previos partiendo del modelo contiguo. Cabe mencionar que se obtuvo un buen ajuste en el 95% de las curvas.

5.5 Modelo 3D.

Con la finalidad de obtener una mejor caracterización de las velocidades de corte de la zona de estudio, se integraron los modelos 1D a profundidad en el programa Voxler 4 obteniendo un modelo tridimensional, mismo que nos permite una mejor representación de la distribución espacial de las velocidades Vs.

El modelo está conformado por los puntos de atribución que determinan la velocidad de cortante Vs obtenidas a partir de los 149 perfiles invertidos, como se mostró previamente en las figuras 5.11 y 5.12.

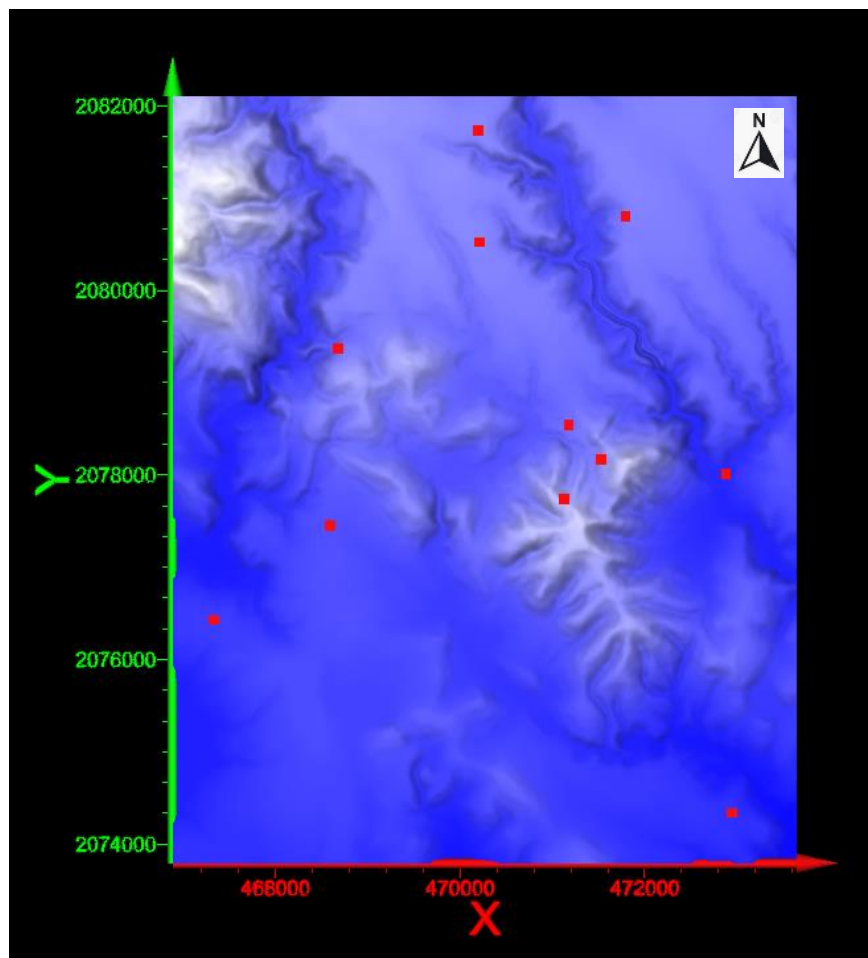


Figura 5.13. Topografía de la zona de estudio, vista en planta y referida a sus coordenadas, en cuadros rojos la posición de las estaciones.

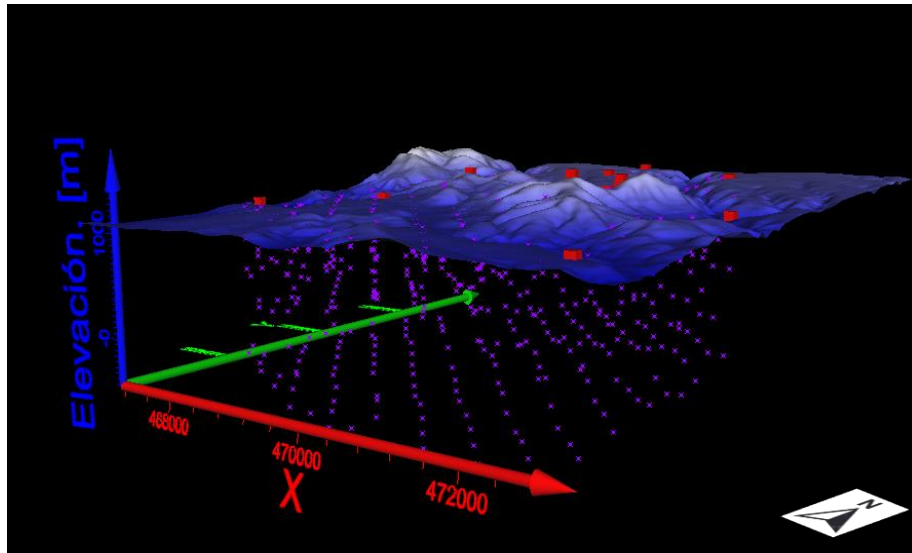


Figura 5.14. Vista de perfil del modelo 3D mostrando con cuadros rojos las estaciones y en color morado los puntos de atribución para la construcción del modelo.

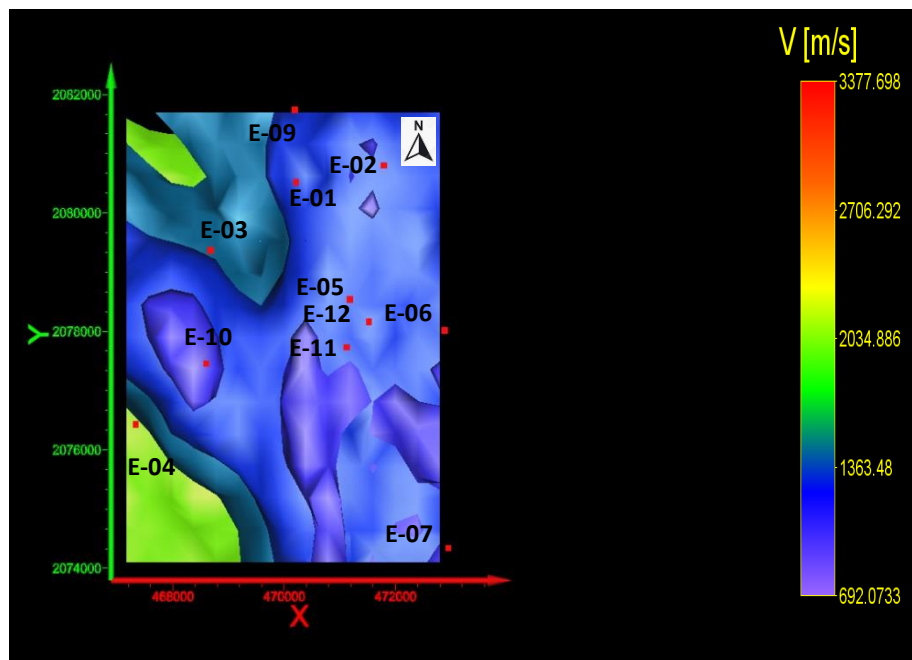


Figura 5.15 Imagen en planta de las diferentes isosuperficies Vs sobrepuestas.

En la figura 5.13 se puede observar en diferentes tonos de color azul la topografía, las partes más claras representan la zona con mayor altitud. En nuestro arreglo se puede ver en la parte central las zonas más altas (cerro el Jumil, cerro el Calabazo). En esta área circundante se encuentran tres estaciones **E05**, **E11** y **E12**, estas tres estaciones son de gran importancia ya que se cuenta con caracterización geológica y estudios eléctricos para poder

comparar los resultados obtenidos, además, estos sensores estuvieron colocados en contacto directo con la roca lo que hace bastante confiable los registros. Cabe mencionar que se implementó el modelo digital de elevaciones para poder obtener una representación más acorde a las altitudes.

En cuanto a la figura 5.14 se muestran los puntos de atribución obtenidos de la inversión a profundidad. En esta imagen, ya se puede observar con mayor claridad la profundidad del estudio, no obstante, se requiere de imágenes con la información interpolada para representar mejor las Vs en el espacio.

En la figura 5.15 se pueden observar diferentes iso-superficies de distintas velocidades, estas velocidades se indican en la escala de colores de la derecha. Obteniendo velocidades, desde 692 m/s en color morado, hasta velocidades altas de 3377 m/s en color rojo. Básicamente las velocidades más bajas se tienen del lado inferior derecho de nuestro arreglo (en la parte sur de los tres cerros centrales del arreglo), y en la zona circundante a la estación temporal **E10**.

En color azul se puede ver una superficie de mayor velocidad (alrededor de 1000 m/s), aquí se encuentran situadas 8 de las estaciones. Dentro de estas estaciones, las ubicadas en la colindancia del cerro el jumil **E12**, **E11** y **E05**, así como las tres estaciones ubicadas más al norte **E01**, **E02**, **E09** y la **E07** en el lado inferior derecho. Cuatro de estas estaciones estuvieron en contacto directo con la roca del sitio.

En color verde oscuro vemos velocidades alrededor de 1400 m/s y dentro de esta área se ubica la estación **E03**. La última estación **E04**, se ubica en la zona con mayor velocidad (alrededor de 1800 m/s) pero la segunda con menor altitud. Cerca de esta estación hacia el sur-oeste aproximadamente 0.7 km encontramos al lago El Rodeo lo que podría confirmar la rigidez de dicha zona. No obstante, es aventurado hablar de esa área pues ya no está comprendida dentro del perímetro que forma nuestro arreglo.

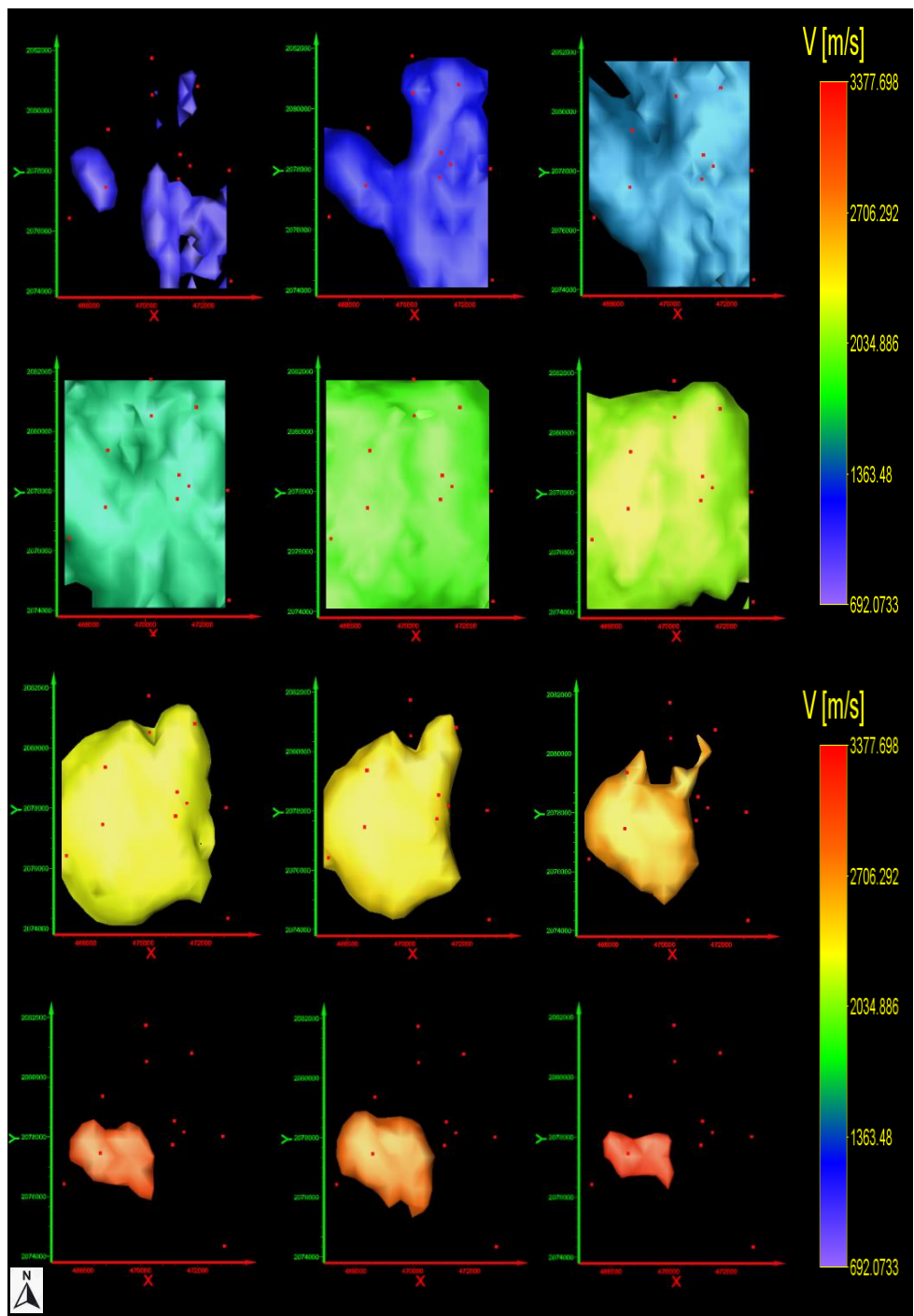


Figura 5.16 Imagen en planta de las diferentes isosuperficies Vs.

En la figura 5.16 se pueden observar varias imágenes en planta de iso-superficies del modelo 3D de Vs. Variando la velocidad desde 600 m/s hasta 3300 m/s de izquierda a derecha

de arriba debajo, se puede observar como la anomalía de alta velocidad se empieza a centrar en la parte izquierda de nuestro arreglo. Justo debajo de la estación **E03**

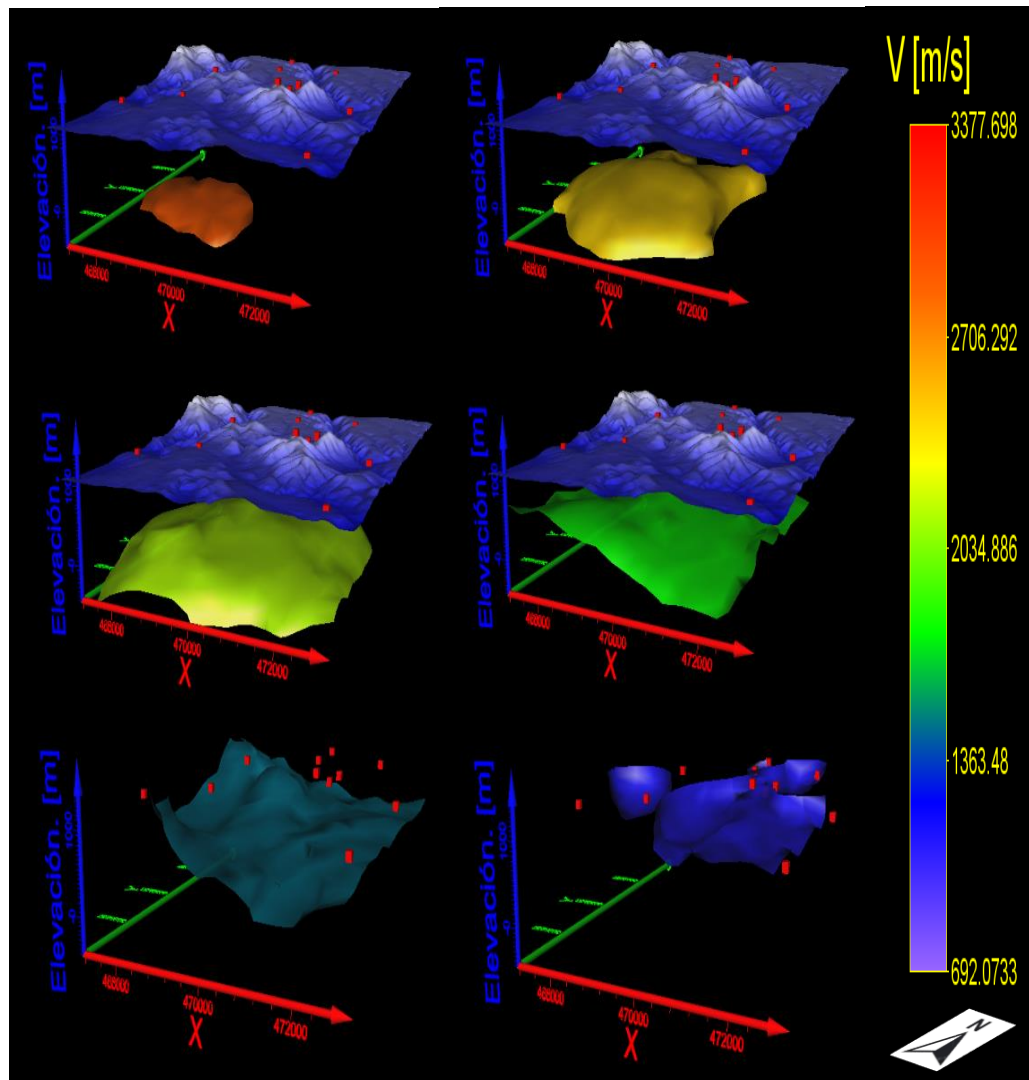


Figura 5.17 Vistas en perfil de las diferentes isosuperficies V_s .

En la figura 5.17 nuevamente se observan isosuperficies de distintas V_s del modelo 3D. De izquierda a derecha y de arriba abajo, vemos como las velocidades más altas se encuentran a una mayor profundidad, teniendo valores de V_s hasta de 3377 m/s y en la superficie velocidades menores, hasta de 692 m/s.

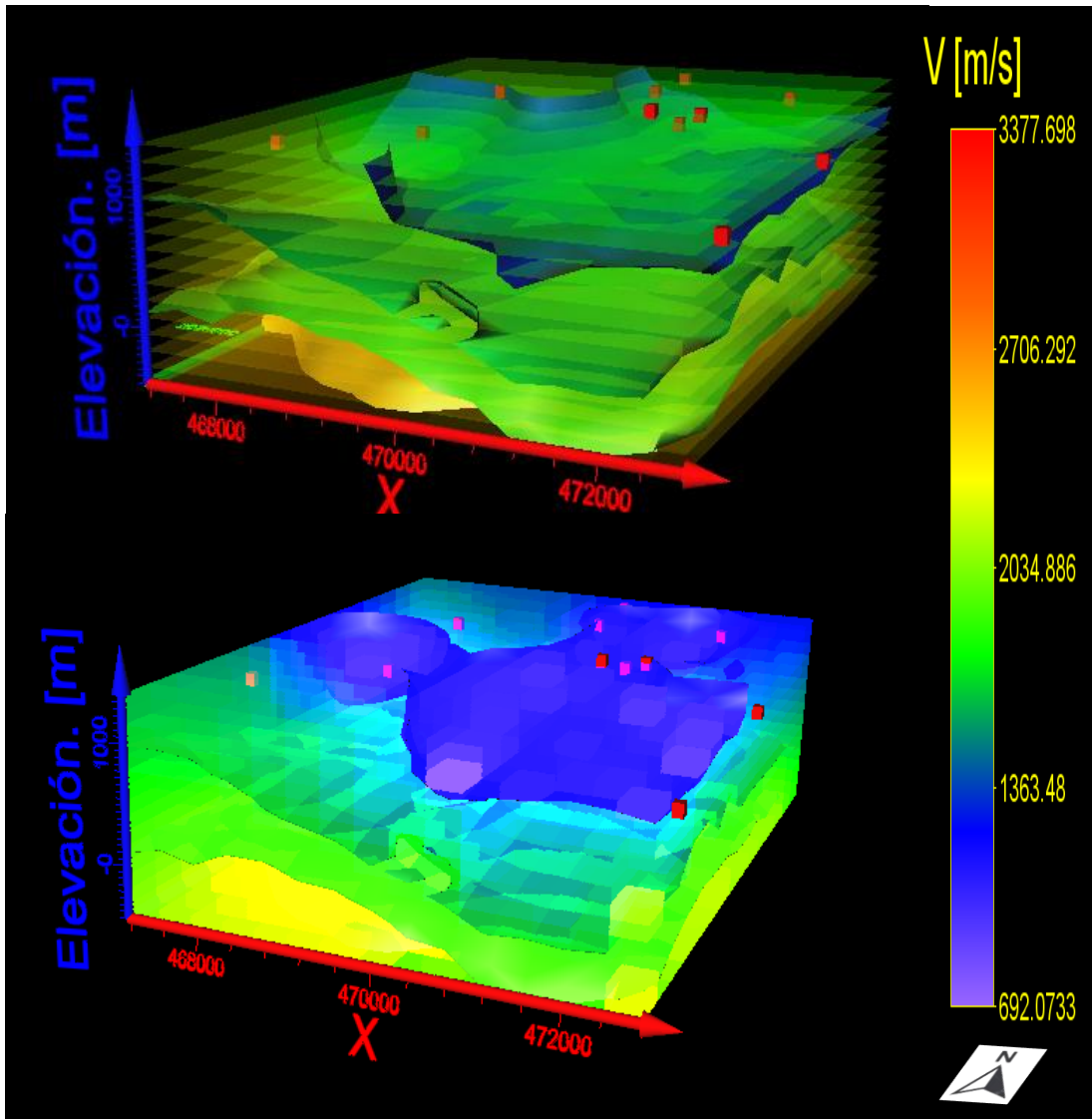


Figura 5.18 Vistas del modelo tridimensional mostrando las Vs de la zona de estudio.

En la figura 5.18 se puede observar en la imagen de la parte superior, varias de las isosuperficies sobrepuestas en transparencias. Esto con la finalidad de tener una interpretación en conjunto de las velocidades de cortante. Mientras que, en la imagen de la parte inferior podemos observar en el mismo ángulo, las Vs en colores menos traslucidos. En ambas imágenes se aprecia cómo se mantienen las velocidades más bajas en la parte superior del arreglo.

CAPÍTULO 6.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

En el presente capítulo integraremos toda la información antes obtenida y daremos énfasis en los aspectos más resaltantes de la caracterización sísmica llevada a cabo.

6.1 Discusión de resultados.

Se pudo observar que la función de Green surgía al apilar un menor número de correlaciones, usando la metodología propuesta por Bensen et al. (2007).

En el ejemplo de las correlaciones de las estaciones **E04-E05** (figura 5.2) se muestra que, a partir de 1500 correlaciones de archivos de media hora (aproximadamente 1 mes de grabación), la función de Green que surgía se mantenía estable. Es decir, a partir de ese número de correlaciones, la función obtenida con más archivos correlacionados no modificaba notablemente la función resultante.

Lo antes mencionado indica que en nuestro estudio se pudo constatar la efectividad de dicho método. Gracias al basto tiempo de grabación con el que se contó (5 meses en algunas estaciones **E01, E04, E07, E09**) se pudo inferir también, que sin usar el método de Bensen et al. (2007) también se hubiera rescatado la FEG adecuada.

Para reconstruir la función de Green empírica a partir del ruido ambiental, se deben cumplir dos condiciones: la correlación debe realizarse en una señal de ruido suficientemente larga y las fuentes de ruido deben distribuirse de manera uniforme. Cuando esas condiciones no se cumplen, aparecen contribuciones parásitas que degradan la estimación de la función de Green (Larose et al., 2004).

Una vez obtenidas las 45 correlaciones se determinó que no en todos los casos la distribución de las fuentes era homogénea, ya que la parte causal y anticausal no siempre definían la misma curva de dispersión, como lo mencionan Snider et al. (2009), Shen et al. (2012) y Leujeur et al. (2015). Esto se puede observar en las curvas obtenidas de las correlaciones **E11-E12, E05-E11, E05-E09, E06-E12** las cuales muestran una distinta curva

de dispersión en la parte causal y anti causal. En consecuencia, no siempre el picado se realizó siguiendo la mayor amplitud, pues no en todos los casos la suma de la parte causal y anticausal reforzaban la curva de dispersión del modo fundamental. Sumado a este problema, el modo fundamental puede llegar a cruzarse con los modos superiores generando bastante confusión en la forma real de la curva de dispersión de grupo.

Consecuentemente se consideró tomar distintos factores para el picado de las curvas de dispersión, tales como:

El comportamiento típico de las curvas del modo fundamental en las velocidades de grupo las cuales describen un punto de inflexión seguidas del valle que presentan (Stein & Wysession, 2003).

Otro criterio para identificar la curva de dispersión del modo fundamental, fue analizando el filtrado múltiple, dado que en algunos casos (correlación **E11-E12**, **E06-E09**, **E03-E11**) se podía ver mejor la dispersión de grupo (figura 6.1), como lo explica (Stein & Wysession, 2003).

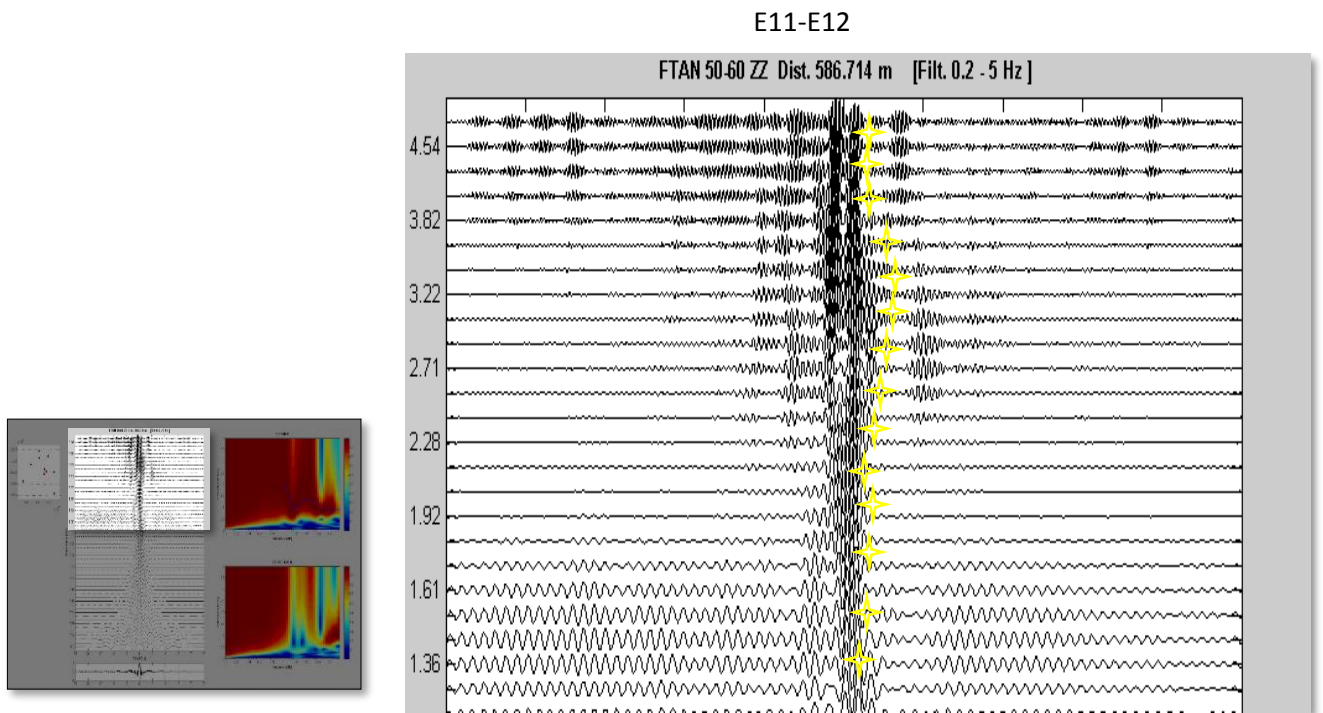


Figura 6.1 Filtrado múltiple de la correlación E11-E12. La dispersión de grupo que presenta se marca con los cruces amarilla.

Una vez realizado el picado de las 45 correlaciones (figura 5.6) se puede observar que en la frecuencia 1 a 2.5 Hz, la dispersión en algunas curvas como la **E11-E12**, **E05-E11**, **E05-E12** describe patrones muy contrastantes, probablemente causados por los cambios laterales en la geología. Es posible contemplar esta idea pues la geología se torna ciertamente complicada al centro del área de estudio. Estudios previos muestran la presencia de un intrusivo de composición Monzogranítica que aflora en un área de 500 X 900 metros cuadrados intrusionando a las Calizas de la Formación Xochicalco. Discordantemente cubriendo al intrusivo y a las calizas de la Formación Xochicalco se encuentra la Formación Cuernavaca, la cual localmente consiste de rocas volcánicas de composición andesítica, tobas andesíticas y rocas sedimentarias (Anchondo, 2012). Esta geología podría estar provocando estos cambios de velocidades, según la dirección de propagación de las ondas y los diferentes contactos geológicos que atraviesa dicho frente. De igual manera podría ser causa del nivel de compactación heterogéneo de la zona, provocado por el skarn que se describe en la tesis de Anchondo (2012). El hecho que se presente esta dispersión en bajas frecuencias, estaría indicando que los cambios más notables no se están presentando en la parte más superficial de nuestro estudio, si no en la parte más profunda, la cual se está caracterizando con las funciones de Green empírica.

Del conjunto de las curvas picadas (Anexo 1, última figura) se puede observar que la dispersión obtenida va de la frecuencia 0.5 a 5 Hz, sin embargo, no todas las curvas inician o terminan en este rango de frecuencias. Por ello se tuvo que limitar el rango de frecuencias a trabajar buscando tener la mayor cobertura de datos lo suficientemente densa para reconstruir la estructura de manera confiable. Como consecuencia se determinó el intervalo ideal de frecuencias resultando de 1 a 4.5 Hz (figura 5.6).

Posteriormente de entre cuatro tamaños de malla propuestos (2.6, 1.3, 1 y 0.6 km por lado) para la inversión de las curvas, el más adecuado resultó ser de 1.3 km ya que los demás presentaban diferentes problemas. Por ejemplo, analizando la figura 5.7 se puede observar en la imagen derecha del inciso A que la recuperación del tablero inicial fue satisfactoria. Sin embargo, por el tamaño tan grande del mallado, anomalías más pequeñas que este tamaño no se delimitarían, tal como se mencionó en la parte de los fundamentos teóricos de la

tomografía. Ahora bien, analizando el mallado en el cual las celdas son más pequeñas inciso D (0.6 km por lado), en la imagen de la derecha vemos que además de no recuperar bien el tablero inicial, solo se puede inferir de manera muy puntual las anomalías. Por tanto, con este tamaño de malla se obtuvo solo una buena resolución en el centro del arreglo justo donde pasan más rayos, pero existe bastante incertidumbre en varias zonas del arreglo. Esto nos deja como opción el tamaño de mallado del inciso B y C, no obstante, el tamaño del mallado C (1km) podría estar presentando problemas en la inversión, pues incluso una de las celdas de la parte central donde pasan varios rayos, queda totalmente en blanco. Si bien, este puede ser un problema con la inversión o el algoritmo matemático del programa, se decidió elegir el tamaño de mallado del inciso B (1.3 km). Con este tamaño de mallado se puede observar que se recuperó casi en su mayoría el tablero inicial. Solo en la parte inferior izquierda se observan errores en la anomalía propuesta. Dicho error en la inversión no afecta mucho pues en las celdas que no resuelve bien, pasan muy pocos rayos y está fuera de nuestra zona de estudio. Además, el área que resuelven las celdas cubre más del 95% del arreglo.

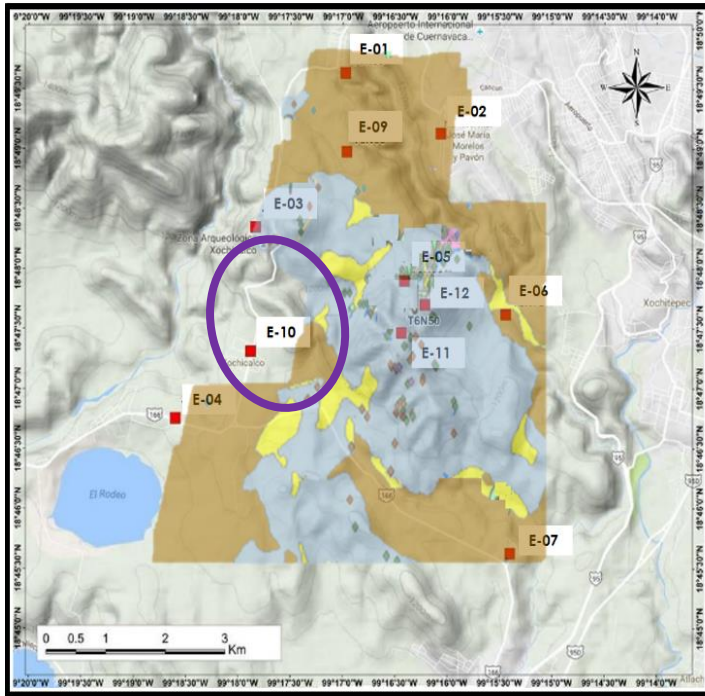
En las 12 tomografías (figura 5.8) vemos las velocidades de las ondas de corte. De bajas frecuencias (periodos largos) hasta altas frecuencias (periodos cortos), es decir, vemos imágenes en planta desde lo más profundo, hasta lo más somero.

En general encontramos valores de velocidad desde los 0.5 km/s en lo más somero, hasta los 1.8 km/s en lo más profundo. Por otra parte, se observa que persiste un cuerpo de altas velocidades (1.8 km/s) en la parte sur-oeste del arreglo. Esta anomalía de mayor velocidad aparece desde la tomografía con frecuencia 1.27 Hz hasta la tomografía con frecuencia de 4.5 Hz. Se podría asociar con la zona de transividad geológica, pues aquí existe el contacto entre calizas y la formación Xochicalco (figura 6.2).

En la figura 6.2 podemos ver que la anomalía se encuentra en una zona de transición, y aun que desafortunadamente la identificación geológica regional justo en ese lugar es escasa. A simple vista, se podría decir que no coincide la anomalía de alta velocidad que aparece en las tomografías (ovalado morado en la tomografía) ya que, esta se encuentre en la zona donde la roca es menos competente (ovalado morado en mapa geológico), es decir, básicamente esta anomalía de alta velocidad la esperaríamos encontrar en el área de las calizas (área en color gris) identificada al centro del arreglo (ver mapa con geología).

Sin embargo, más adelante veremos que esto es posible al momento de tomar en cuenta las profundidades.

Mapa con geología local sobrepuesta.



Tomografía a 3.01 Hz.

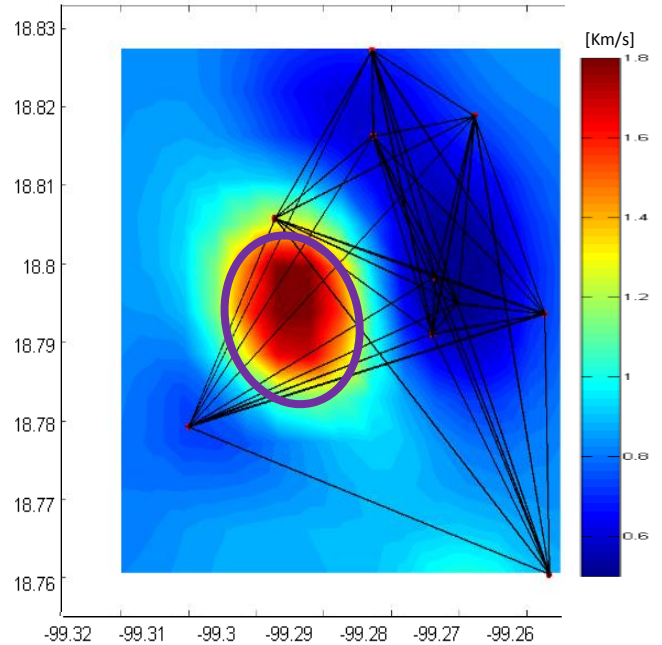


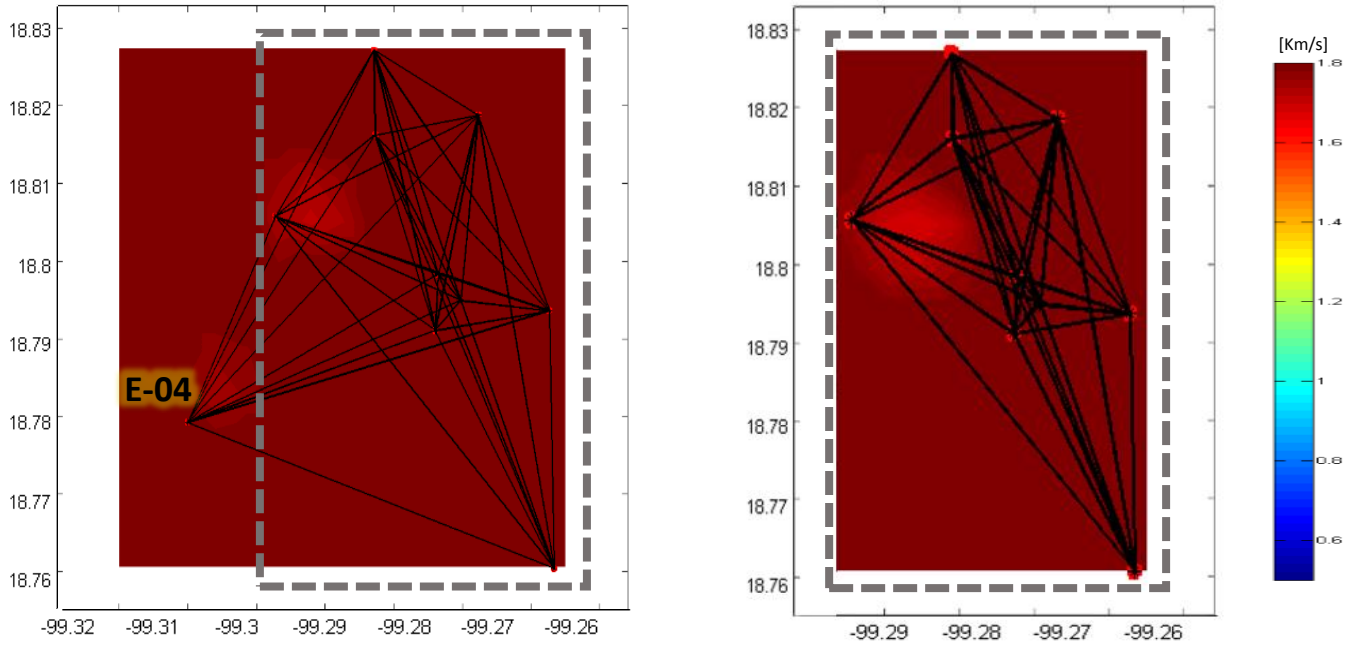
Figura 6.2. Comparación de la geología regional, con la anomalía que aparece en las tomografías. En cuanto a la geología en la imagen de lado izquierdo se puede ver en color café, la formación Cuernavaca, en color gris las calizas, amarillo aluvial y verde skarn.

No obstante, con la finalidad de ver si la anomalía que aparece es producto de la inversión en los tiempos de viaje, o si es realmente una anomalía física. Se llevó a cabo una prueba: Se descartó la estación **E04** (El Rodeo), para la realización de las tomografías (figura 6.3) ya que posiblemente estas altas velocidades estaban siendo provocadas por la compensación numérica de los rayos que llegan a esta estación.

En la figura 6.3 se pueden observar tres comparaciones de las tomografías a diferentes frecuencias (1Hz, 2.36Hz y 4.5Hz). Del lado izquierdo se muestran las tomografías realizadas con todas las estaciones, mientras que del lado derecho las tomografías sin usar la estación **E04**. Se puede observar dentro del área del recuadro gris, la anomalía sigue apareciendo lo cual podría ser un indicador de que existe realmente una anomalía física de mayores velocidades en esta zona.

Comparación de tomografías con y sin la estación E4.

Frecuencia de 2.36 Hz.



Frecuencia de 2.36 Hz.

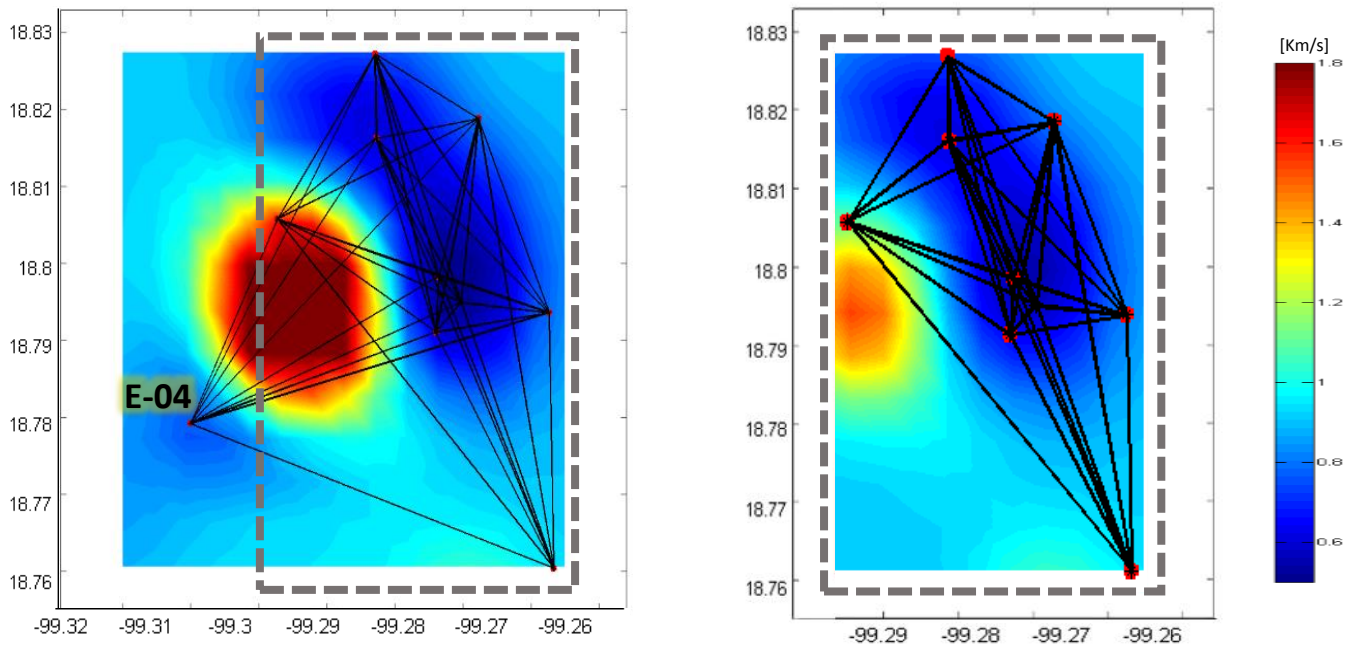


Figura 6.3. Comparación de la tomografía usando 10 estaciones, contra la tomografía sin usar la estación E4 (El Rodeo) a una frecuencia de 1Hz, 2.36 Hz y 4.5 Hz.

Frecuencia de 2.36 Hz.

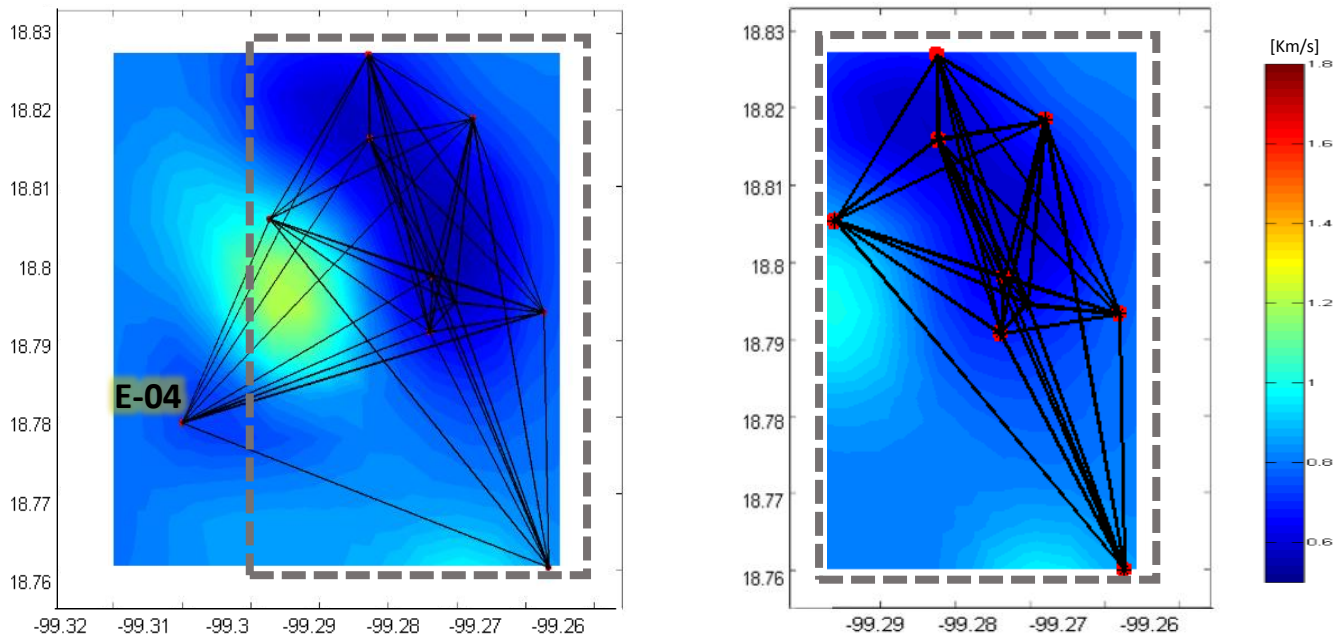


Figura 6.3. Continuación. Comparación de la tomografía usando 10 estaciones, contra la tomografía sin usar la estación E4 (El Rodeo) a una frecuencia de 1Hz, 2.36 Hz y 4.5 Hz.

Si bien la anomalía sigue apareciendo sin la información de la estación **E04**, se puede apreciar que se enfatiza menos si no se cuanta con las correlaciones de esta estación. Obteniendo velocidades más bajas en todas las tomografías.

Por otra parte. Una vez reforzada la idea de la presencia de la anomalía, con la finalidad de disminuir la no unicidad en los modelos a profundidad y llevar a cabo la inversión conjunta, se aplicó la técnica de cocientes espectrales en las 11 estaciones, obteniendo en promedio, frecuencias características aproximadamente de 1 a 3 Hz (Tabla 5.2). Esta técnica nos proporciona el periodo fundamental del suelo y nos estaría dando idea de la profundidad a la cual se encuentra el mayor contraste de velocidades. En otras palabras, nos indicaría donde termina el suelo y empieza el basamento rocoso. A su vez, esta información nos sirvió para ver comparativamente la amplificación relativa de las ondas entre estaciones y obtener los efectos de sitio para relacionarlos directamente con la estructura geológica.

Para la inversión a profundidad se consideraron 149 puntos, obteniendo un ajuste en general de las curvas mayor al 95%. En los modelos a profundidad 1D se encontraron 3 capas,

la primera con un espesor de 0-50 m la segunda de 50 a 250 m, la tercera de 250 a 600 m y el semi espacio en algunos casos hasta los 850 m de profundidad.

Al integrar la información de los modelos a profundidad en el programa de Voxler 4 se logró construir una representación 3D de las velocidades de cortante, obteniendo cierta congruencia con la geología de la zona en más de una de las perspectivas en planta (figura 6.4).

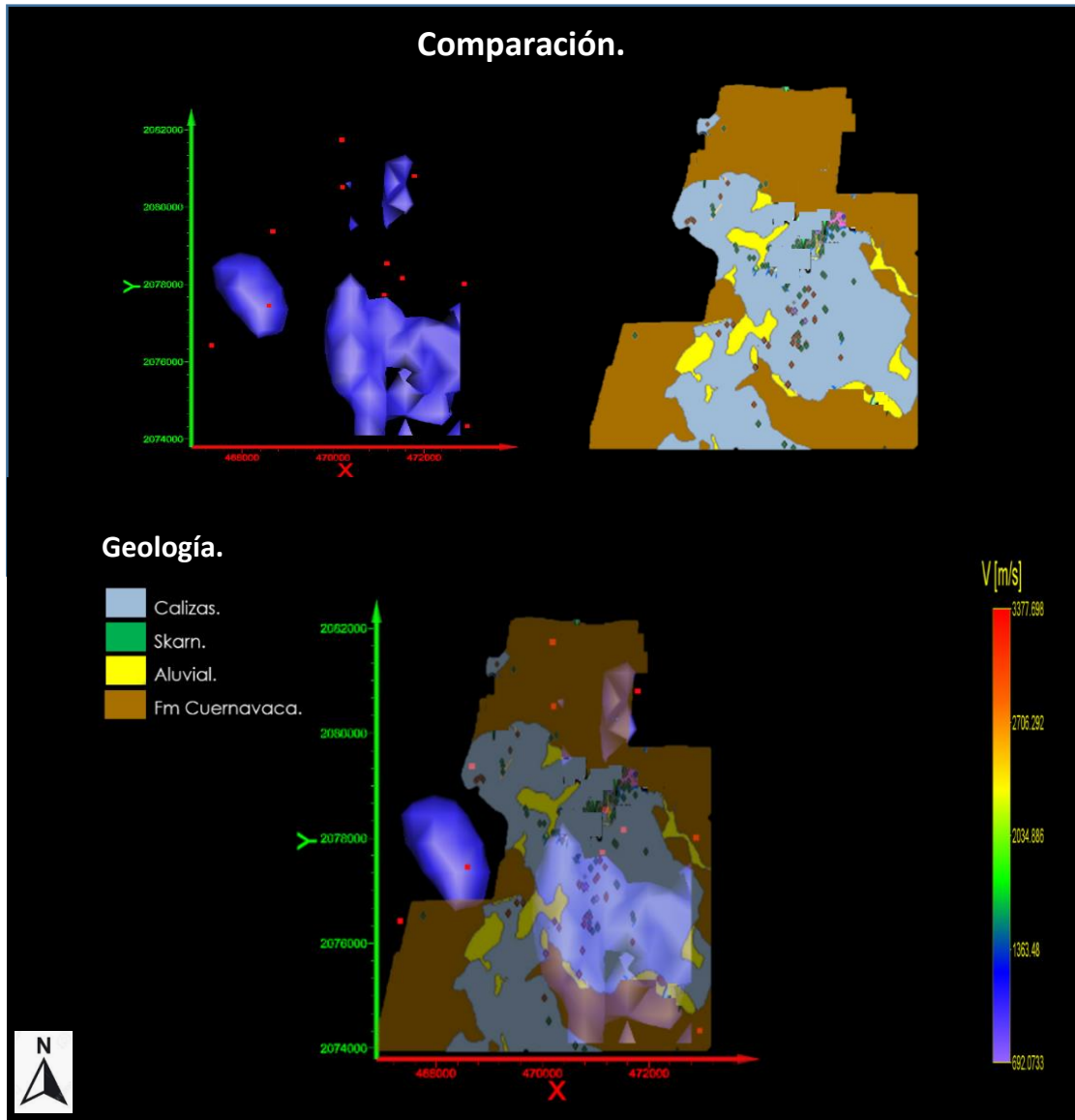


Figura 6.4. Comparación de la geología local con una isosuperficie de $V_s = 650$ m/s (color morado) obtenida del modelo 3D.

En la figura 6.4 se puede observar en color morado las velocidades más bajas de nuestro modelo alrededor de 650 m/s. Estas se comparan con el área de color café (Fm Cuernavaca) en la cual se esperan velocidades alrededor de 600 m/s al ser material de relleno con alto contenido de material calcáreo. En la parte color gris (calizas) se esperan mayores velocidades $V_s=1450$ m/s, y estas se estarían encontrando en la zona de color negro dentro del arreglo. De igual manera se puede observar en nuestro modelo 3D la anomalía antes vista en la tomografía (figura 6.5). En el modelo 3D o en los modelos 1D se puede ver la anomalía a una profundidad aproximada de 800 m (figura 6.5).

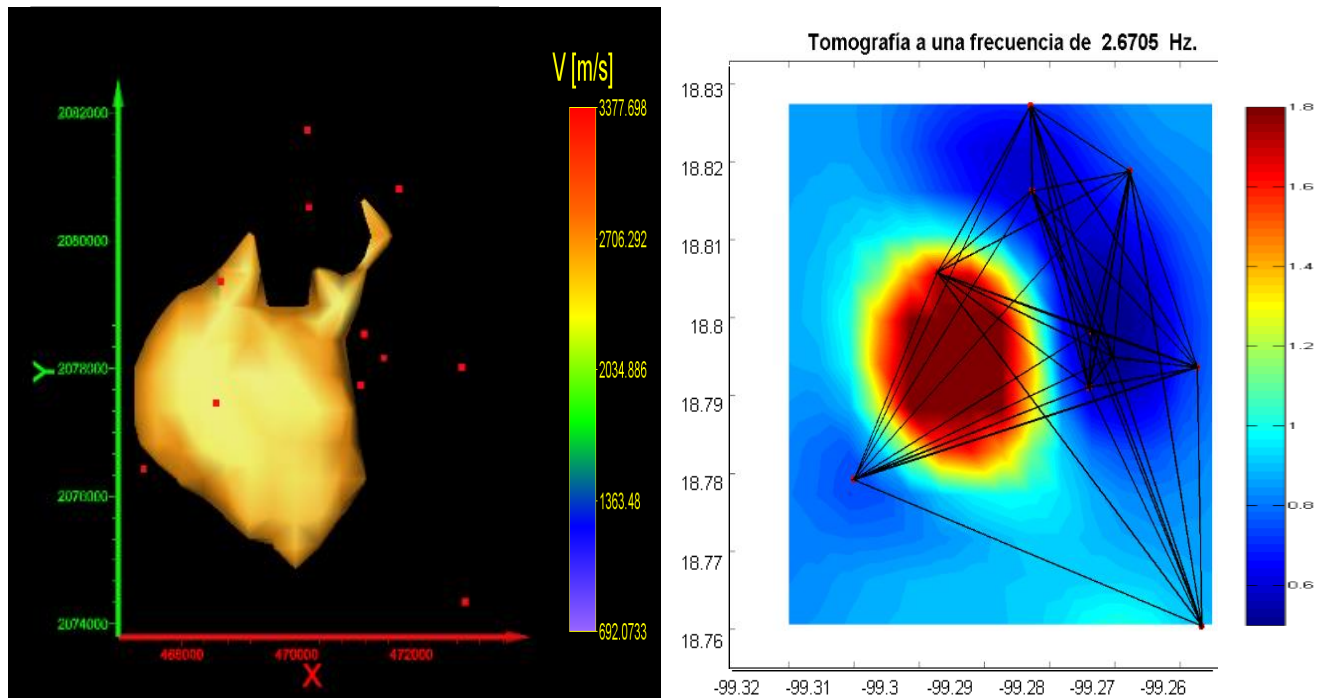


Figura 6.5. Comparación de una isosuperficie $V_s=2400$ m/s obtenida del modelo 3D, con la tomografía a 2.67 Hz.

Si bien, anteriormente se comentó que la anomalía no concordaba con la geología somera de la zona, al llevar a cabo las inversiones de las curvas a profundidad y unificar los modelos 1D, dicha anomalía aparece a varios cientos de metros, lo que podría ser posible pues nuestro tamaño de mallado probablemente solo nos permita detectar hasta esa profundidad el cuerpo anómalo.

6.2 CONCLUSIONES.

Se concluye que al aplicar la metodología de Bensen et al. (2007) a las correlaciones de los 45 pares de combinaciones posibles, la Función de Green surge con un menor número de apilamientos. Es decir, se pudo haber obtenido el mismo resultado con un considerablemente menor tiempo de grabación y obtener resultados satisfactorios muy similares.

A partir de la Función de Green Empírica (FGE) se observó la dispersión de las ondas con ayuda del filtrado múltiple, y se realizó el picado de las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh de cada una de las funciones.

El rango de frecuencias de las 45 curvas de dispersión de velocidad de grupo, inicialmente fue de 0 a 5 [Hz]. Sin embargo, se terminaron acotando en un rango de frecuencias de 1 a 4.5 [Hz] debido a que no se contaba con información suficiente en todas las frecuencias.

Después de probar varios tamaños utilizando la prueba del tablero de ajedrez, se escogió un mallado para la resolución tomográfica de $1.3 \times 1.3 \text{ Km}^2$.

Las velocidades V_s obtenidas a partir de la inversión de los tiempos de viaje varían desde 0.5 km/s en frecuencias altas, hasta 1.8 km/s en frecuencias bajas. En todas las tomografías resalta una anomalía de mayor velocidad en la parte sur-oeste del arreglo con velocidad máxima de 1.8 km/s.

Se obtuvieron 145 puntos para realizar las curvas a profundidad. Adicionalmente, en los 11 puntos donde se localizan las estaciones, se realizaron los cocientes espectrales H/V. Esto nos permitió determinar los periodos naturales del lugar, pero además los cocientes fueron usados para llevar a cabo la inversión conjunta.

Los modelos unidimensionales describen 3 capas en general para la zona de estudio. La primera con un espesor que varía de 0 a 50 m. la segunda de 50 a 250 m, la tercera de 250 a 600 m y el semi espacio en algunos casos se encuentra hasta los 850 m de profundidad.

Finalmente, al integrar la información de los modelos a profundidad se logró construir una representación 3D de las Vs de la zona de estudio (Aproximadamente de 6 x 8 km) obteniendo congruencia con la geología de la zona. Sin embargo, como en todo estudio geofísico se recomienda complementar con otros métodos para disminuir el nivel de incertidumbre en los resultados.

Así mismo, se confirma la efectividad de la utilización de correlaciones de ruido sísmico; un método no invasivo que además genera una gran reducción en costo/beneficio, sobre todo al aplicar la metodología de Bensen para disminuir el tiempo de grabación.

Referencias.

Anchondo, Luis (2012). Caracterización del intrusivo monzogranítico del depósito cerro Jumil, Temixco, Morelos, [México](#).

Bard, P. (1999). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Edited by Irikura, Kudo, Okada & Sasatani, 1999 Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5809 030 2, Pag1252-1279

Barmin, M. P., Ritzwoller, M. H. & Levshin, A. L., A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography, Pure appl. geophys. 158 (2001) 1351-1375

Bensen, G., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro and Y. Yang. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements Geophys.J.Int. (2007) 169, 1239–1260doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x

Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-Range Correlation in the Difusse Seismic Coda. Science 299, 547-549. Doi:10.1126/science.1078551

Campillo, M., Roux P. y Shapiro N. (2014). Seismic ambient noise correlation Encyclopedia of solid.

Cordero Calle., (2003). “Deconvolución de sismogramas digitales por división espectral, filtrado inverso y simulación de sismogramas digitales”. Compendio de Trabajos de investigación. CNDG – Biblioteca. Instituto Geofísico del Perú. V. 4. p. 131-146

Córdoba F., Iglesias A., Singh S., Spica Z. y Legrand D. (2014). Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66(3), 441-457

Curtis, A., Gersoft P., Sato H., Snieder R. y Wappenaar K. (2006). Seismic interferometry – turning noise into signal: *The Leading Edge*, 25(9), 1089-1092. doi: 10.1190/1.2349814

Dal Moro, G. (2015). *Surface Wave Analysis for Near Surface Applications*. Amsterdam: Elsevier.

Duval, A., Bard, P., Lebrun, B., Lacave-Lachet, C., Riep, J., Hatzfeld, D., (2001) H/V Technique for site response analysis. Synthesis of data from various surveys *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. 42, 267-280.

Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourim, A., Campillo, M. & Fink, M., 2003. Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium, *J. acoust. Soc. Am.*, 113, 2973–2976.

Foti S., Lai, C., Rix, G J., y Strobbi, C. (2015) *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization* Boca Raton: CRS Press.

García-Jerez, A. y J. Piña-Flores (2018), A software for inversion of H/V spectral ratios of ambient noise based on the Diffuse Field Approximation, <https://w3.ual.es/GruposInv/hv-inv/>, Release 2.5 (September 1, 2018).

Groos, J., and Ritter, J., (2009). Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment *Geophys. J. Int.* (2009) 179, 1213–1231. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04343.x

Hammarstrom, Jane M., Kotlyar, Boris B., Ted G. Theodore, James E. Elliott, David A. John, Jeff L. Doebrich, J. Thomas Nash, Robert R. Carlson, Gregory K. Lee, K. Eric Livo, and Douglas P. Klein. (año) *CU, AU, AND ZN-PB SKARN DEPOSITS (MODELS 18b,c; Cox and Theodore, 1986; Cox, 1986; Theodore and others, 1991)*

Menke, W., (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete. Inverse Theory*, revised edition; Academic Press.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on ground surface, *QR of RTRI*, 30(1), 25–33.

Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, in *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand.

Nakata, N., Snieder, R., Tsuji., Laner, K. y Matsuoka, T. (2011). Shear-wave imaging from traffic noise using seismic interferometry by cross-coherence. *Geophysics* 76(6), SA97-SA106-. doi: 10.1190/GEO2010-0188.1

Nogoshi, M. & Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2), *J. Seismol. Soc. Japan*, 24, 26–40.

Piña-Flores, J., Perton, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J., & Sánchez-Sesma, F. (2017). The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophys. J. Int.* 208, 577-588. doi:10.1093/gji/ggw416

Piña, José (2015). *Cálculo e inversión del cociente H/V a partir de ruido ambiental*, Tesis de maestría. Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM. Recuperado de <http://132.248.9.195/ptd2015/enero/0724412/Index.html>.

Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C., 2005. Surface wave tomography from microseism in southern California, *Geophys Res. Lett.*, 32, L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.

Sánchez-Sesma, F. J. (1987). Site effects on strong ground motion. *Int. J. Soil. Dyn. Earthq. Eng.*, 6, 124-132.

Shapiro, N.M. & Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.

Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M., 2005. High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615–1618.

SESAME. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Research Report WP12.

Stein, S. y Wysession, M. (2003). An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell publishing, Oxford, pp. 468.

Sylvette Bonnefoy-Claudet. (2006), The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies, *Earth-Science Reviews*, doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004.

Tarantola, A., (1987). Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation. El sevier Science Publishing Co.

Weaver, R. L. y Lobkis O. I. (2001) Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Phys. Rev. Lett.*, 87, 134301, doi:10.1103/PhysRevLett.87.134301.

Weaver RL, Lobkis OI (2001) Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Phys. Rev. Lett.*, 87, 134301, doi: 10.1103/ PhysRevLett. 87.134301.

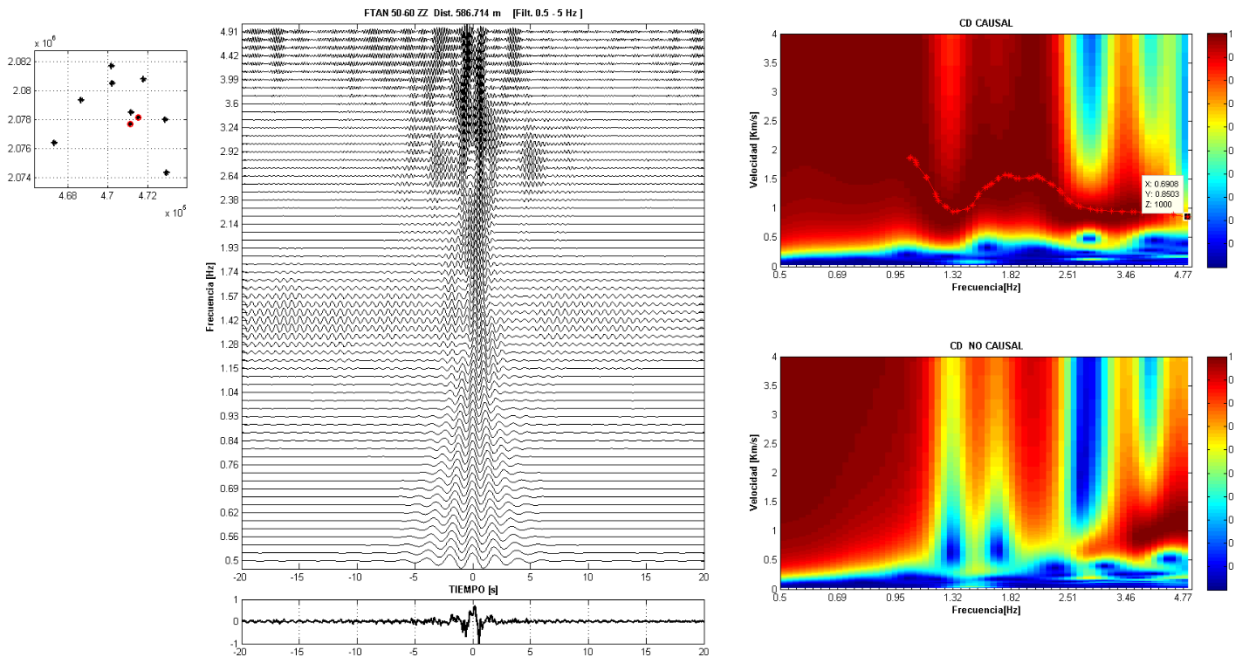
Anexos

A continuación, se presenta información complementaria al presente trabajo, obtenidas dentro del desarrollo con la finalidad de contextualizar mejor al lector.

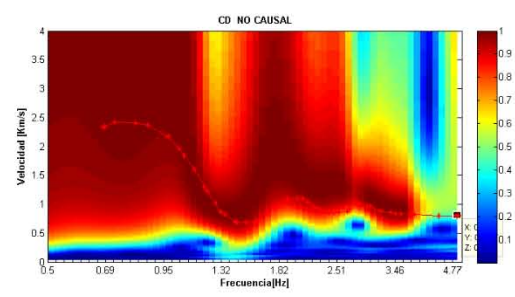
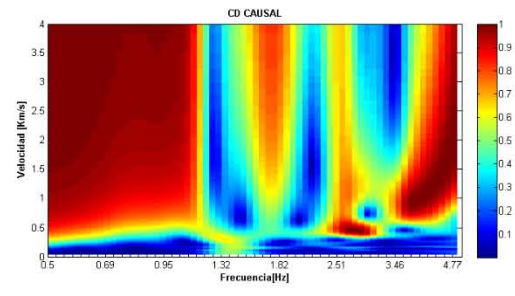
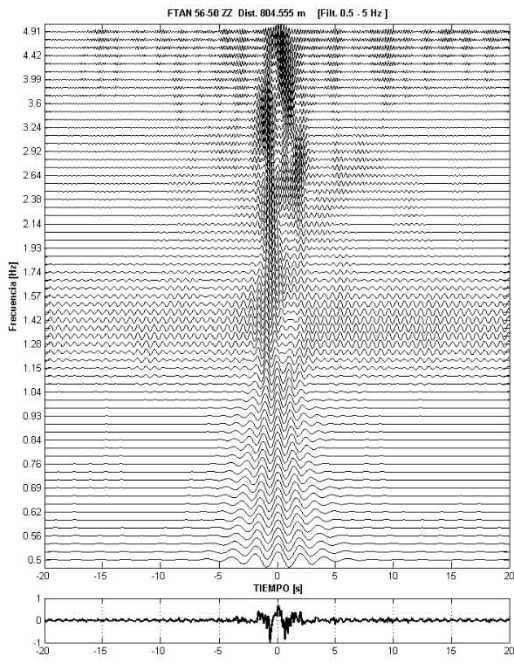
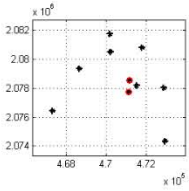
Anexo 1 Curvas picadas.

Figuras A.1. Correlación de las 45 curvas FGE obtenidas y su picado.

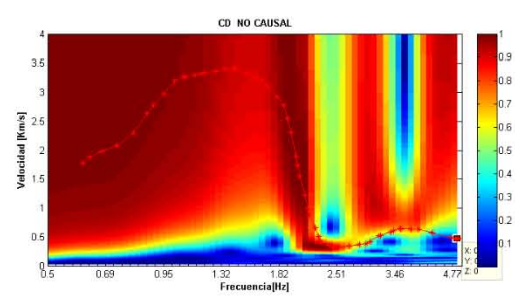
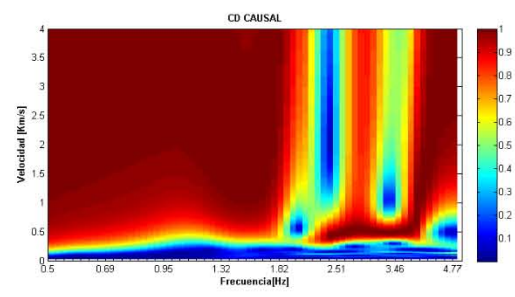
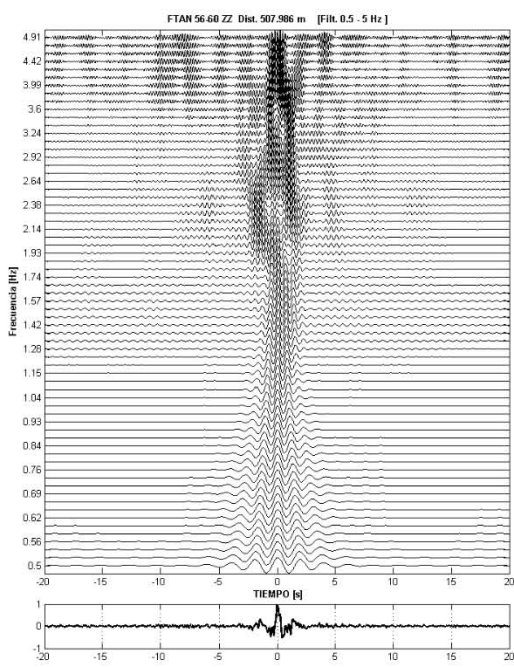
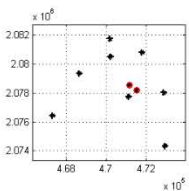
E11-E12



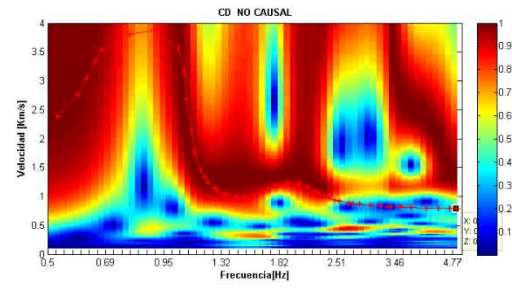
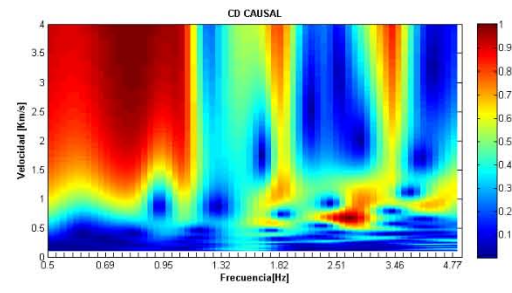
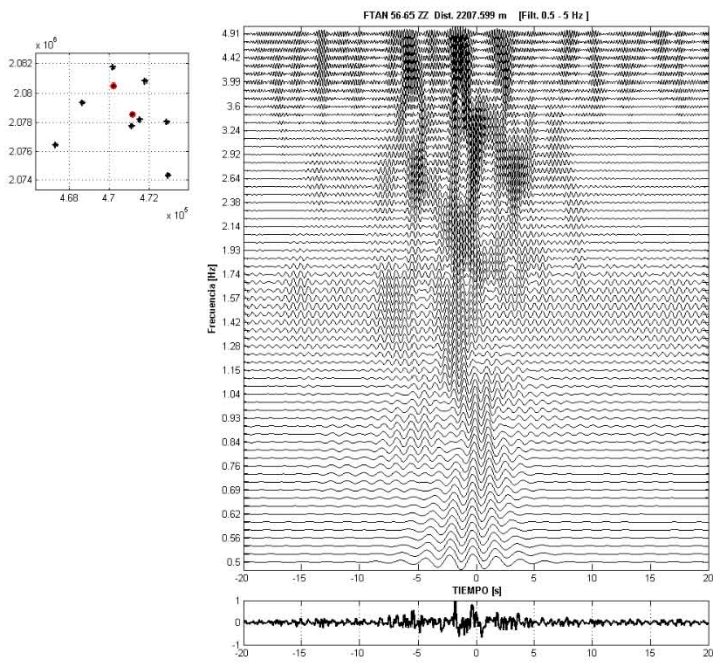
E05-E11



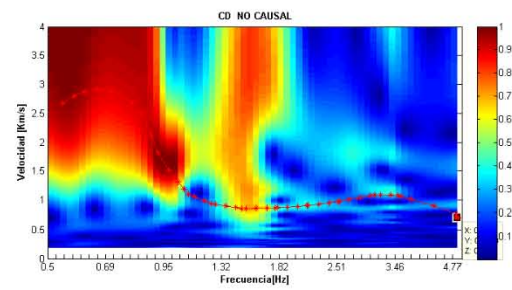
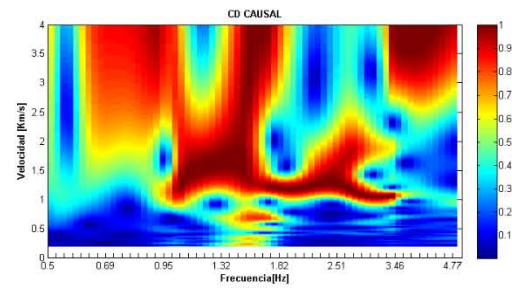
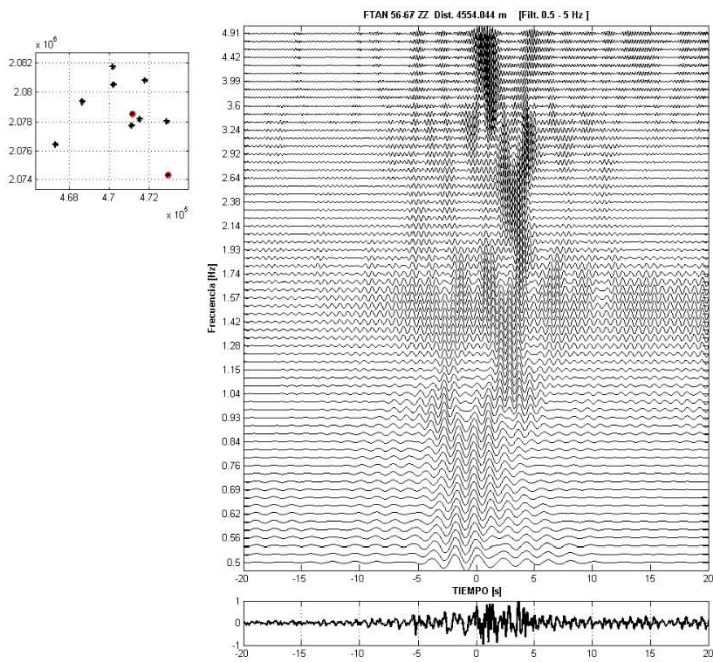
E05-E12



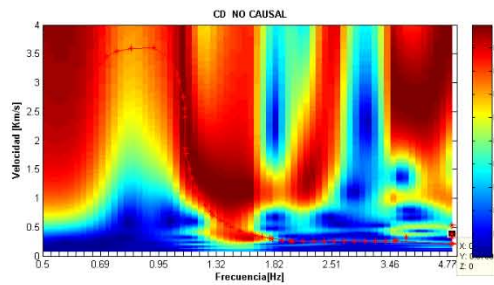
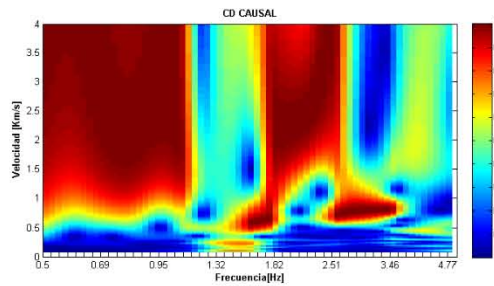
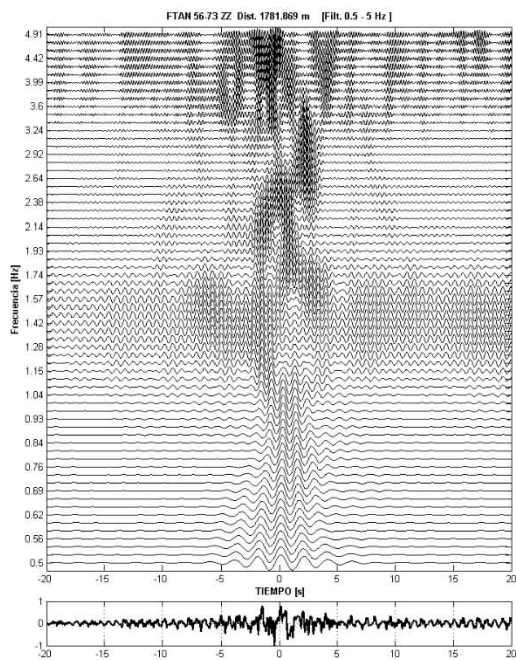
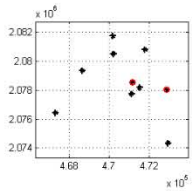
E05-E09



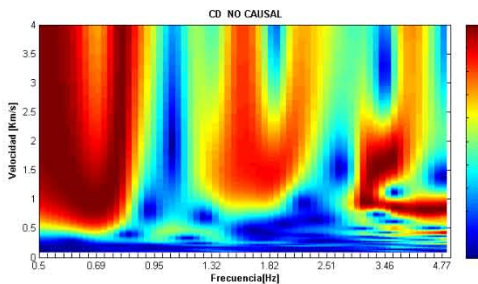
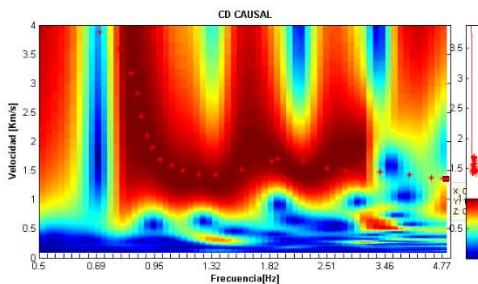
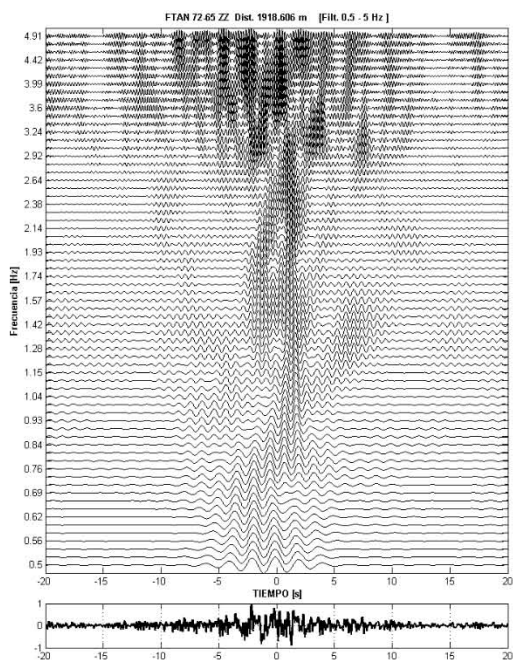
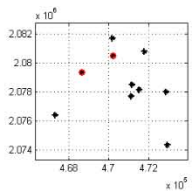
E05-E07



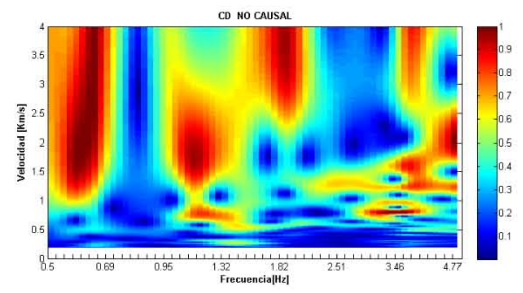
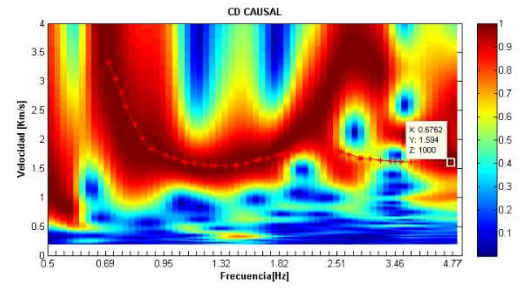
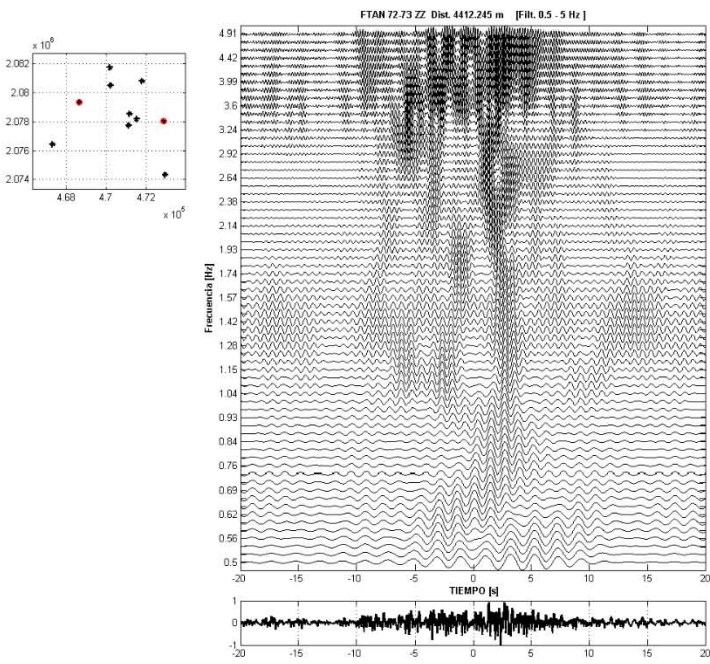
E05-E06



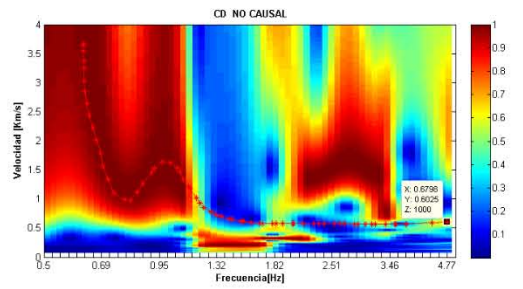
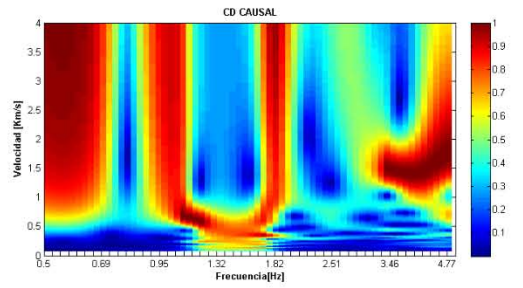
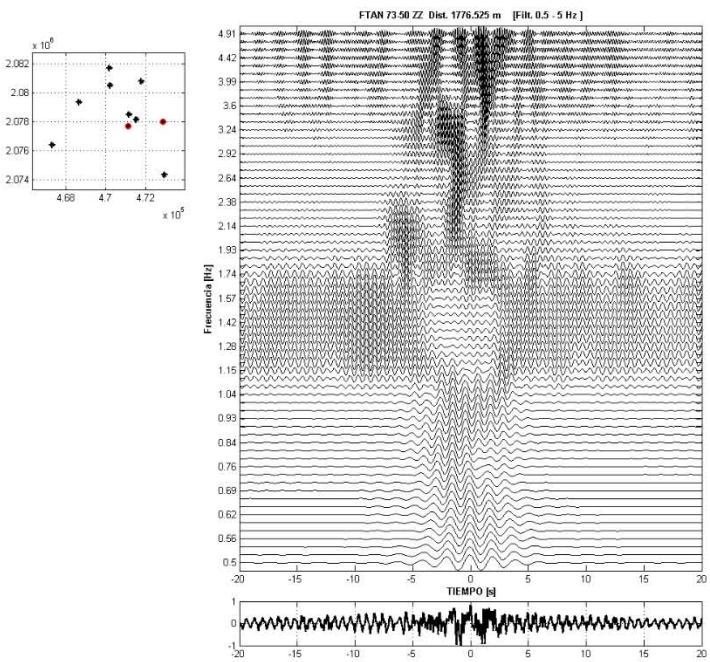
E03-E09



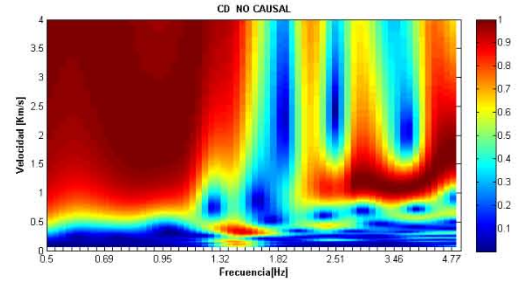
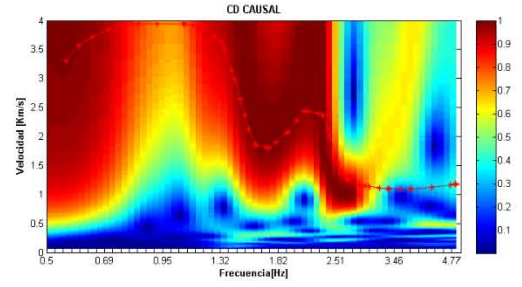
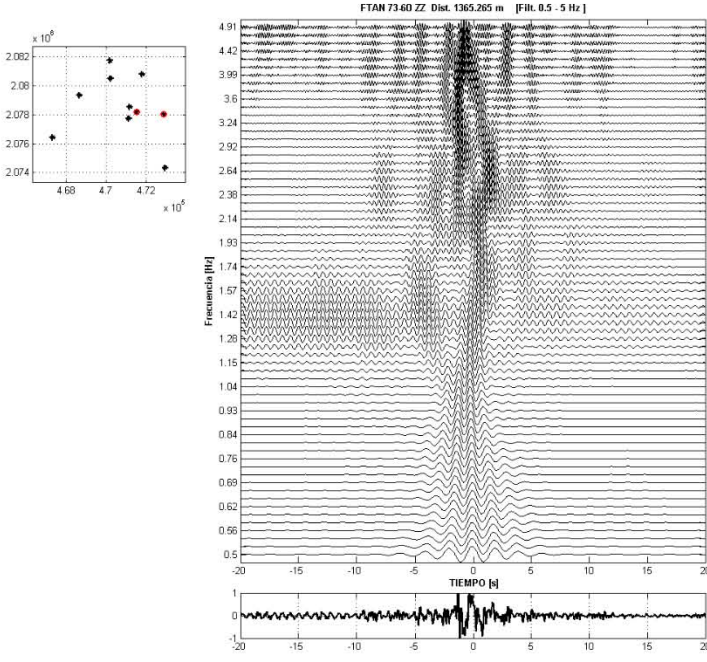
E03-E06



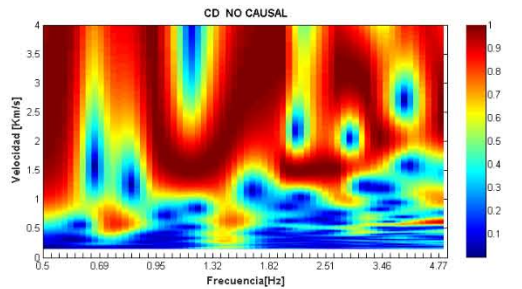
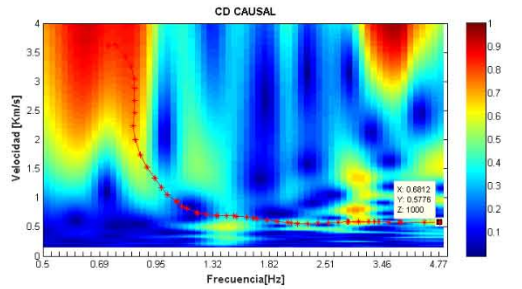
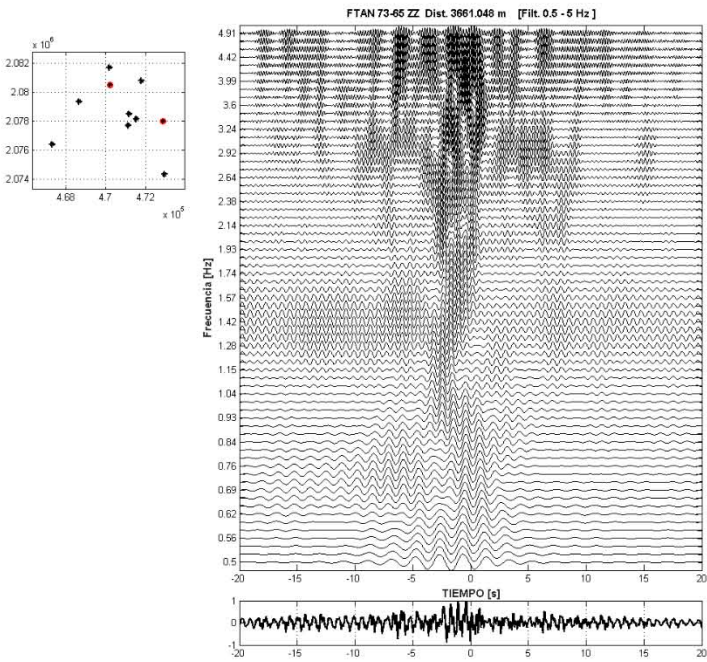
E06-E11



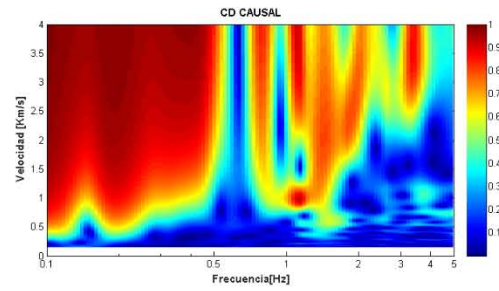
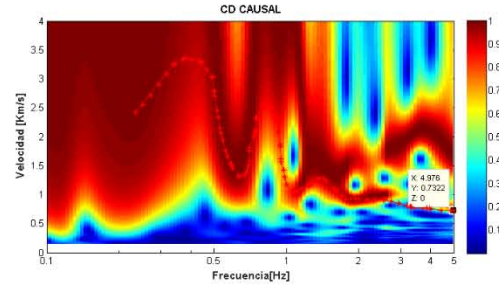
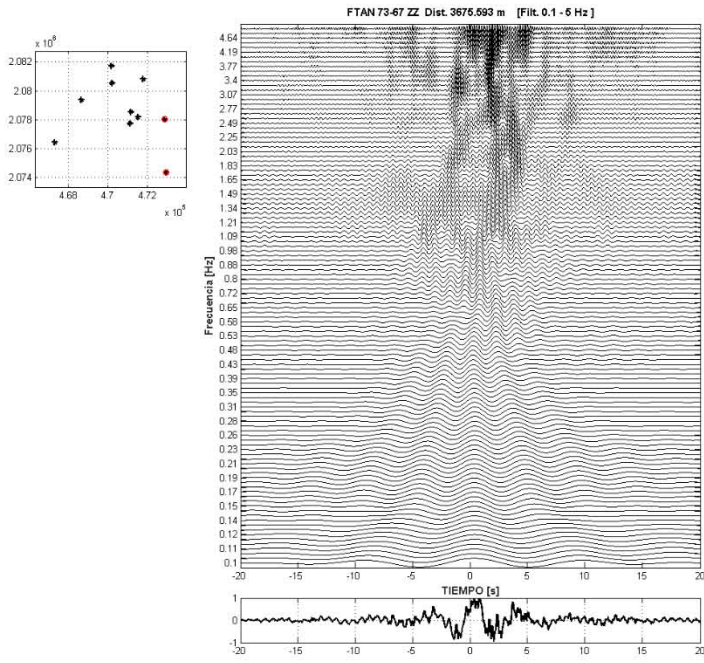
E06-E12



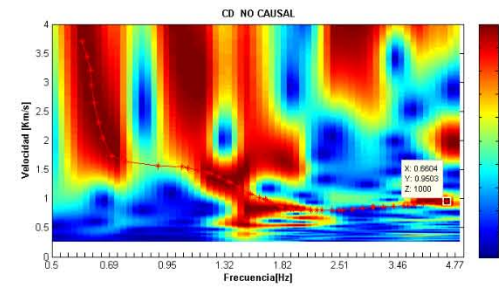
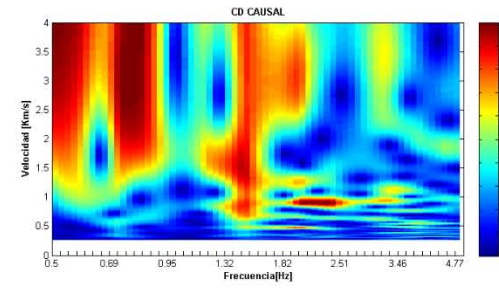
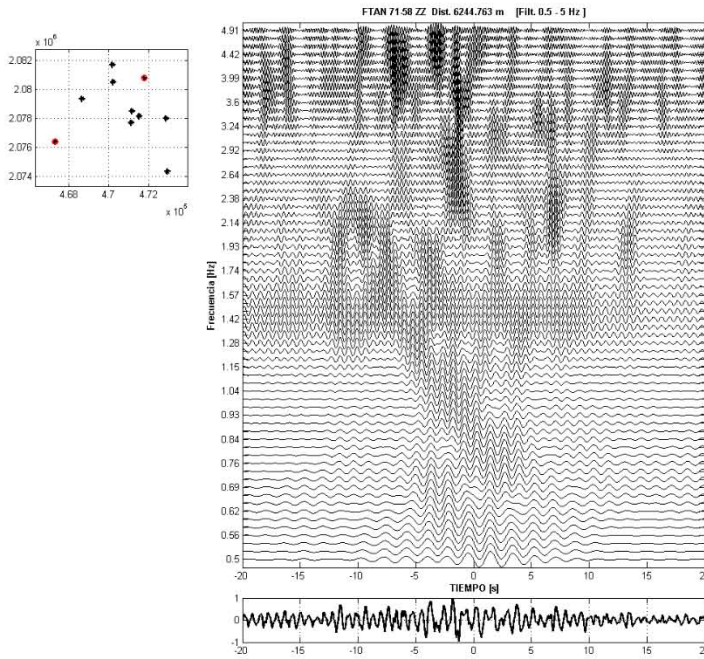
E06-E09



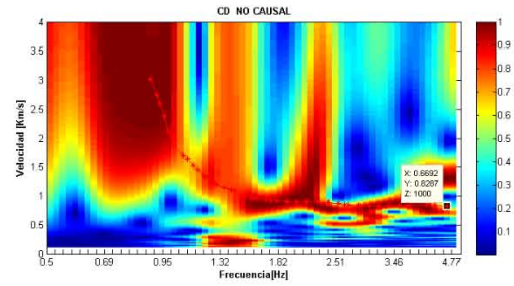
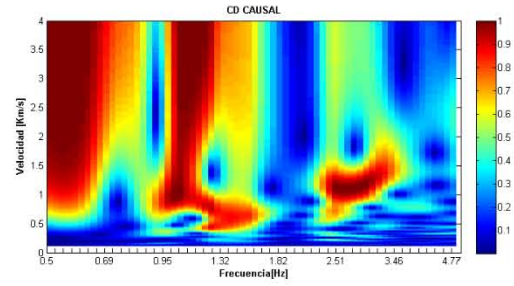
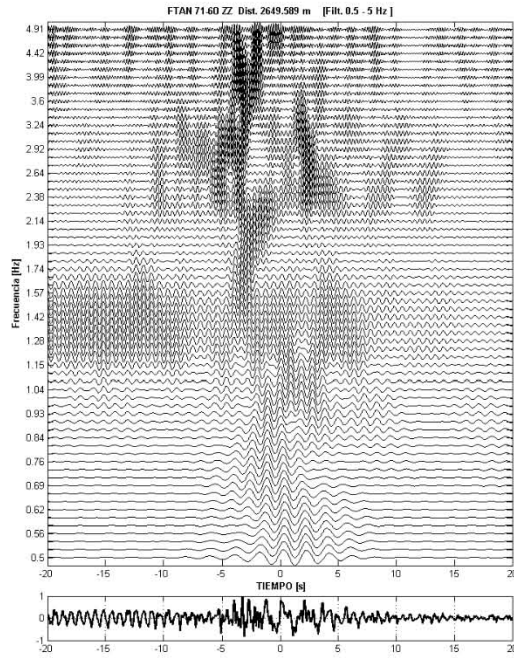
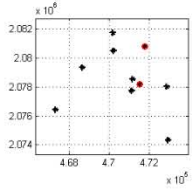
E06-E07



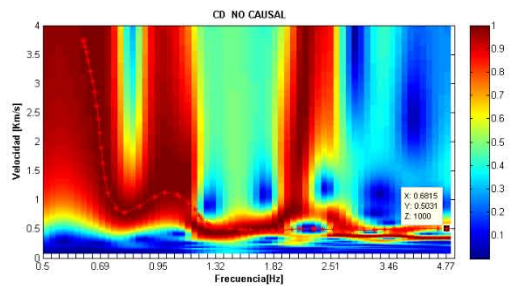
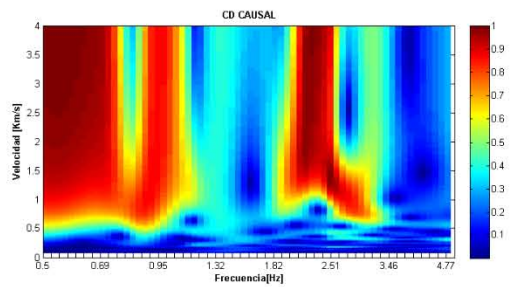
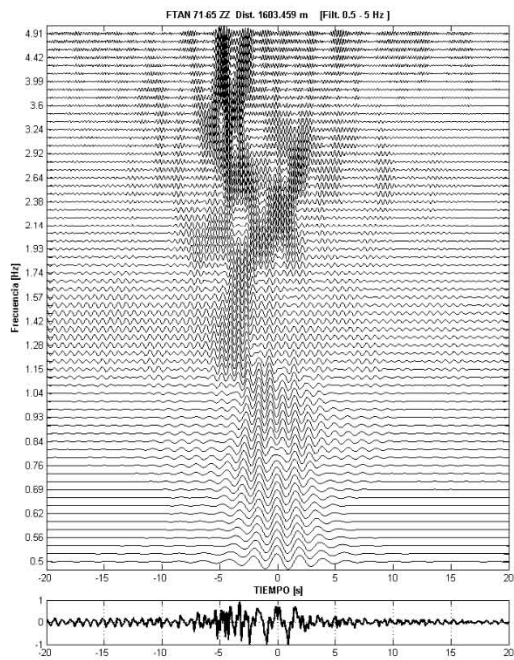
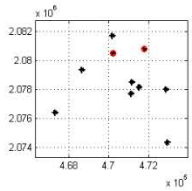
E02-E04



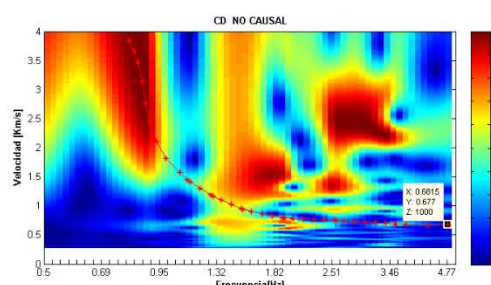
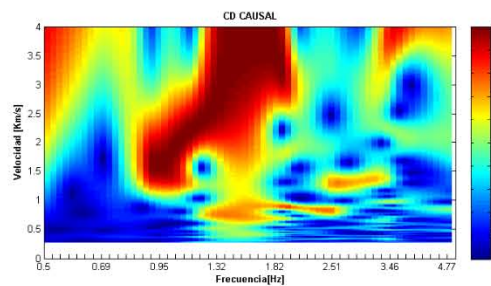
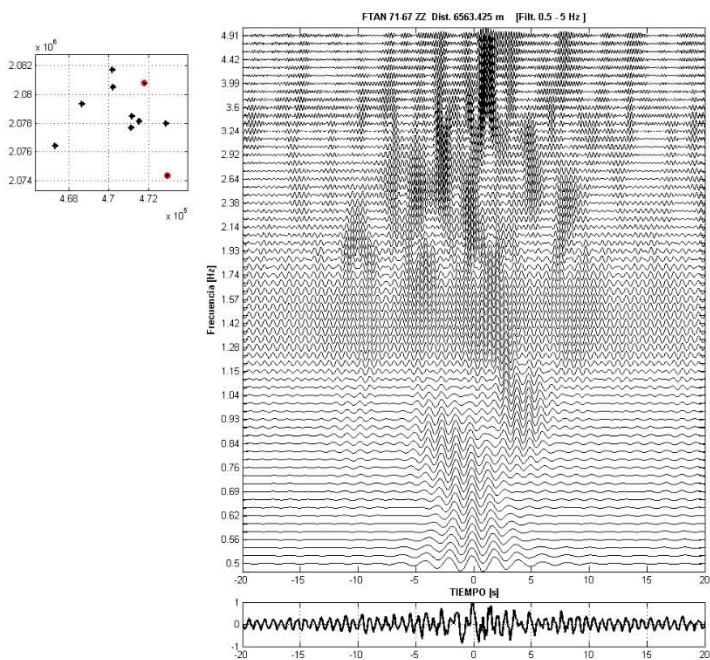
E02-E12



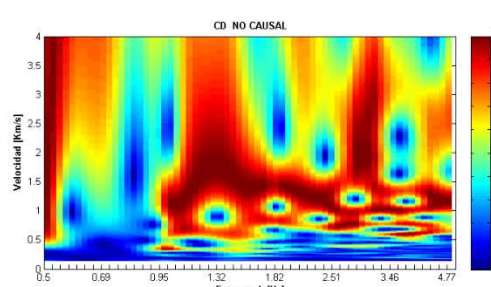
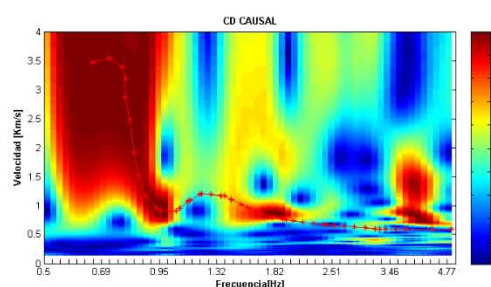
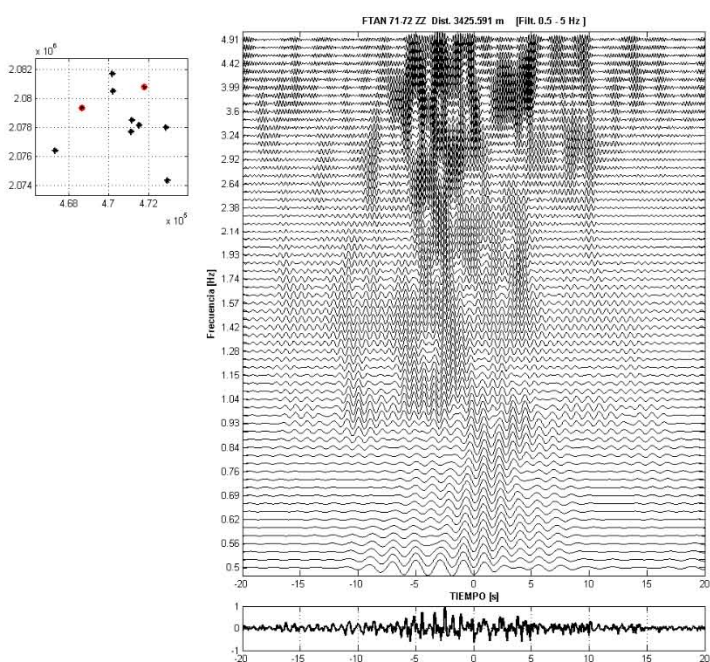
E02-E09



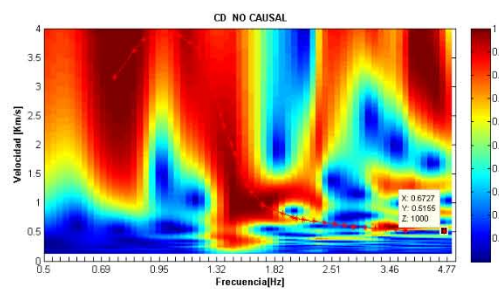
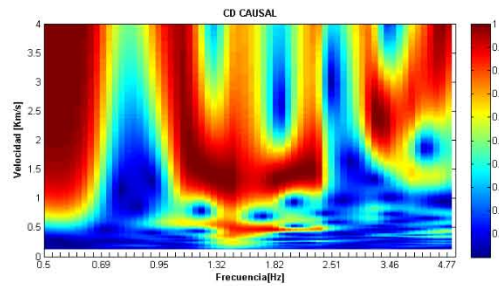
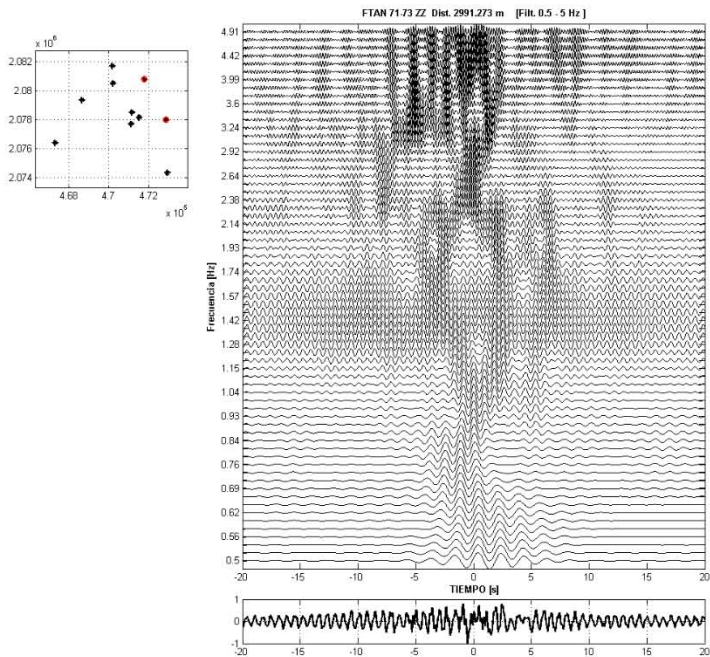
E02-E07



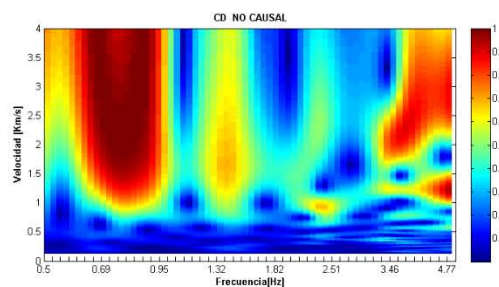
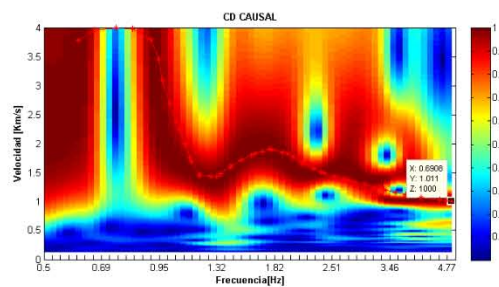
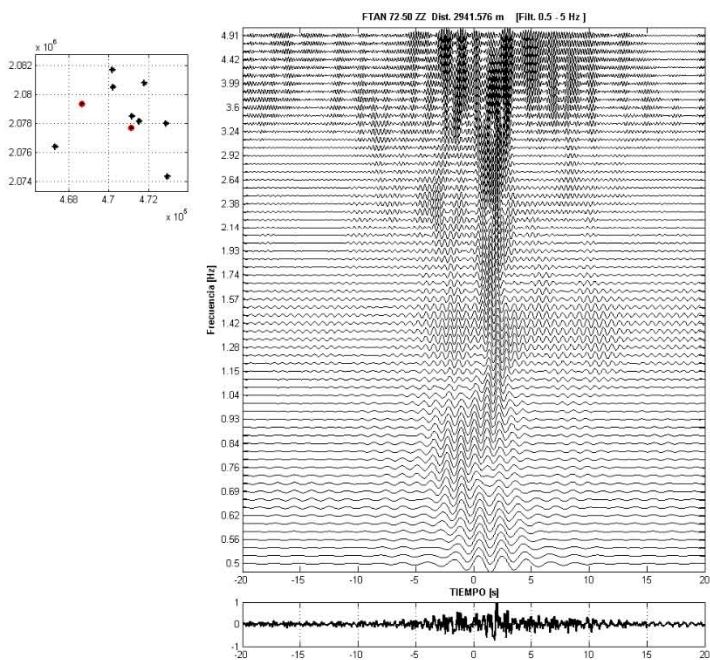
E02-E03



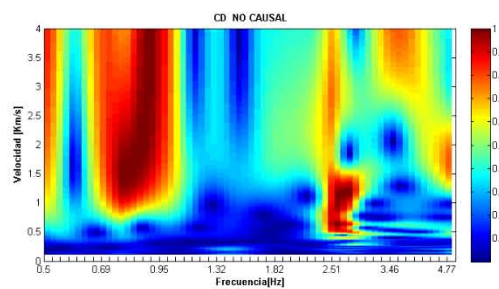
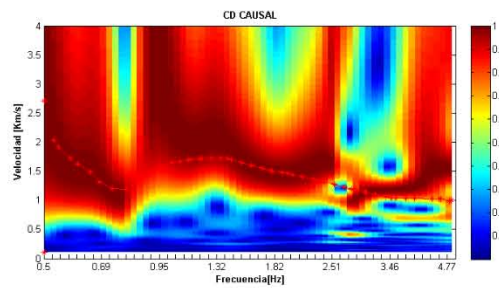
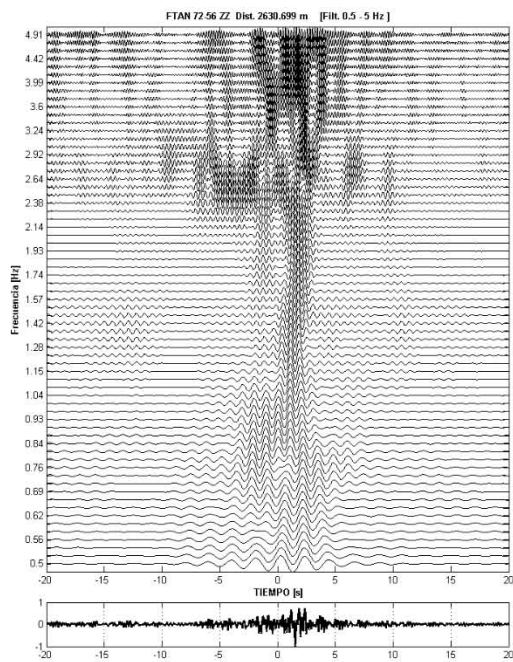
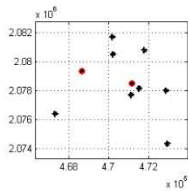
E02-E06



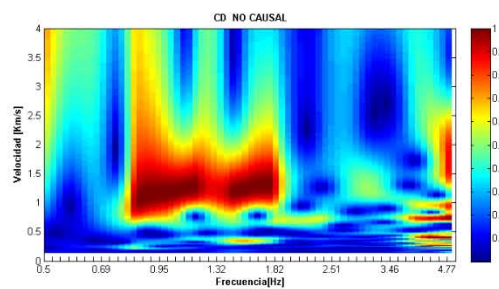
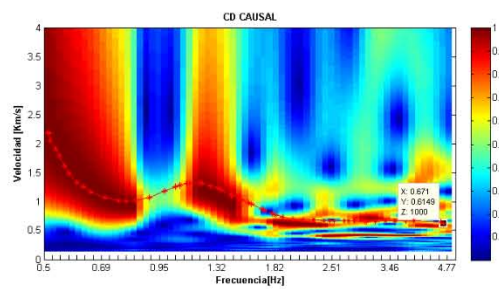
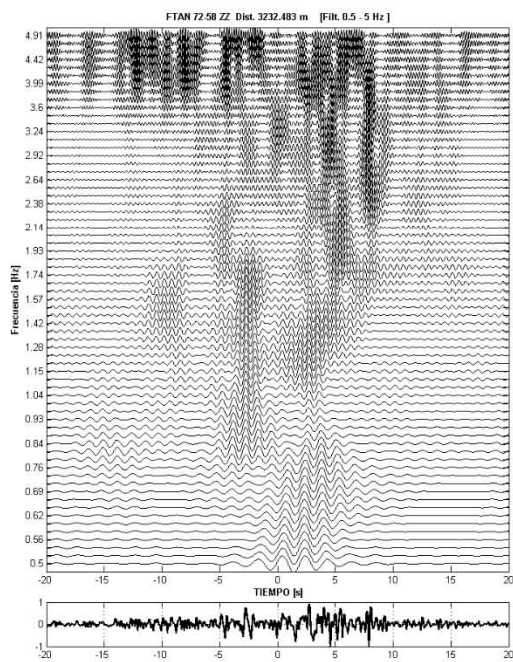
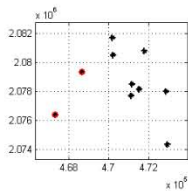
E03-E11



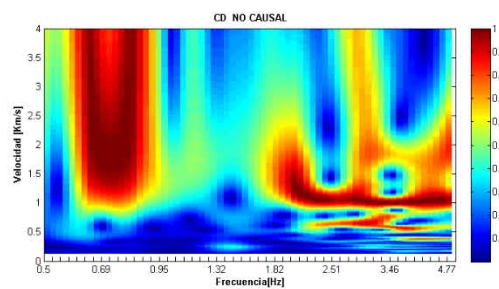
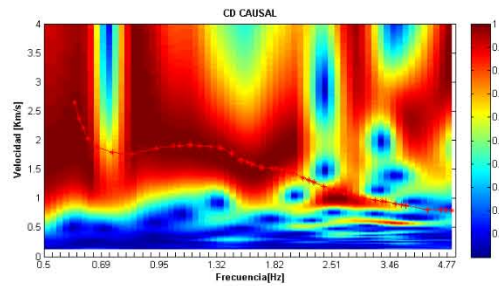
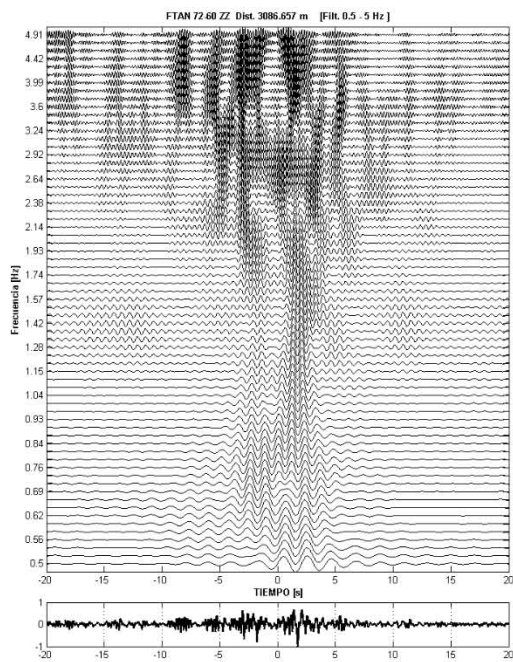
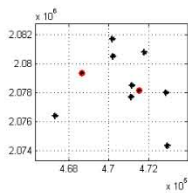
E03-E05



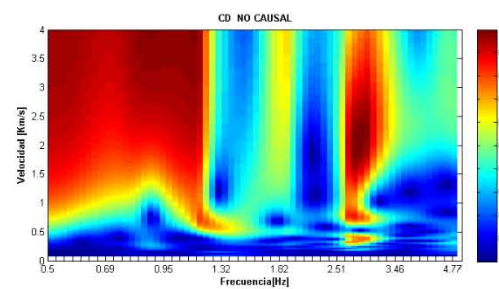
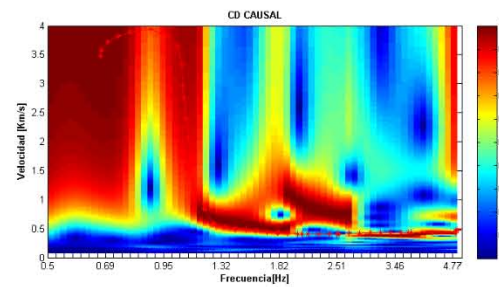
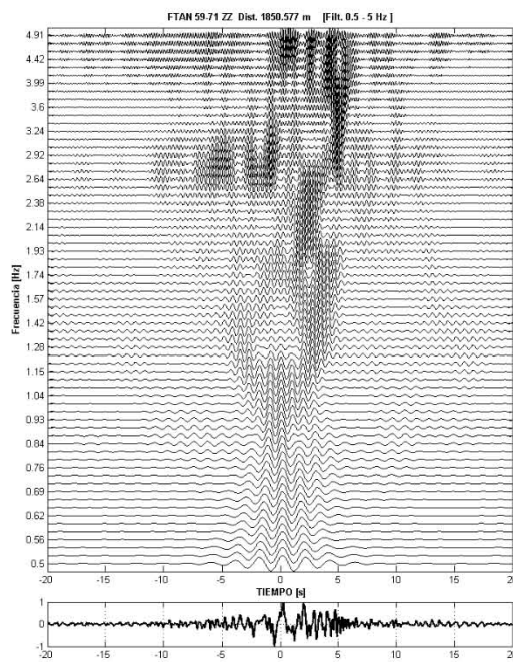
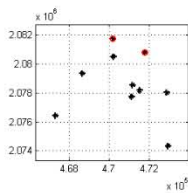
E03-E04



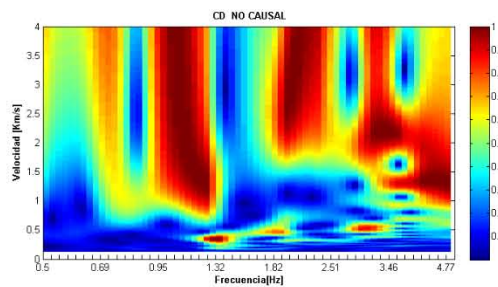
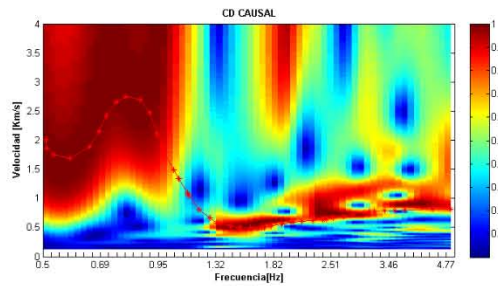
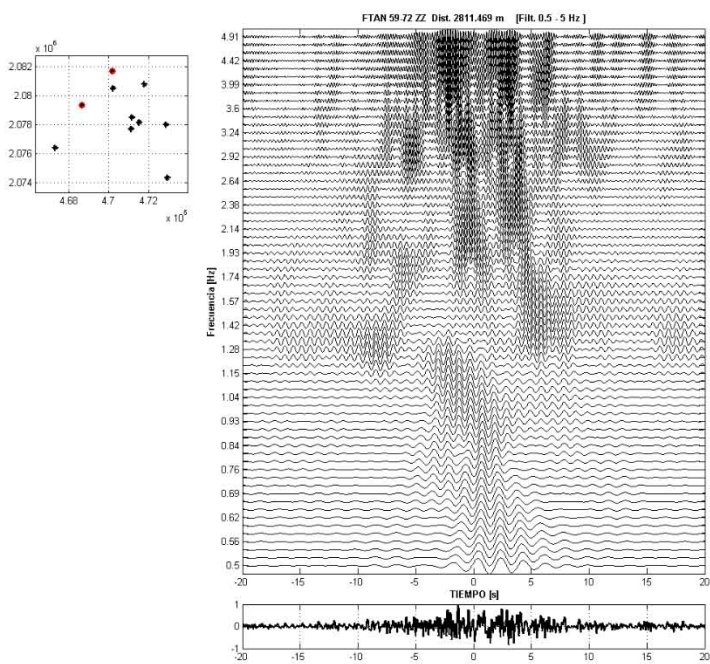
E03-E12



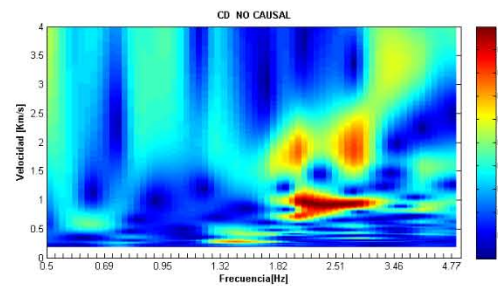
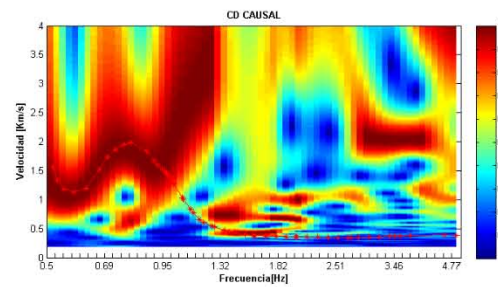
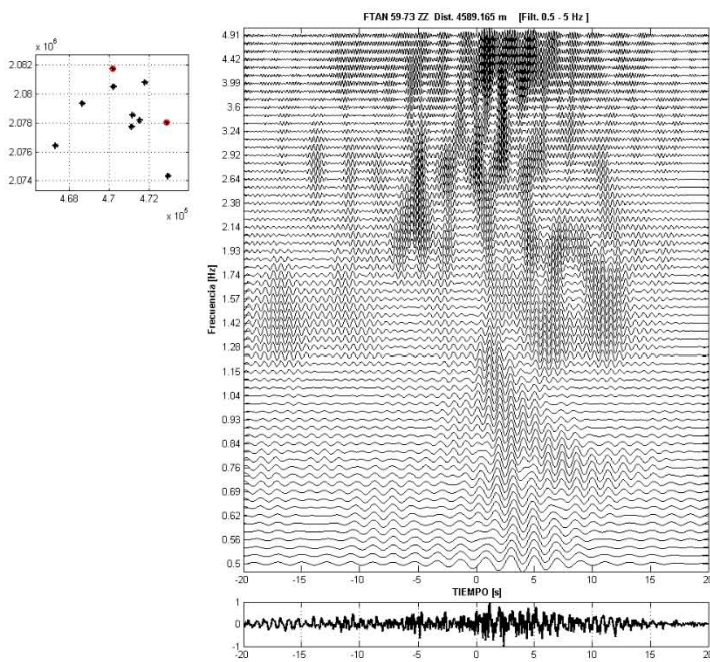
E01-E02



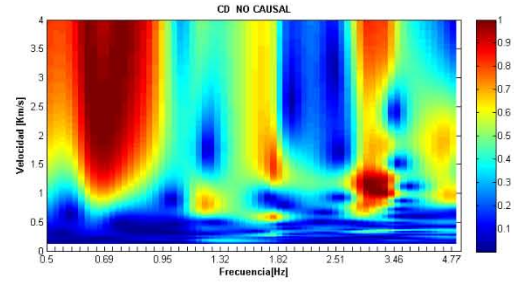
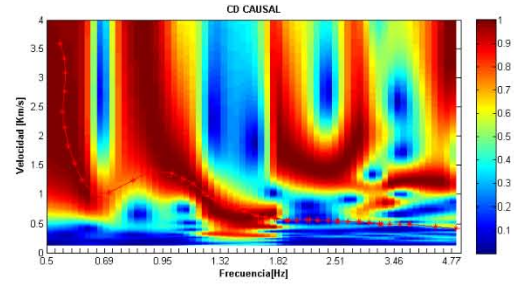
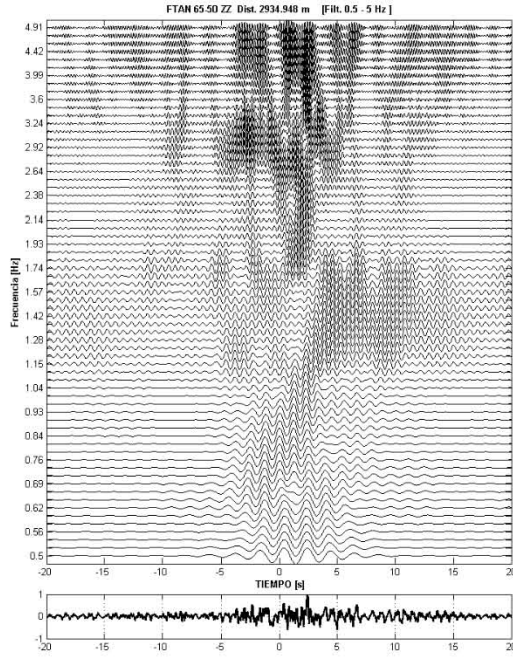
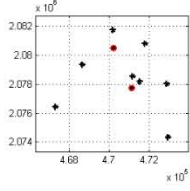
E01-E03



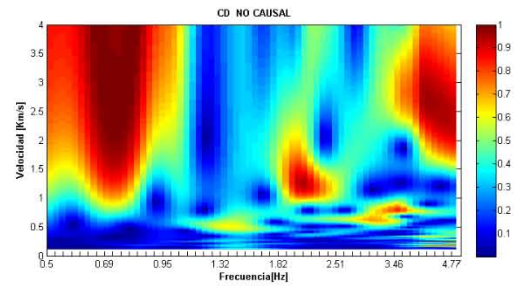
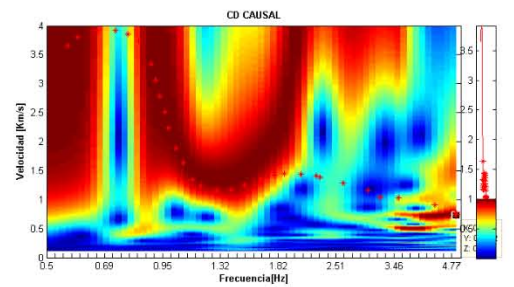
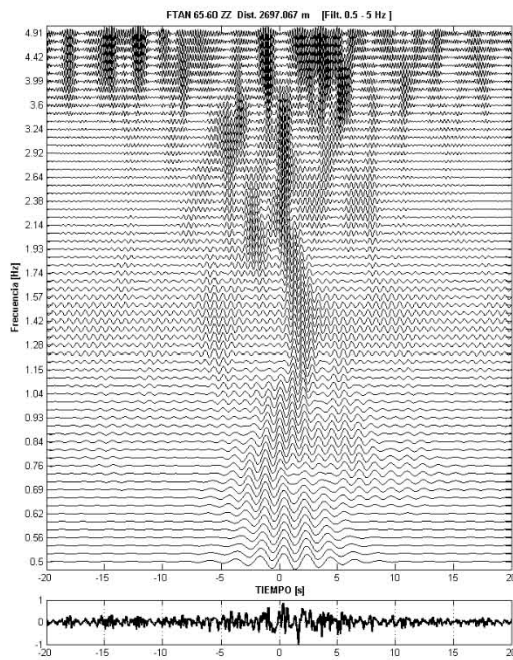
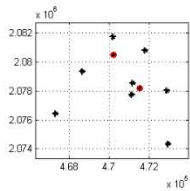
E01-E06



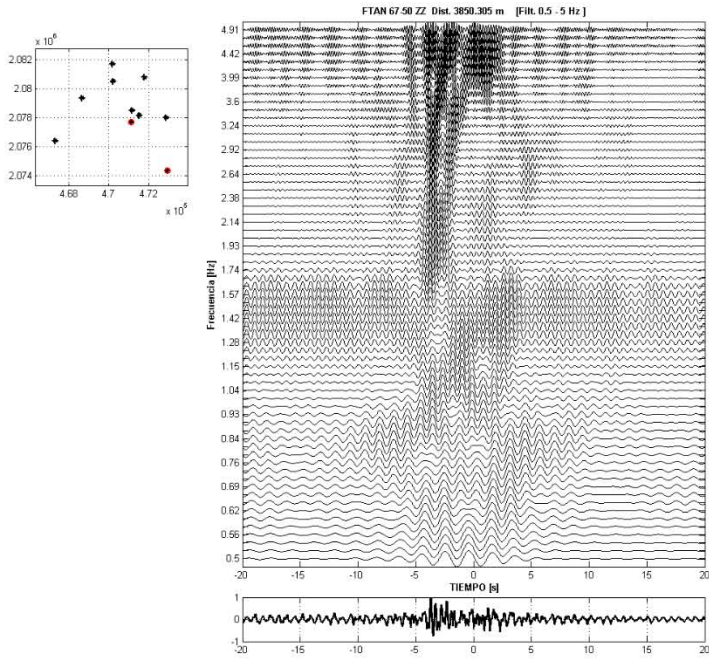
E09-E11



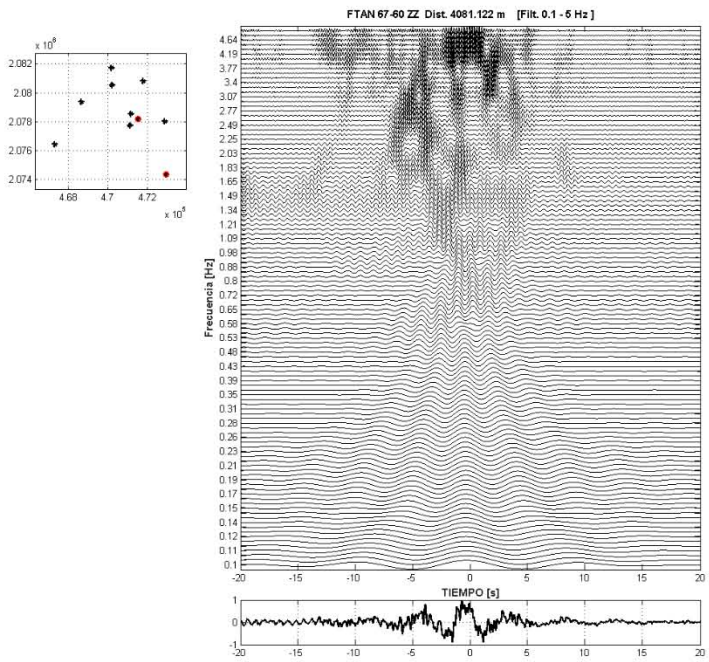
E09-E12



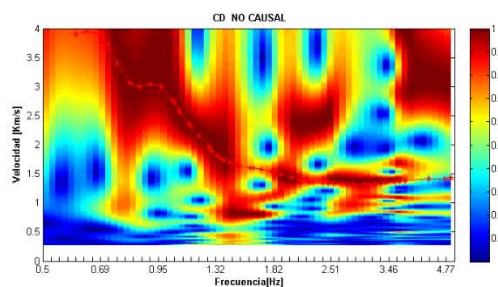
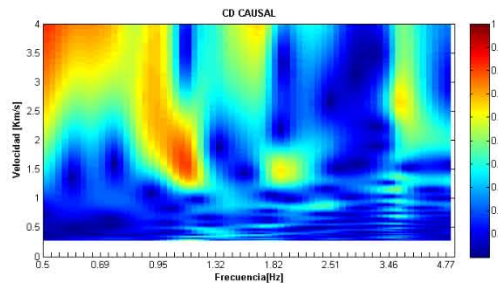
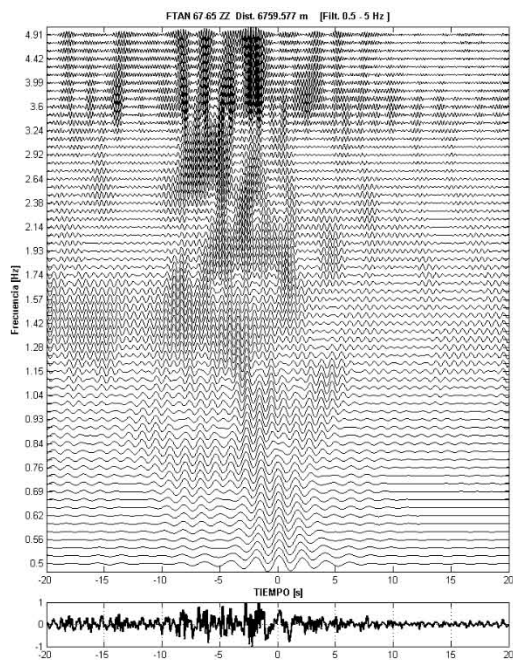
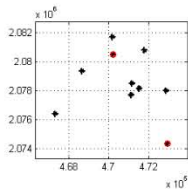
E07-E11



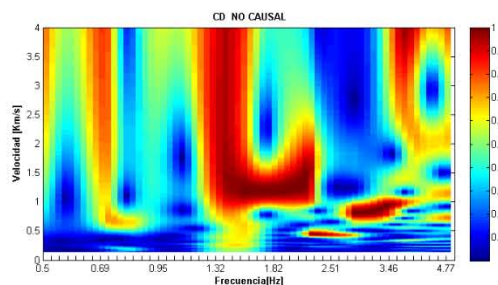
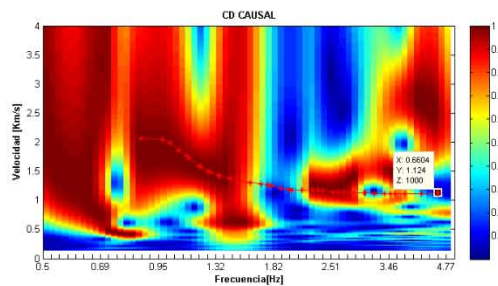
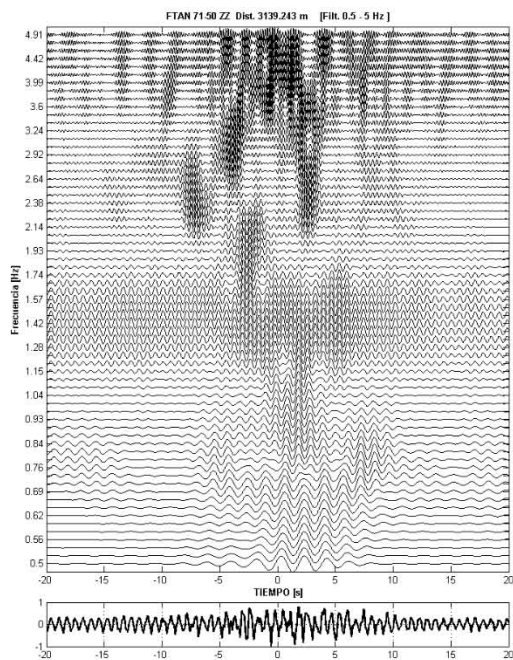
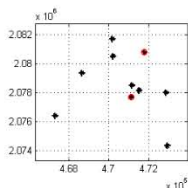
E07-E12



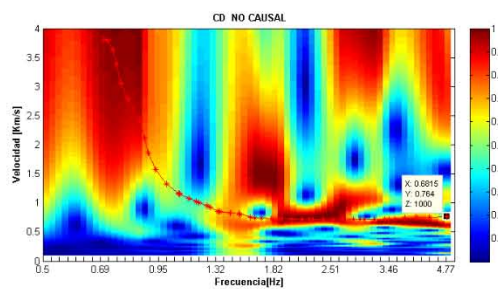
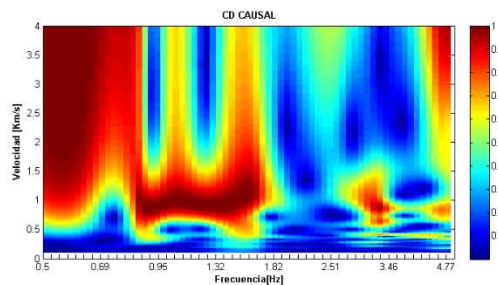
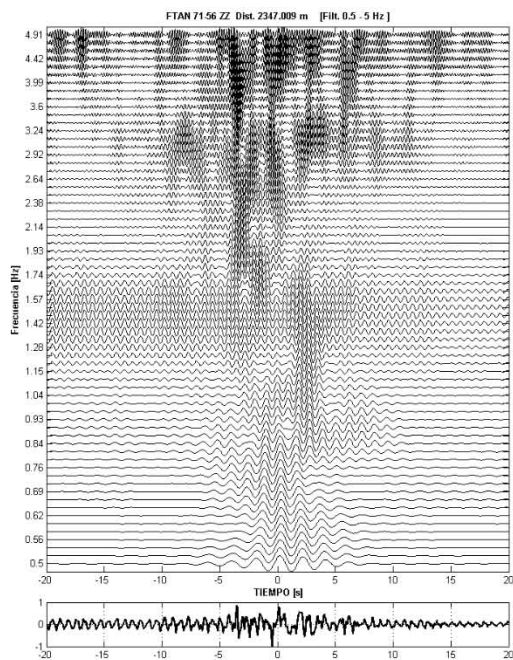
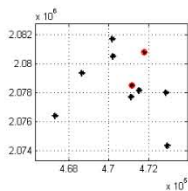
E07-E09



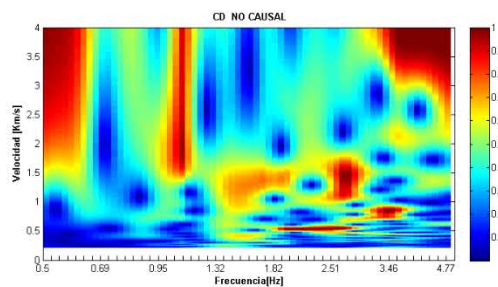
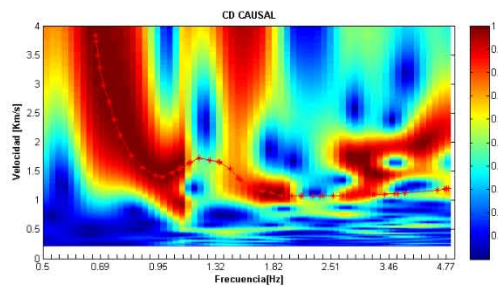
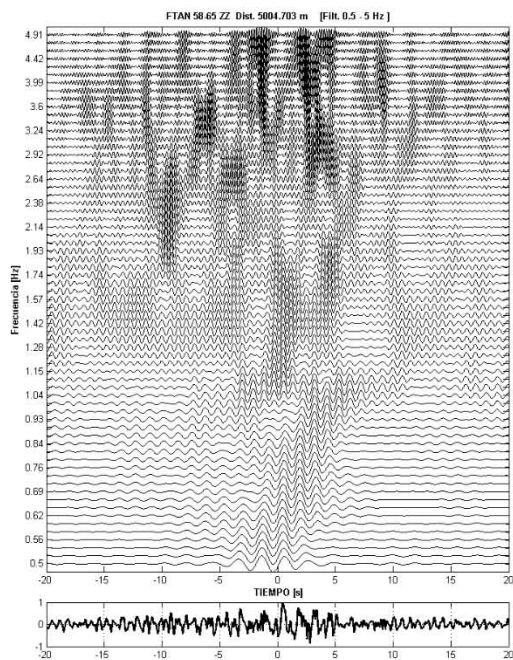
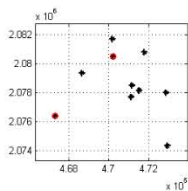
E02-E11



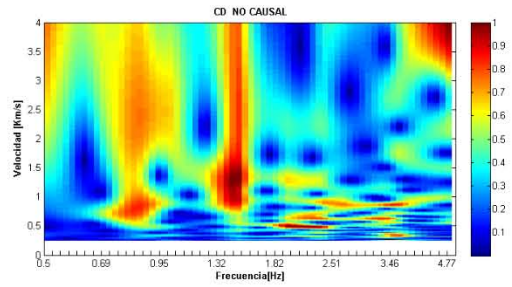
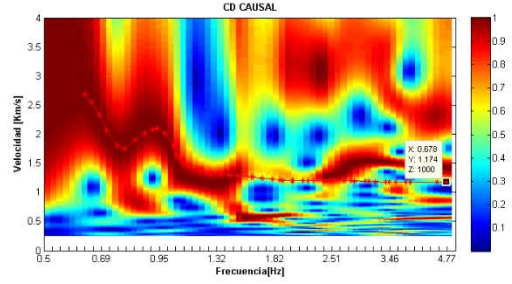
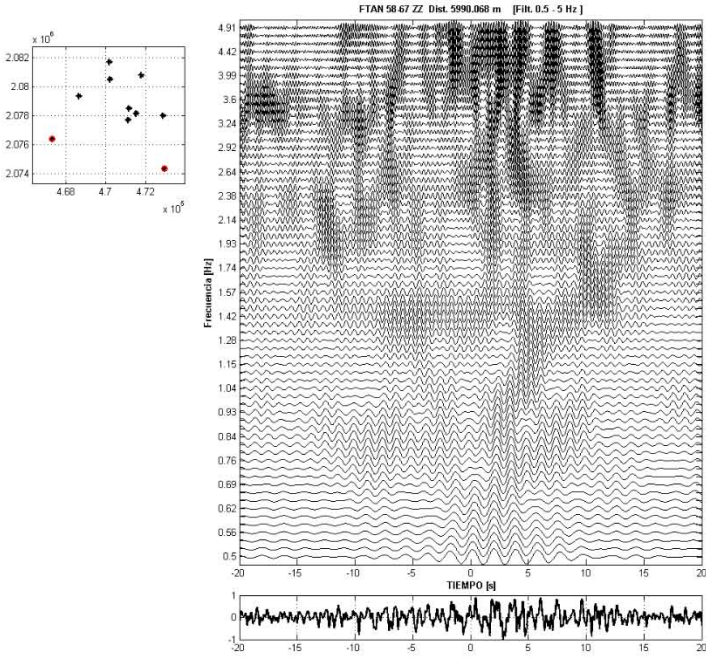
E01-E05



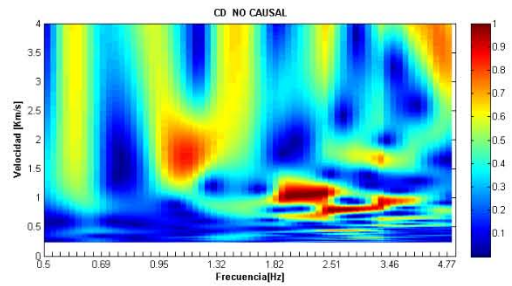
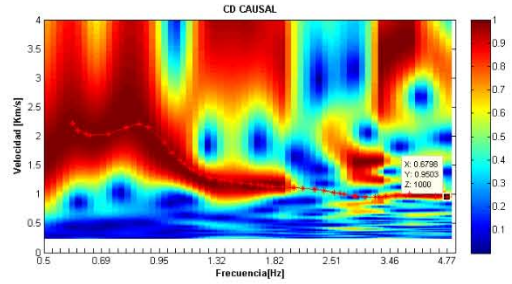
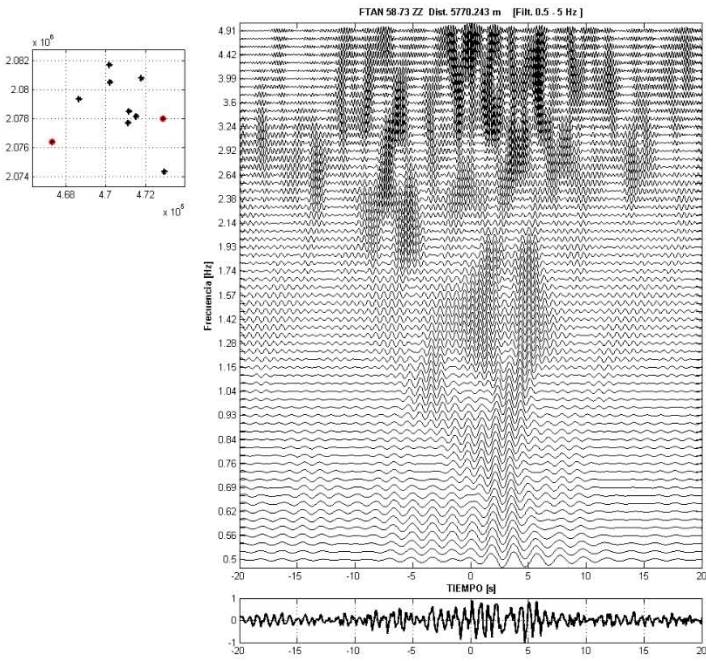
E04-E09



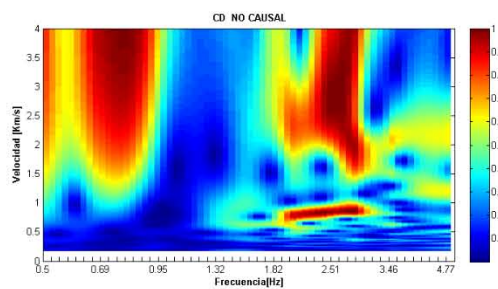
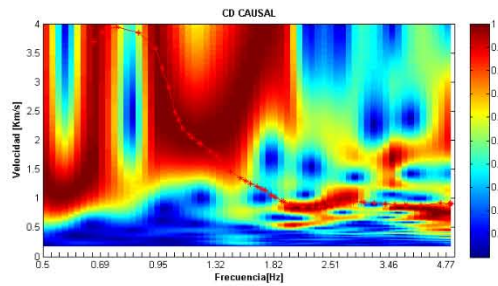
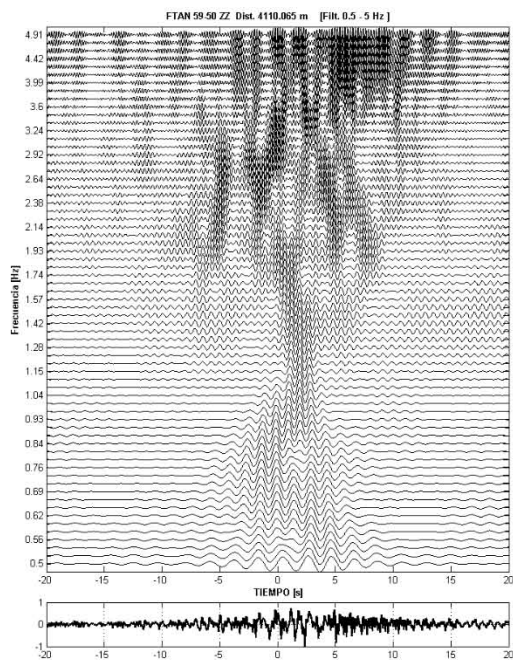
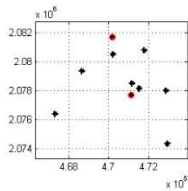
E04-E07



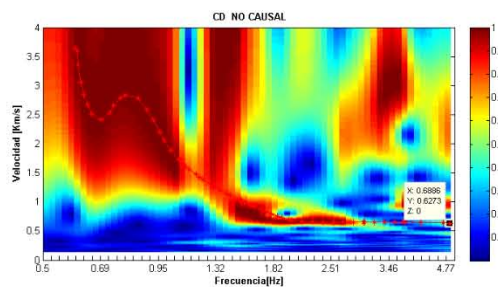
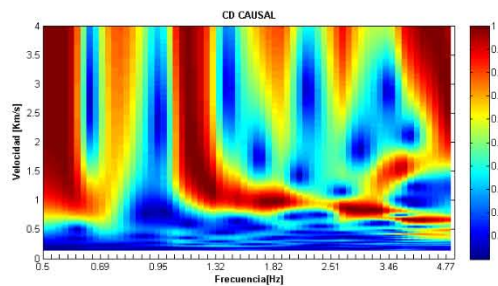
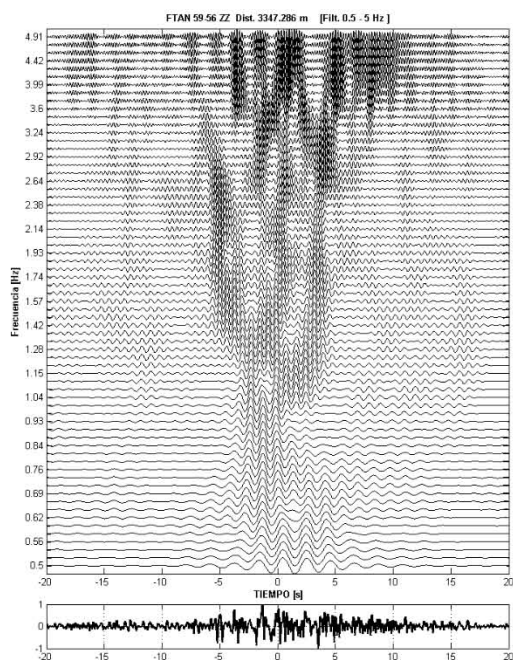
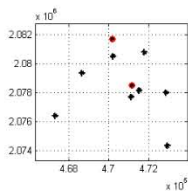
E04-E06



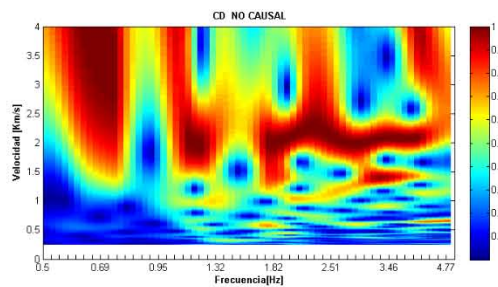
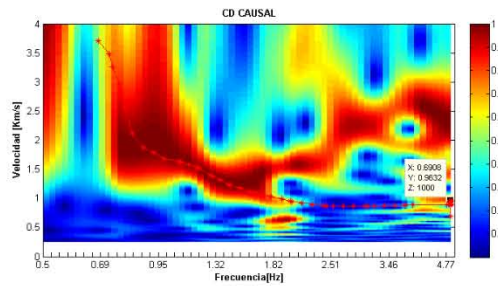
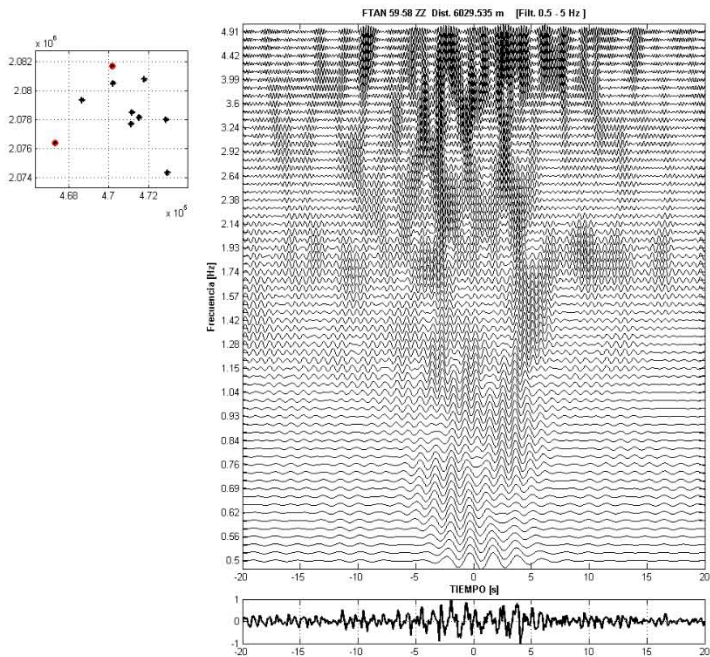
E01-E11



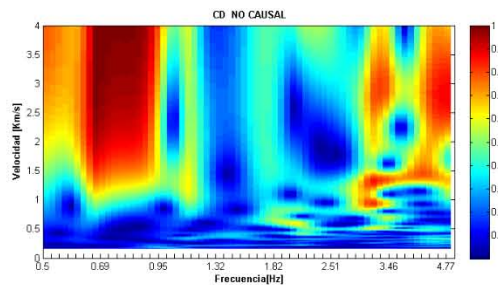
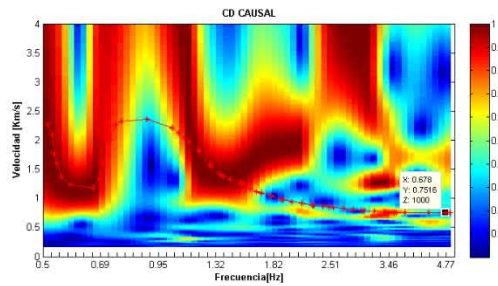
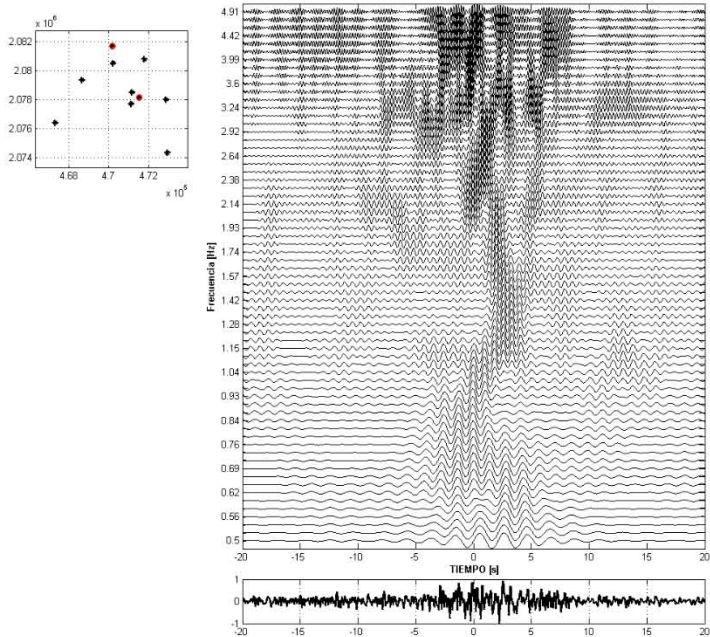
E01-E06



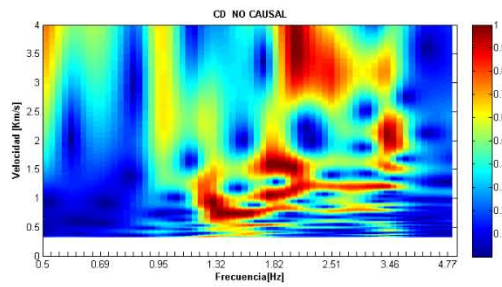
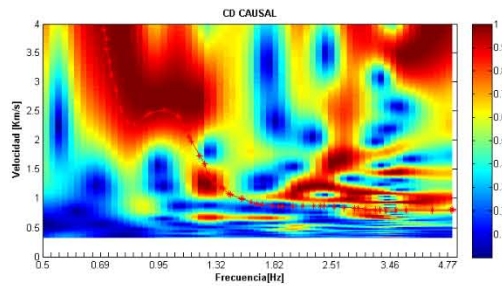
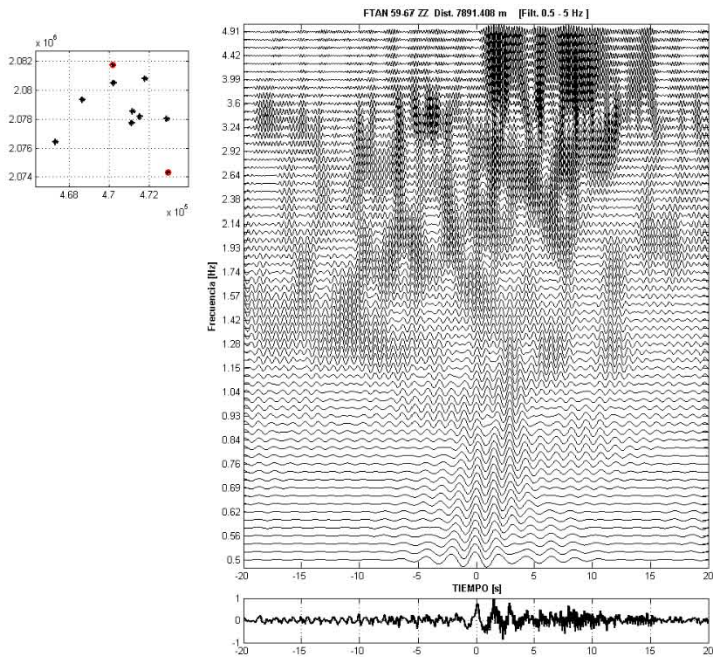
E01-E04



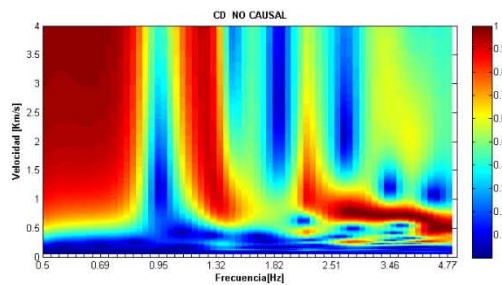
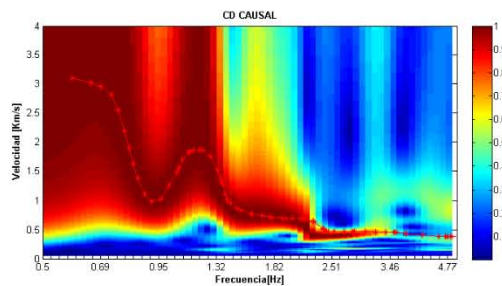
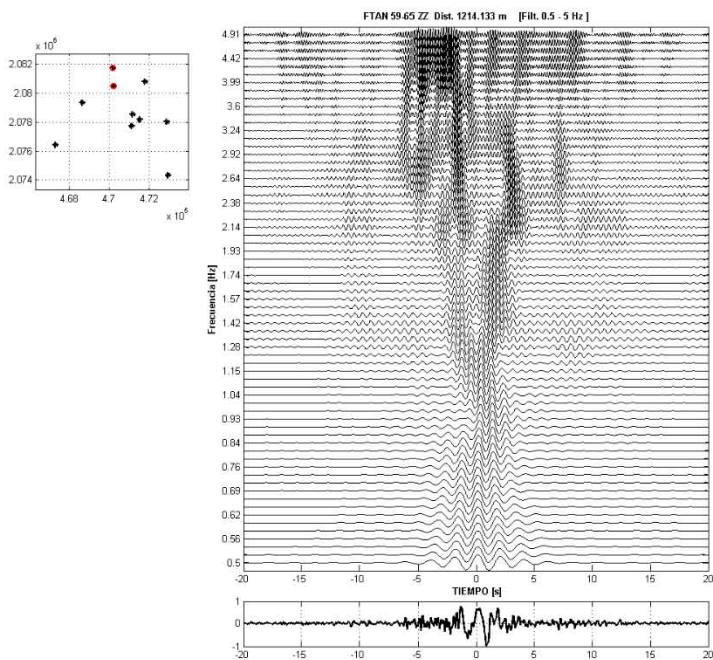
E01-E12



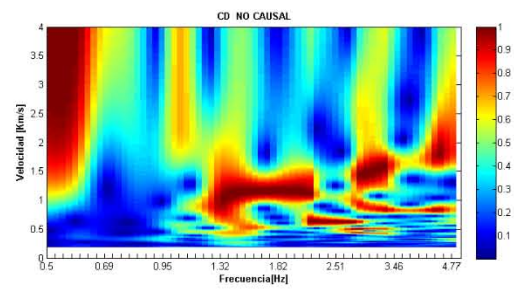
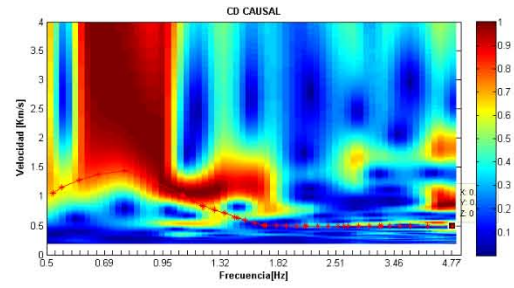
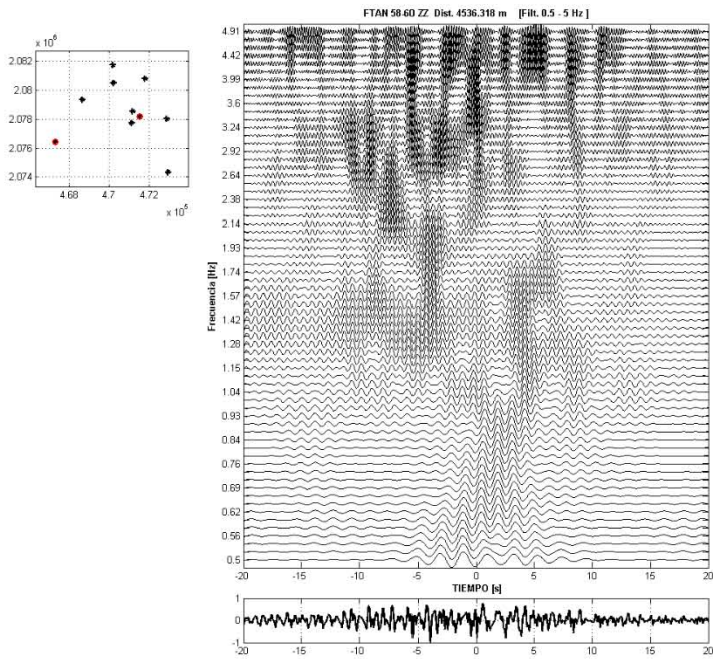
E01-E07



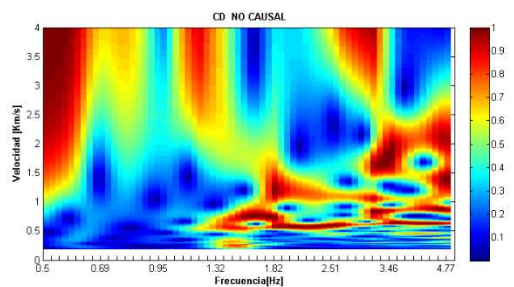
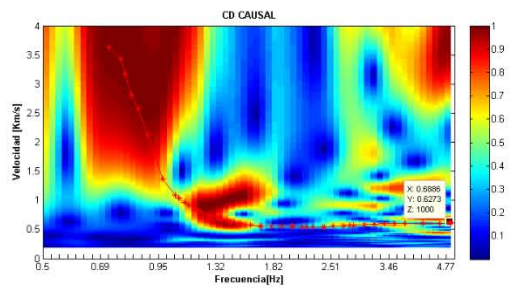
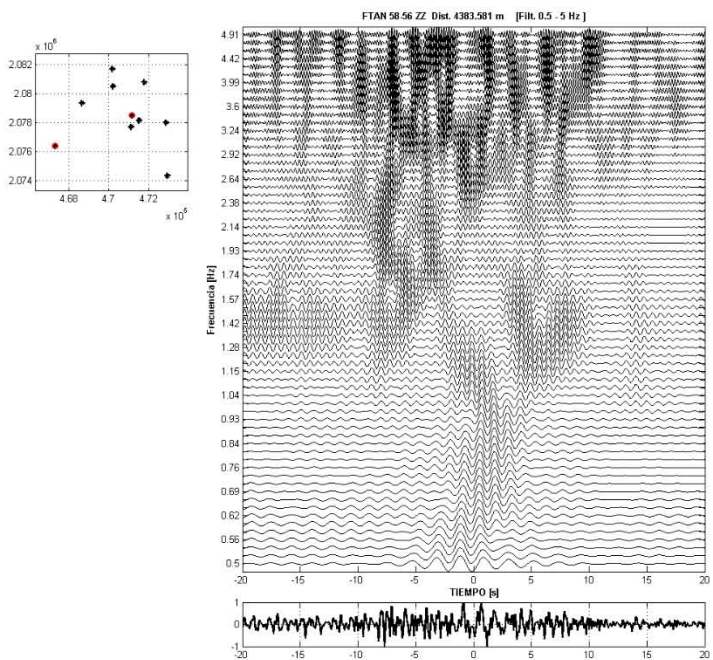
E01-E09



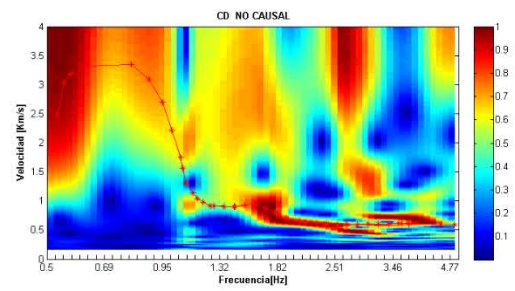
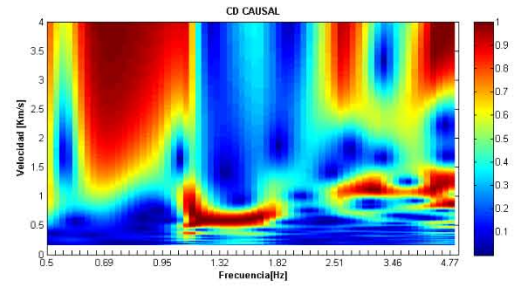
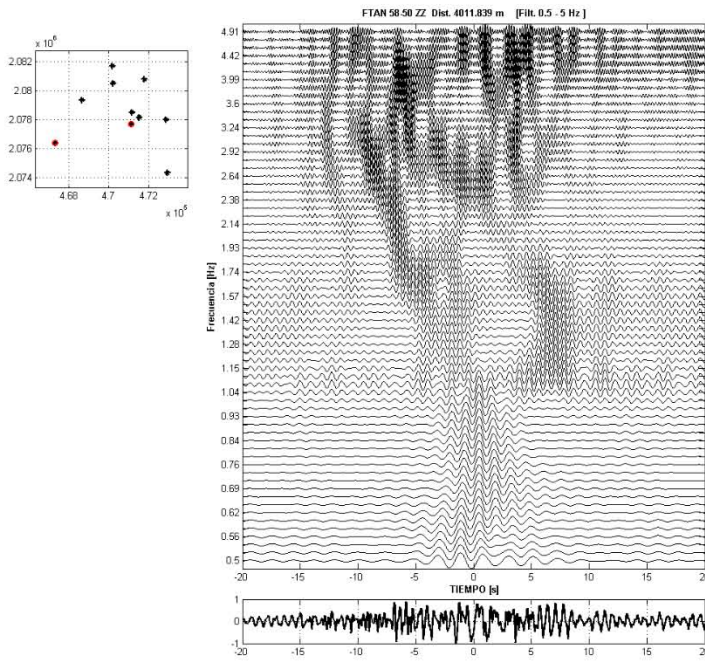
E04-E12



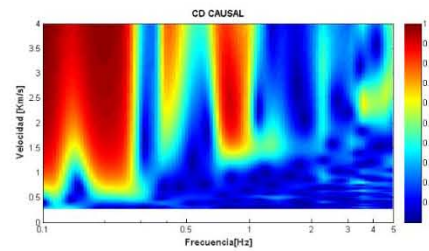
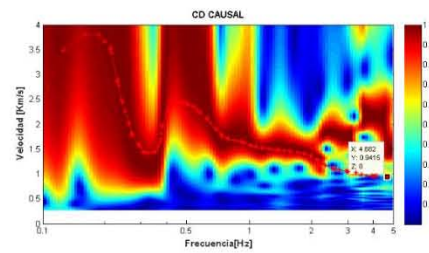
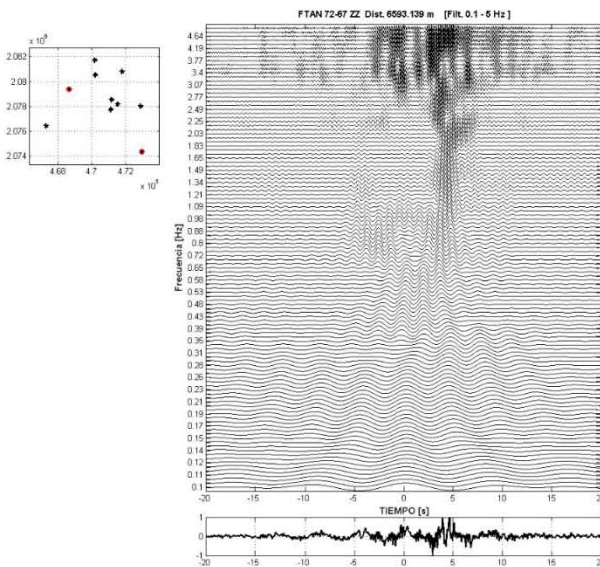
E04-E05



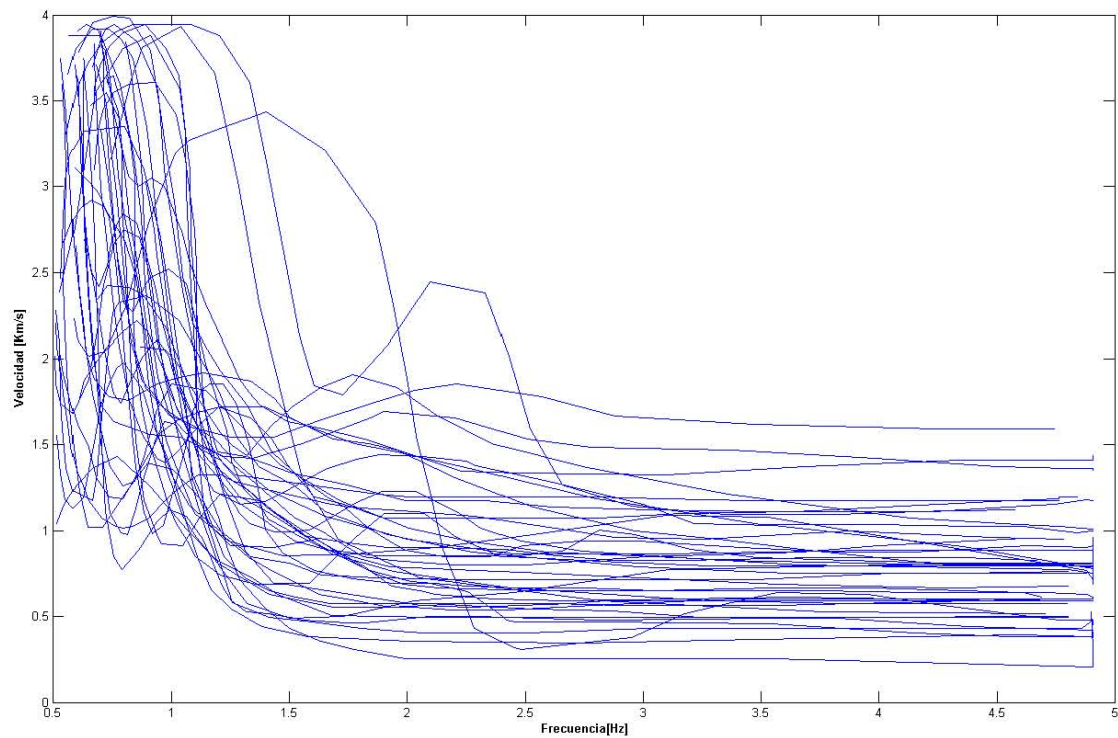
E04-E11



E03-E07



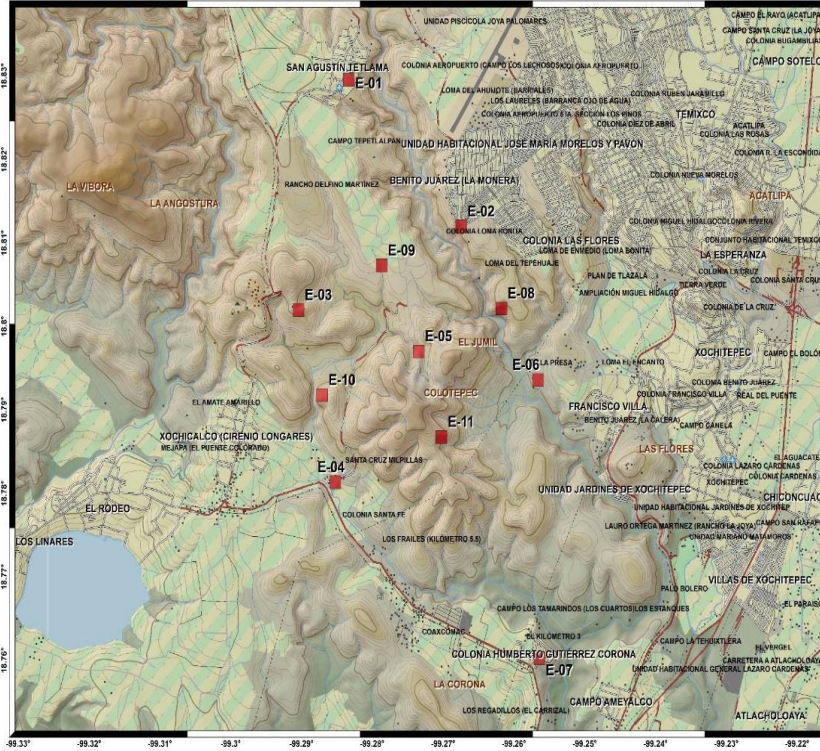
Total de curvas picadas en de 0.5 a 5 Hz.



Anexo 2

Arreglo de estaciones.

Primera propuesta de arreglo de las estaciones.



Configuración final del arreglo de las estaciones.

