



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE INGENIERÍA

“Estudio de propiedades dinámicas de un talud  
mediante métodos sísmicos activos y pasivos en la 3<sup>a</sup>  
sección del Bosque de Chapultepec”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

**HORACIO RAMOS SALDAÑA**

Director: Dr. Martín Cárdenas Soto



Ciudad Universitaria

México D.F. Mayo 2015.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## *Agradecimientos*

*Al proyecto "Estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos para caracterizar y determinar la presencia de inestabilidades en el subsuelo en los taludes de la 2ª sección del bosque de Chapultepec" del Fondo Mixto CONACYT-ODF (Proyecto 121119) que es llevado a cabo por la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería. Por proporcionar los datos necesarios para la realización de esta tesis y a la Dirección del Bosque de Chapultepec por permitir el acceso para los trabajos de campo realizados.*

*A mis padres Ma. Josefina Saldaña Pérez y Horacio Ramos Guzmán por todo su apoyo y confianza a lo largo de la vida.*

*Para Jacqueline, que estuvo siempre a mi lado y me alentó para llegar a este punto... gracias.*

*A la UNAM por brindarme mi formación como profesionista.*

*A mis sinodales, Dr. Jorge Aguirre González, M.C. David Escobedo Zenil, Ing. Martín Vidal García, Ing. Javier Mancera Alejándrez. Por sus observaciones y el tiempo dedicado para la revisión de esta tesis, con el fin de enriquecerla con sus conocimientos. En especial al Dr. Martín Cárdenas Soto, por su apoyo, paciencia y conocimientos brindados durante mi estancia en el cubículo 26.*

*A mis amigos de la Facultad de Ingeniería y externos, Oscar (neutrón), Mich, Ricardo (pul), Dulce, Felipe (piolín), Oscar (mi niño), Mario (rasta), Berny, Daniel (dandy boy), Benjamin (caver) Tere, Laura, Aurora, Jacob, Arianna (Psycho), Guido (mafias), Guillot (bayo), Minerva, Gerardo, Pohls, Angélica, Bethesda...*

# Contenido

<b>Resumen</b>	1
<b>Capítulo I</b>	3
Introducción	3
1.1 Antecedentes .....	6
1.2 Área de estudio .....	8
1.3 Objetivo .....	9
1.4 Metodología e Instrumentación .....	9
<b>Capítulo II</b>	14
Fundamentos teóricos	14
2.1 Sísmica activa	14
2.1.1 Refracción sísmica	14
2.1.2 Análisis multicanal de ondas superficiales (MASW)	18
2.2 Sísmica Pasiva	21
2.2.1 SPAC Y ESPAC .....	21
2.2.2 Método de Nakamura H/V .....	22
2.2.3 Interferometría sísmica (IS).....	23
2.3 Tomografía de interferometría sísmica (TIS) .....	26

**Capítulo III** 28

Adquisición y procesamiento de datos ..... 28

3.1 Sísmica Activa ..... 28

3.2 Sísmica Pasiva ..... 31

3.2.1 Normalización temporal y espectral (whitening) ..... 32

3.2.2 Cross-correlación y apilado (stacking) ..... 33

3.3 Tomografía de tiempos de viaje mediante IS. .... 37

**Capítulo IV** 38

Estructura de velocidad y módulos elásticos ..... 38

4.1 Perfiles de onda compresional “P” mediante el método de Refracción Sísmica ..... 38

4.1.1 Línea 1 de refracción sísmica ..... 41

4.1.2 Línea 2 de refracción sísmica ..... 43

4.2 Perfiles de onda de corte “S” con Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW).  
..... 44

4.2.1 Línea 1 (Vs) ..... 45

4.2.2 Línea 2 (Vs) ..... 46

4.3 Modelos Vs a partir de Sísmica Pasiva (Experimentos 2,3 y 4) ..... 48

4.4 Clasificación del macizo rocoso a partir de módulos elásticos. .... 53

**Capítulo V** 57

5.1 Tomografía 3D de velocidad de onda de corte (Vs) a partir de Interferometría Sísmica  
(IS). .... 57

<b>Capítulo VI</b>	61
Conclusiones y Recomendaciones.....	61
<b>Referencias</b>	63
<b>ANEXOS</b>	66
ANEXO A.....	66
ANEXO B.....	68
ANEXO C.....	76
ANEXO D.....	83
ANEXO E.....	84
ANEXO F.....	85

# Resumen

En el presente trabajo aplicamos el método de Interferometría Sísmica (IS), el cual hace uso de la correlación cruzada del ruido sísmico, a fin de explorar la variación espacial de la velocidad de onda S. Así como su relación con los parámetros convencionales que definen la estabilidad de un talud localizado en el circuito Joaquín Clausell en la 3a Sección del Bosque de Chapultepec.

En una primera etapa analizamos el talud mediante parámetros geológicos y geotécnicos. Y se determinó que el talud cuenta con factores que pueden acelerar un deslizamiento tipo suelo siempre y cuando el cuerpo de la estructura se encuentre saturado.

Este escenario tiene una alta probabilidad de ocurrencia para un estrato compuesto de material pumicítico que se satura fácilmente en la temporada de lluvias, pues el estrato subyacente es de carácter semi impermeable.

A fin de cuantificar las propiedades elásticas y su distribución en los estratos, aprovechamos el carácter dispersivo de las funciones de correlación cruzada entre varios pares de receptores en un arreglo irregular colocado en el talud. Mediante las variaciones temporales del máximo del pulso de correlación en función de la frecuencia, construimos mapas de velocidad relativa de Vs. Encontrando valores de Vs cercanos a 300 [m/s] que caracterizan los estratos de pómez, los cuales se encuentran principalmente alojados hacia la cara Norte del talud y en su parte topográfica más baja.

La velocidad de estos materiales contrasta notablemente con valores promedio de 950 [m/s] asociados al estrato subyacente. Los valores de Vs y la geometría del estrato susceptible a deslizarse fueron corroborados por dos líneas refracción sísmica. Así, los resultados de este estudio muestran que el método de IS puede ser utilizado para cuantificar las propiedades elásticas y su distribución dentro de un talud, siendo este método adecuado, por su carácter no invasivo ni destructivo, para estudiar este tipo de estructuras que representan un peligro geológico

# Abstract

In this paper we apply the method Seismic Interferometry (IS), which makes use of the cross-correlation of seismic noise, to explore the spatial variation of S wave velocity ( $V_s$ ) and its relationship with the conventional parameters defining the stability of a slope located in Joaquin Clausell circuit in the 3rd Section of Chapultepec Park. In a first step we analyze the slope by geological and geotechnical parameters. It was determined that the slope has factors that can accelerate a type always slide floor and when the body of the structure is saturated. This scenario has a high probability of occurrence for a stratum composed of pumicítico material easily saturated in the rainy season, as the underlying layer is semi waterproof character.

To quantify the elastic properties and their distribution in the strata, we take the dispersive nature of the cross-correlation functions between several pairs of receivers in an irregular arrangement placed on the slope. Variations in temporal correlation maximum pulse frequency depending, build maps relative velocity  $V_s$  We found  $V_s$  values near 300 [m/s] characterize pumice strata, which are mainly accommodated to face North the slope and at its lowest topographical part. The speed of these materials contrasts sharply with average values of 1000 [m/s] associated with the underlying strata. The values of  $V_s$  and susceptible to slide geometry stratum were corroborated by two seismic refraction lines. Thus, the results of this study show that the method of IS can be used to quantify the elastic properties and their distribution within a slope, this being suitable method for its non-invasive or destructive to study such structures representing a geological hazard.



# Capítulo I

## Introducción

Se define como talud cualquier superficie inclinada respecto a la horizontal que ha de adoptar permanentemente o temporalmente estructuras de tierra, ya sea de forma natural o bien por intervención humana en una obra de ingeniería. Y pueden ser laderas naturales o artificiales (cortes o terraplenes) (Badillo E.J, 1973).

De acuerdo a la su durabilidad deseada pueden ser taludes permanentes o temporales. Los primeros se utilizan principalmente en la construcción de obras civiles, donde se requiere que sean estables a largo plazo, aunque muchas veces requieren medidas de estabilización posteriores por alguna causa. Y los taludes temporales se son utilizados en la industria minera principalmente.

En la actualidad el desarrollo de las vías de comunicación así como el impulso y la necesidad de la expansión urbana han puesto al diseño de taludes en un plano de importancia ingenieril de primer orden, tanto en el aspecto de inversión como en las consecuencias derivadas a partir de su posible falla.

Constituyen hoy en día unas de las estructuras ingenieriles que exigen de mayor cuidado durante su diseño, debido a la necesidad de garantizar su estabilidad y durabilidad a largo plazo, y ya que el talud en sí es una estructura compleja de analizar, debido a que para su estudio intervienen de manera significativa materias como son la mecánica de suelos y mecánica de rocas.

Los problemas de inestabilidad que pueden presentarse en un talud radican en la naturaleza de los materiales involucrados y en el conjunto de circunstancias que dieron origen al mismo, es decir su origen geológico.

La inestabilidad de taludes está determinada, no solo en su origen si no también durante su desarrollo, por diferentes mecanismos. Estos mecanismos sirven para clasificarlos en sus diferentes tipos, pero básicamente se agrupan en cuatro categorías, las cuales son los caídos o derrumbes, flujos, deslizamientos y las expansiones o desplazamientos laterales.

La combinación de uno o varios de estos mecanismos se le llama movimiento complejo, es decir cuando un mecanismo inicial se transforma en otro u otros.

Estos mecanismos, los cuales pueden dar inicio al movimiento de un talud están a su vez relacionados con fenómenos naturales tales como procesos de erosión disolución, movimientos

sísmicos, precipitaciones pluviales atípicas o extraordinarias, siendo este último en lo particular un factor el cual ha ido aumentando con el paso de los años, ya que las precipitaciones pluviales son más intensas cada año en algunas zonas del país, lo que provoca una afectación en las condiciones del agua subterránea así como en el incremento de los escurrimientos superficiales, pudiendo ocasionar una erosión del material al pie de un talud e intensificar las tendencias al movimiento (CENAPRED, 2001).

La presencia de agua en el subsuelo tiene básicamente tres efectos principales los cuales son el incremento en el peso efectivo del material que satura, aumento en la presión hidrostática. Generando estos incrementos de presión y peso, una tendencia a expandir la estructura formada por partículas sólidas de los materiales presentes, lo que a su vez reduce la resistencia al corte de la formación geológica.

Por otro lado la actividad humana, es un factor determinante el cual en ocasiones llega a generar condiciones de inestabilidad, entre estas actividades se pueden mencionar la extracción excesiva de agua subterránea para uso urbano o industrial, asentamientos humanos irregulares los cuales llegan a alterar las condiciones de escurrimiento e infiltración de agua, al no contar con obras de abastecimiento de agua potable y drenaje apropiados; así como los cambios en las actividades de riego para la agricultura que pueden ocasionar variaciones en las condiciones naturales del drenaje del terreno, incrementando la erosión y elevando el nivel original del agua subterránea.

Dadas las condiciones orográficas, climatológicas y la compleja geología de nuestro país así como asentamientos irregulares, son factores que propician el aumento de problemas relacionados con la inestabilidad y colapso de taludes.

A continuación se ejemplifican algunos casos de taludes inestables los cuales presentaron movimiento debido a los factores antes mencionados.

- A finales del 2009 al Poniente de la ciudad de México se llevaba a cabo la construcción de edificios, y debido a una precipitación pluvial extraordinaria se presentó un deslizamiento en uno de los taludes de la excavación colindante con la autopista México-Toluca (PILOTEC, 2011).
- A finales del 2006 se presentó un deslizamiento de tierra en un talud localizado en la autopista Cuernavaca – Acapulco en el kilómetro 240+000 (Mora, R, 2009).
- El 3 de Junio del año 2000 se presentó un derrumbe de roca en la cantera del cerro el Tortuguero, ubicado en el municipio de Macuspana Tabasco (SEGOB, 2001).
- El más reciente caso sucedió en la zona de Santa Fe, en el mes de mayo del 2014 donde un estacionamiento y una bodega colapsaron debido a un deslizamiento de tierra (<http://m.eluniversal.com.mx/notas/metropoli/2014/deslave-de-cerro-afecta-a-empresa-en-santa-fe-1010254.html>. Consulta: 24-marzo-15).

Por lo general en la mayoría de los casos que se presentan deslizamientos de tierra está presente el agua, y probablemente sea éste el factor más determinante que condicione un problema de

inestabilidad de taludes o laderas naturales debido al cambio en las condiciones de contenido de agua en el subsuelo.

Actualmente para analizar la estabilidad de taludes existen varios métodos geotécnicos, dentro de estos, están los métodos determinísticos y los métodos probabilísticos. Dentro de los determinísticos están los métodos de equilibrio límite que son los más usados en la actualidad. Estos métodos analizan el equilibrio de una masa potencialmente inestable, y hacen una comparación de las fuerzas que tienden al movimiento con las fuerzas resistentes, es decir que se oponen al mismo a lo largo de una superficie de falla. A partir de este análisis se determina el factor de seguridad (FS) adecuado para un talud en una superficie de ruptura analizada, cuyo objetivo es garantizar la estabilidad del mismo. Dicho factor de seguridad se define como el cociente de las fuerzas resistentes y las fuerzas actuantes (González, L., 2002).

Por consiguiente, es indispensable determinar el factor de seguridad (FS) y condiciones en que se encuentre dicho talud para garantizar su estabilidad y durabilidad.

Los métodos de análisis geotécnicos y en conjunto con los diferentes tipos de prospección geofísica han demostrado que dan resultados confiables, ya que permiten caracterizar la estructura del subsuelo, mediante la medición indirecta de las propiedades físicas del mismo.

Las técnicas geofísicas aplicables para estudios de estabilidad de taludes son la prospección eléctrica, la cual proporciona datos acerca del contenido de agua en el subsuelo. Por otra parte los métodos de prospección sísmica tienen gran aplicación, ya que a partir del análisis de propagación de las ondas sísmicas es decir, velocidad de onda compresional ( $V_p$ ) y onda de corte ( $V_s$ ) se obtienen las propiedades elásticas del subsuelo.

En general es de suma importancia determinar las condiciones dinámicas bajo las que se encuentran el macizo rocoso que se esté analizando, a fin de conocer sus propiedades dinámicas y poder tener una idea de cómo será su comportamiento futuro y si pudiera representar algún riesgo.

## 1.1 Antecedentes

La zona poniente de la ciudad de México se caracteriza por presentar una topografía abrupta, resultado de eventos de origen volcánico en el Cuaternario, que dieron lugar a depósitos de rocas volcánicas que afloran en las laderas y taludes expuestos. Los depósitos volcánicos consolidados expuestos en las laderas, taludes y cauces de los arroyos pertenecen a la Formación Tarango.

En 1948 Bryan fue el primero en utilizar el término de formación Tarango en unos depósitos volcánicos en los alrededores de Mixcoac en donde existían minas de arena, dicha formación está conformada por toba, brecha-toba, depósitos fluviales con clastos de origen volcánico, capas delgadas de pumicita, depósitos de lahar y flujos de lodo. El espesor de la formación varía conforme a su posición respecto a la sierra más cercana, y en algunas partes como en Ixmiquilpan-Tasquillo se aprecian espesores de 400 metros.

La formación Tarango se distribuye ampliamente por el Distrito Federal, Estado de México e Hidalgo. De manera particular se reconoce esta formación en los alrededores de la Zona Poniente en el Distrito Federal (Delegaciones Cuajimalpa, Álvaro Obregón y Miguel Hidalgo).

Mooser *et al.* (1992), Describió en el pie de monte de la Sierra de las Cruces un contenido estratigráfico extenso de la formación Tarango; en ella aparecen paleosuelos, tobas, brechas, lahares, flujos piroclásticos, capas de pómez, conglomerados y arenas fluviales, derivados de la actividad del volcán San Miguel; permitiendo describir la historia eruptiva de este aparato volcánico localizado en la zona poniente de la Ciudad de México.

Por su parte, Lugo, J. *et al.*, 1995, describió diversas columnas litoestratigráficas en el pie de monte de la delegación Álvaro Obregón distinguiendo seis unidades de la formación Tarango; siendo éstas las siguientes: ceniza volcánica de color amarillo y rosa, ceniza volcánica con clastos angulosos, ceniza con pómez de color blanco, pómez, derrames piroclásticos, sedimentos volcánicos de color azul y gris, y derrames de lodo.

Ahora bien, dentro del Distrito Federal se encuentran un importante sistema de barrancas ubicadas principalmente en las delegaciones Álvaro Obregón, Cuajimalpa de Morelos, Magdalena Contreras y Miguel Hidalgo, siendo de especial interés la Barranca de Dolores ubicada en esta última. La cual abarca casi en su totalidad la tercera sección del Bosque de Chapultepec, y está constituida a su vez por un sistema de taludes expuestos de difícil acceso, lo que ha permitido detener el crecimiento de la mancha urbana en esta zona.

Sin embargo en otras delegaciones existen zonas de riesgo que son importantes identificar y proyectar. Ya que desde hace varios años se han visto afectadas por el aumento desmesurado de la población, y ha llevado a la ocupación de asentamientos humanos irregulares en laderas, cauces y

barrancas (Fig.1.1). Los cuales se encuentran en lo que son consideradas como zonas de riesgo para la vivienda.

Este debido principalmente a las pronunciadas inclinaciones que presentan las laderas y por la falta de instalaciones adecuadas de drenaje. Lo que se ha derivado en riesgos de deslizamientos de tierra, hundimientos y agrietamientos del terreno. Que son originados por sobre explotación de los mantos acuíferos, y su consecuente desaparición, lo que provoca sequedad en el subsuelo y con ello hundimientos diferenciales.

Los deslizamientos de tierra pueden llegar a arrasar tanto con cimentaciones precarias, como con cimentaciones fuertemente consolidadas.

Así mismo otro factor que altera las barrancas es el utilizarlas como tiraderos clandestinos de cascajo, originando compactación del suelo e impidiendo con esto la infiltración del agua pluvial y el desarrollo ecológico de la zona. Siendo también de gran uso estos materiales así como otro tipo de residuos sólidos, como material de relleno para nivelación de terreno con fines de construcción y desarrollo inmobiliario



***Figura 1.1 Ejemplos de asentamientos humanos irregulares en las Delegaciones Álvaro Obregón (izquierda) y Cuajimalpa (derecha).***

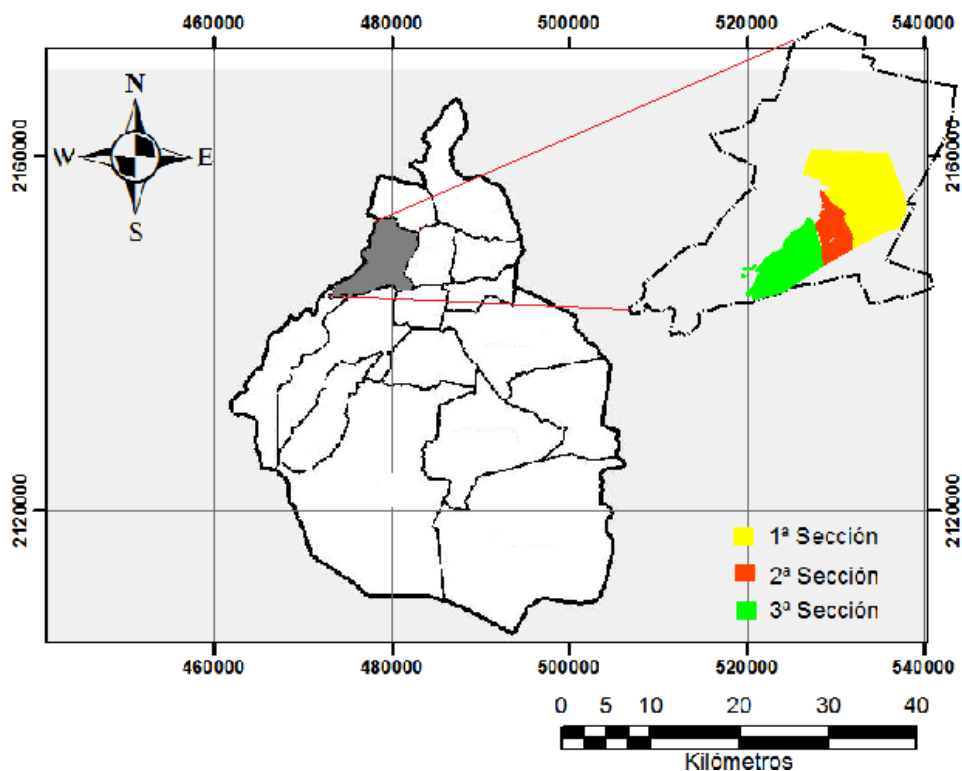
La urbanización de la ciudad en la zona poniente complica realizar análisis de estabilidad en los taludes expuestos, sin embargo, en la 3ª sección del Bosque de Chapultepec se construyó un circuito vial en los años 30, que comunica al circuito Joaquín Clausell con la Av. José María Velasco, y que dejó una serie de taludes expuestos que conservan el estado original de la formación Tarango.

Esta zona de taludes expuestos presenta las condiciones propicias para realizar un estudio de caracterización sísmica que permita obtener parámetros que se incorporen al análisis de

estabilidad de taludes y restrinja factores de seguridad en futuros estudios de este tipo en la zona poniente.

## 1.2 Área de estudio

El área de estudio se localiza en la parte occidental de la Cuenca de México, dentro del pie de monte volcánico de la Sierra de las Cruces, en la Delegación Miguel Hidalgo en la tercera sección del Bosque de Chapultepec (Fig. 1.2)



*Figura 1.2*

*Localización geográfica del Bosque de Chapultepec en la delegación Miguel Hidalgo.*

Específicamente el talud que es objeto de estudio se localiza a un lado de la Barranca de Dolores, en la tercera sección del Bosque de Chapultepec, dentro del circuito Joaquín Clausell y tiene una orientación preferencial E-W (Fig.1.3).



*Figura 1.3 Caídos presentes a lo largo del talud ubicado sobre el circuito de la avenida Joaquín Clausell, a un lado de la Barranca de Dolores.*

### **1.3 Objetivo**

Caracterizar la estructura de velocidad de ondas de corte en un talud expuesto en la 3ª sección del Bosque de Chapultepec a fin de establecer la importancia de las variaciones laterales de velocidad en la estabilidad de un talud.

### **1.4 Metodología e Instrumentación**

El equipo utilizado para la adquisición de los datos, fueron dos sismógrafos proporcionados por la Facultad de Ingeniería de la UNAM, el primer sismógrafo es un equipo marca Seistronix modelo EX -12 de 72 canales y el segundo un equipo de la marca Geometrics modelo Strataview de 24 canales, ambos equipos se utilizaron con geófonos verticales con una frecuencia de respuesta de 4.5 [Hz] (Fig. 1.4).



**Figura 1.4** *Strataview de 24 canales (izquierda), Seistronix EX-12 de 72 canales (derecha).*

Para cumplir con el objetivo planteado, se propone aplicar métodos sísmicos activos y pasivos. Los métodos activos consistieron en dos líneas de refracción sísmica, la primera se llevó a cabo con 42 geófonos con una separación entre ellos de 5 m y cuatro fuentes ubicadas en 30, 90, 150 y 210 metros lineales respectivamente. La segunda línea consistió en 60 geófonos con una separación de 3 metros entre cada uno y 21 fuentes espaciadas cada 9 metros. Ambas líneas fueron registradas con un intervalo de muestreo de 125 ms, y sus coordenadas de inicio y fin se presentan a continuación en la Tabla 1.

<b>Línea de Refracción</b>	<b>Número de canales</b>	<b>Inicio (UTM)</b>	<b>Fin (UTM)</b>
1	42	477092.52 E 2146074.58 N	477312.00 E 2146069.00 N
2	60	477092.46 E 2146072.56 N	477276.00 E 2146074.00 N

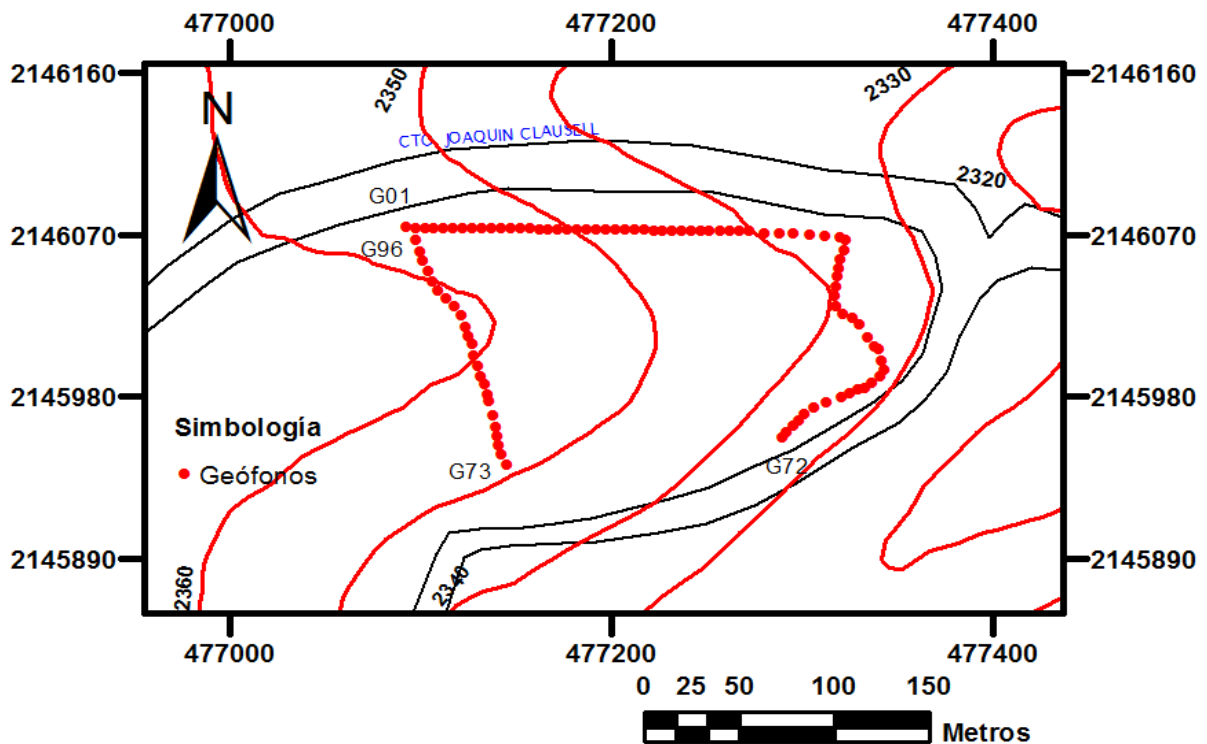
**Tabla 1** *Coordenadas de ubicación de las dos líneas de refracción realizadas a lo largo del talud paralelamente a la avenida Joaquín Clausell.*

A partir de estas dos líneas se obtuvieron perfiles de onda compresional ( $V_p$ ), estos con la identificación de los primeros tiempos de arribo de la onda P. Así como los perfiles de onda de corte ( $V_s$ ) correspondientes a cada línea, obtenidos mediante el método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW). Para así determinar las propiedades elásticas del medio.

En la Figura 1.5 se muestra la localización de la zona de estudio dentro de la tercera sección del Bosque de Chapultepec al poniente de la ciudad de México en la delegación Miguel Hidalgo.







**Fig. 1.6** Ubicación del arreglo de 96 canales espaciados 5 metros entre cada uno y adquirido con los sismógrafos Strataview y Seistronix (geófonos 1 a 96), sincronizados mediante un disparador, junto con la línea utilizada por separado en dirección perpendicular al circuito Joaquín Clausell, los geófonos usados para esta línea corresponden del número 73 al número 96, y fue adquirida con los 24 geófonos del equipo Strataview. Las líneas rojas continuas indican las curvas de nivel espaciadas a cada 10 metros y las líneas negras continuas indican el circuito que rodea el talud.

Una de las principales ventajas de aplicar métodos sísmicos pasivos es que estos no son invasivos, es decir se pueden aplicar en zonas urbanas sin la necesidad de hacer ningún tipo de alteración al medio circundante.

La importancia de realizar este estudio radica en que actualmente no hay registros de estudios de este tipo en los taludes expuestos de la tercera sección del Bosque de Chapultepec, por lo que resulta pertinente la realización del mismo, ya que algunos de los taludes presentes en esta zona son rodeados por avenidas las cuales sirven como vías de acceso a zonas residenciales, y son utilizadas como zonas de paseo para los visitantes del Bosque.

En la actualidad existen taludes con pendiente negativa dentro de la tercera sección del Bosque de Chapultepec. De los cuales en algunos casos han presentado deslizamientos de tierra, así como desprendimientos de bloques de tamaño considerable. Mismos que han llegado a obstruir vialidades; Representando esto un

peligro para los peatones y la circulación que accede a esta zona. Un ejemplo de lo anterior se muestra a continuación en la figura 1.7



*Fig. 1.7 Ejemplo de un desprendimiento de roca a lo largo de la cara Norte del talud.*

# Capítulo II

## Fundamentos teóricos

En este capítulo se presentan las bases teóricas de los métodos sísmicos tanto activos como pasivos empleados para caracterizar un talud de la 3ª sección del bosque de Chapultepec, estos métodos son refracción sísmica, análisis multicanal de ondas superficiales MASW, por sus siglas en inglés e Interferometría Sísmica (IS). Estas bases teóricas permitirán comprender de manera más clara los resultados obtenidos en el talud expuesto en la 3ª sección del Bosque de Chapultepec. También se mencionaran de manera breve otras técnicas basadas en el registro de vibraciones ambientales.

### 2.1 Sísmica activa

Los métodos de sísmica activa son comúnmente utilizados en geotecnia para caracterizar el subsuelo. Estos métodos utilizan una fuente controlada la cual puede ser ya sea un marro o explosivos, si el área a estudiar lo permite. Esta fuente controlada permite generar ondas elásticas las cuales viajaran bajo la superficie del suelo y serán registradas por varios receptores (geófonos) los cuales estarán separados a una distancia determinada.

#### 2.1.1 Refracción sísmica

En la actualidad la exploración sísmica es una de las áreas dentro de la geofísica que proporciona una excelente profundidad de investigación y buena resolución de la estructura del subsuelo. Esto depende tanto de la longitud total del tendido, la energía generada por el tipo de fuente utilizada, la frecuencia natural de los geófonos utilizados y las condiciones geológicas del medio. En la prospección sísmica la fuente es conocida y controlada, a diferencia de la sismología donde lo que busca es conocer la fuente.

Los enfoques tradicionales de pruebas sísmicas que implican el uso de métodos de fuente activa tales como la sísmica de refracción, y en particular en aplicaciones geotécnicas, la sísmica de refracción ha mostrado buenos resultados (Whiteley, 1994).

El principio básico de la refracción sísmica consiste en generar ondas elásticas y medir el tiempo que tardan en desplazarse a partir de la fuente mientras atraviesa el medio en cuestión, hasta llegar a los receptores (geófonos) los cuales están dispuestos sobre la superficie a lo largo de una línea recta (Telford, 1990).

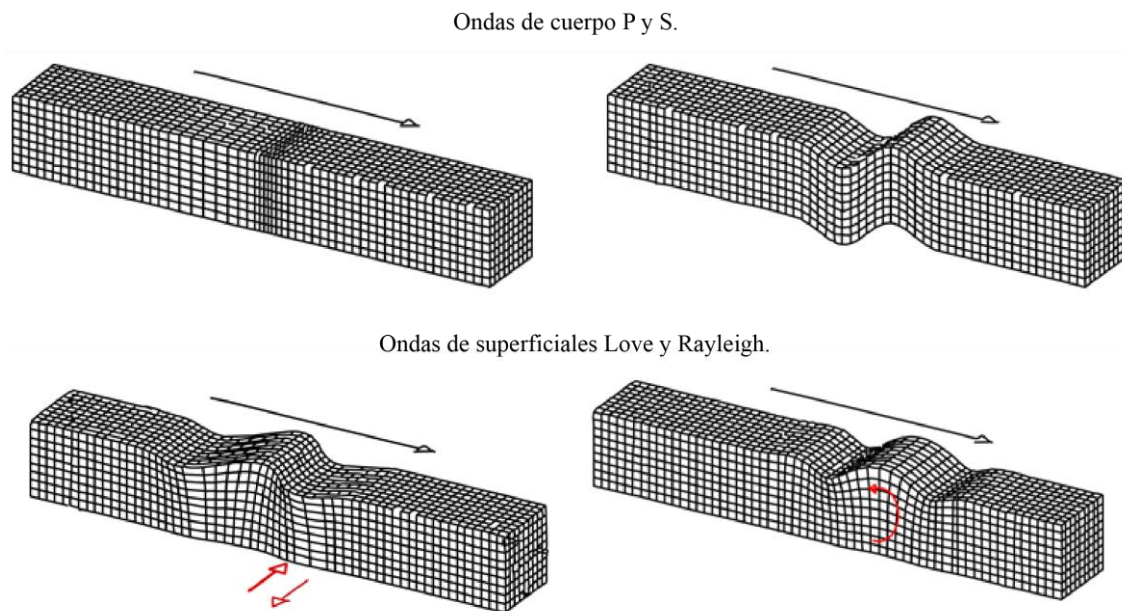
Este método se basa en que la velocidad de propagación de ondas de cuerpo es una función de las constantes elásticas del medio a través del cual se desplazan. Si una onda llega al límite entre dos medios con propiedades elásticas distintas, una parte se refleja y la otra se refracta (Terzaghi, 1973).

La exploración sísmica se inició en el campo de la investigación petrolera, donde ha tenido mayor auge, y donde han desarrollado nuevas técnicas de procesamiento e interpretación. En los últimos años ha sido aplicada en proyectos de ingeniería civil e investigaciones de agua subterránea (Sheriff, 1991).

En el método de refracción sísmica, una fuente genera una perturbación sísmica en el medio, la cual se propaga dentro del subsuelo; esta perturbación viaja hasta alcanzar puntos llamados interfaces, donde cambian las propiedades elásticas del medio, velocidades principalmente.

En las interfaces ocurre un proceso de partición de la energía, por lo cual una porción de la energía continúa su propagación hacia el interior de la tierra, mientras que la otra porción regresa a la superficie, donde es registrada por los geófonos.

Estas perturbaciones sísmicas, originan diferentes tipos de ondas de entre las cuales destacan las ondas Love, Rayleigh, S y P. Esta última es también conocida como onda longitudinal, y tiene un interés fundamental en el método de refracción sísmica (Figura 2.7).



**Figura 2.7** Esquematización de los diferentes tipos de ondas elásticas, ondas de cuerpo (arriba) y ondas superficiales (abajo) (SMIS, 2014).

Los tiempos de arribo de las ondas primarias generadas en este método son representados mediante graficas las cuales se llaman dromocrónicas, y dentro de estas graficas se pueden deducir las velocidades de las ondas directas y refractadas; las primeras viajan por el estrato superior, y las segundas proporcionan la información de los estratos subyacentes.

Las ecuaciones que representan el comportamiento de dichas ondas se presentan a continuación:

**Onda directa**, donde  $V_1$  es la velocidad de la primera capa.

$$t = \frac{x}{V_1} \quad 2.1$$

**Onda refractada**,  $V_2$  es la velocidad de la segunda capa y  $T_1$  es el tiempo de origen de la primera capa.

$$t = T_1 + \frac{x}{V_2} \quad 2.2$$

De la ecuación anterior se puede verificar la Ley de Snell

$$\text{sen } i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad 2.3$$

Donde  $i_c$  es el ángulo de incidencia.

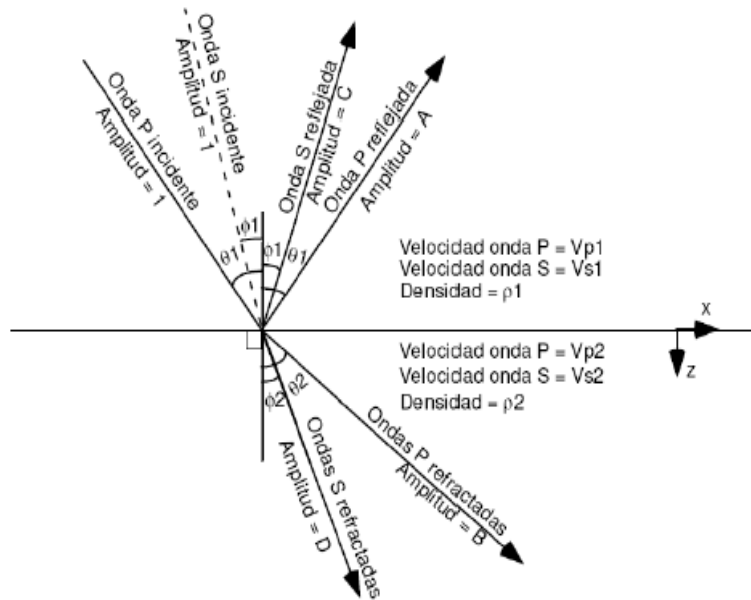
**Onda reflejada**, donde  $t_0$  es la ordenada de la curva reflejada en el origen.

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_1^2} \quad 2.4$$

Existen un conjunto de principios y leyes los cuales describen la propagación y la trayectoria de las ondas sísmicas durante el proceso de refracción (Sheriff, 1995):

- **Principio de Huygens:** Establece que todos los puntos de un frente de onda actúan como puntos de origen para la producción de nuevos frentes de ondas, los cuales se extienden en todas las direcciones. El nuevo frente de onda será la envolvente de todos los pequeños frentes de onda.
- **Principio de Fermat:** Establece que el movimiento ondulatorio entre dos puntos, sigue la trayectoria de tiempo mínimo.
- **Ley de Snell para refracción:** Relación existente entre la dirección de la energía incidente y la de la energía transmitida en la interface entre dos medios que la transmiten con velocidades diferentes  $V_1$  y  $V_2$ , está dada por:

$$\frac{\text{sen } \theta_1}{\text{sen } \theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$



**Figura 2.8 Relación de la Ley de Snell para cuando las ondas P y S cruzan el límite entre dos medios sólidos e isotrópicos (imagen tomada de Sheriff, 1995).**

La metodología de refracción sísmica se basa en la característica que presentan los materiales someros, en los cuales se establece que es necesario que se cumplan las siguientes condiciones físicas (Green, *et al.*, 1974).

- La velocidad debe aumentar con la profundidad, es decir  $V_3 > V_2 > V_1$  considerando que la velocidad de la onda P se rige por la ecuación:

$$A = \left[ \frac{\left( k + \frac{4\mu}{3} \right)}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}} \quad 2.5$$

Dónde:

$V_1$  = Velocidad de propagación de onda en el medio 1

$V_2$  = Velocidad de propagación de onda en el medio 2

$V_3$  = Velocidad de propagación de onda en el medio 3

K = Módulo de Bulk

$\mu$  = Módulo de rigidez

$\rho$  = Densidad del material

- Los espesores de los estratos deben ser menores comparados con la longitud del tendido.
- El espesor de la primera capa se obtiene a partir de la siguiente expresión.

$$H = \frac{X_B}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad 2.6$$

Dónde:

H = Espesor de la capa

X<sub>B</sub> = La abscisa del primer cambio en la dromocrónica (Cross-Over-Point)

V<sub>1</sub> y V<sub>2</sub> = Velocidades de la primer y segunda capa.

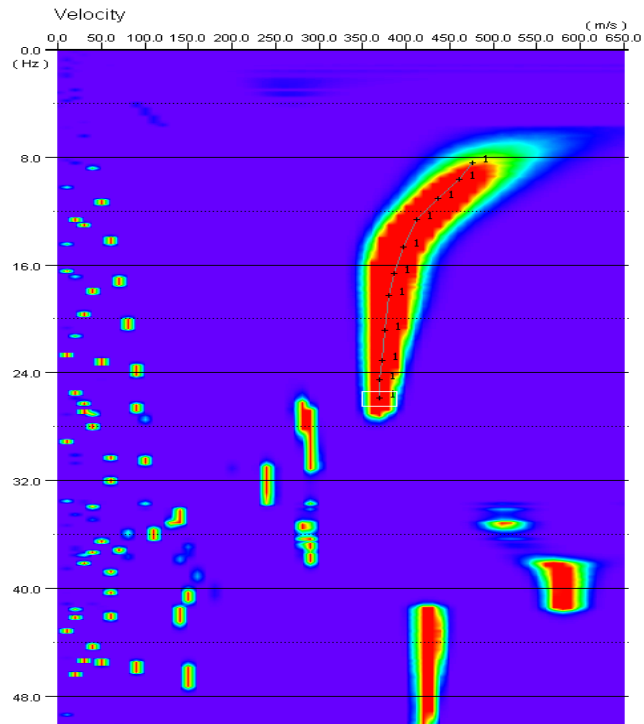
### 2.1.2 Análisis multicanal de ondas superficiales (MASW)

El método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW, por sus siglas en inglés) es uno de los métodos de prospección sísmica no invasivo, utilizado para evaluar las condiciones elásticas del subsuelo para fines geotécnicos (Stokoe, *et al.*, 1994). El método se basa en el análisis de propagación de las ondas superficiales de tipo Rayleigh generadas ya sea por fuente activa o pasiva, con lo que se obtiene un modelo de velocidad de onda de corte (Vs), para el que es necesario obtener los parámetros de la densidad y relación de Poisson (Park, *et al.*, 1999). Los cuales se relacionan directamente con la rigidez del terreno y con la capacidad de carga del mismo.

El análisis de las ondas Rayleigh con la técnica MASW se lleva a cabo mediante un tratamiento espectral de la señal el cual facilita su identificación. Teniendo en cuenta que la velocidad de las ondas Rayleigh es función de la frecuencia. Esta relación velocidad-frecuencia se conoce como espectro de dispersión cuyos máximos generalmente describen la curva de dispersión de velocidad de fase, asociada al modo fundamental de ondas de Rayleigh. En este procedimiento son ignorados los modos superiores de este tipo de ondas (Park, *et al.*, 1998a; Park, *et al.*, 1999).

La generación de dicha curva de dispersión es el paso más crítico para la obtención del perfil de velocidad de onda corte, debido a que en esta curva está contenida la mayor cantidad de energía, y una estimación errónea en la misma ocasionaría resultados erróneos y por consiguiente una mala interpretación. Un ejemplo de esta curva se muestra en la Fig. 2.9, en la cual se aprecia en color rojo la curva estimada y en puntos negros el picado manual a partir de un registro sísmico de 42 geófonos. Esta curva es representada por la velocidad de fase vs frecuencia (Yilmaz, 1987).





**Figura 2.9** Ejemplo de una curva de dispersión de velocidad de fase, correspondiente al experimento realizado en el Talud. Los puntos negros indican la curva de dispersión picada manualmente. En la que se observa que la mayor cantidad de energía se encuentra contenida entre 8 y 27 [Hz] aproximadamente. (puntos negros).

El método puede clasificarse de acuerdo al tipo de fuente utilizada ya sea activa, pasiva o una combinación de ambas. En el método activo, una fuente transitoria o continua se usa para generar ondas superficiales en un rango de frecuencias el cual va a depender del tipo fuente y receptores utilizados.

Dicho método, sin embargo, está limitado para caracterizar la estructura profunda debido a la dificultad para generar energía de baja frecuencia, y contar con sensores de baja frecuencia (Park, et al., 1999).

A partir de la obtención de la curva de dispersión de los registros obtenidos en campo, se pueden separar los diferentes modos con una buena resolución, lo que facilita la identificación del modo fundamental el cual representa a dicha curva.

A los registros en el dominio del tiempo  $u(x,t)$  se les aplica la transformada de Fourier para llevarlos al dominio de la frecuencia,  $U(x,w)$ , la cual es representada por la siguiente ecuación.

$$U(x, w) = \int u(x, t) e^{iwt} dt \quad 2.7$$

El espectro de Fourier  $U(x, \omega)$  se puede expresar como el producto de dos términos:

$$U(x, \omega) = P(x, \omega)A(x, \omega) \quad 2.8$$

Donde  $P(x, \omega)$  y  $A(x, \omega)$  son los espectros de fase y amplitud respectivamente.

El espectro de fase proporciona la información de las propiedades de dispersión del medio, mientras que en el espectro de amplitud quedan contenidas otro tipo de propiedades como son la atenuación impuesta por las propiedades del medio y divergencia esférica asociada a la forma en que se propaga la energía dependiendo del tipo de onda.

La expresión 2.8 puede expresarse de la forma siguiente:

$$U(x, \omega) = e^{-i\Phi x} A(x, \omega) \quad 2.9$$

Donde

$$\Phi = \frac{\omega}{C_\omega}$$

$$\omega = (2\pi f)$$

$C_\omega$  = velocidad de fase para la frecuencia  $\omega$ .

Ahora bien aplicando la siguiente integral podemos transformar  $U(x, \omega)$  en  $V(\omega, \phi)$  de la siguiente forma:

$$V(\omega, \phi) = \int e^{i\phi x} \left[ \frac{U(x, \omega)}{|U(x, \omega)|} \right] dx \quad 2.10$$

$$V(\omega, \phi) = \int e^{-i(\Phi - \phi)x} \left[ \frac{A(x, \omega)}{|A(x, \omega)|} \right] dx \quad 2.11$$

La curva de dispersión será el resultado de la transformación de  $V(\omega, \phi)$  a  $I(\omega, \phi)$  a través de un cambio de variables de tal forma que  $C_\omega = \frac{\omega}{\phi}$ . Por lo tanto existirán valores diferentes de  $C_\omega$  para cada valor de frecuencia ( $\omega$ ), lo que permitirá que se cumplan las condiciones necesarias para la construcción de la curva de dispersión (Park, *et al.*, 1998a).

## 2.2 Sísmica Pasiva

Existen situaciones en ambientes urbanos donde es limitado aplicar métodos que utilicen sísmica activa, debido a la dificultad de utilizar una fuente lo suficientemente fuerte para alcanzar la profundidad requerida en dichos ambientes urbanos (Whiteley y Greenhald, 1979), por ello es una gran alternativa el aplicar métodos de sísmica pasiva, debido a la facilidad de adquisición y buena penetración en cualquier tipo de ambientes.

La sísmica pasiva consiste en la toma de registros de ruido sísmico o ruido ambiental. Es decir el movimiento del suelo generado por fenómenos naturales, actividad humana, tráfico vehicular, uso de maquinaria pesada etc. Puede ser registrado con diferentes disposiciones geométricas de sensores, a lo largo de una ventana temporal determinada, dicho registro puede variar desde unas horas hasta varios días o meses.

Los registros de sísmica pasiva se caracterizan por tener una baja amplitud y un amplio rango de frecuencias, debido a las propiedades de dispersión de las ondas superficiales.

La sísmica pasiva tiene como objetivo determinar la distribución de la velocidad de ondas de corte (Vs) a través del subsuelo hasta varias decenas de metros de profundidad.

El procesamiento de los datos obtenidos mediante sísmica pasiva se lleva a cabo mediante un análisis espectral de las ondas superficiales de tipo Rayleigh, las cuales están contenidas en los registros de ruido sísmico ambiental, el cual es producido por la actividad humana. La aplicación de este método en la geotecnia radica en importancia de tomar registros sísmicos para determinar la respuesta sísmica del terreno en zonas urbanas, en las que se tengan proyectadas obras de ingeniería y que no sea factible la aplicación de métodos geofísicos convencionales que requieran la utilización de fuentes activas.

Entre las metodologías de sísmica pasiva están aquellas que utilizan ruido sísmico como lo es SPAC, ESPAC, H/V, e Interferometría Sísmica (IS). Los primeros tres se describen de manera breve y el último de forma más detallada.

### 2.2.1 SPAC Y ESPAC

El método SPAC (por sus siglas en inglés *Spatial Autocorrelation Method*) fue propuesto por Aki en 1957, es un método cuyos fundamentos físicos y matemáticos permiten estimar el modelo de velocidades del sitio de estudio a partir de registros de microtemores. Pudiendo utilizarse, ya sea la componente vertical o las componentes horizontales, es decir N-S, E-O. Las cuales se asume que están formadas por ondas superficiales, y a través de arreglos instrumentales de varias estaciones es posible estimar dicho modelo (Aki, 1957)

A partir de la estructura de velocidades encontrada se puede calcular la respuesta de sitio en una amplia banda de frecuencias, dentro de la que puede existir amplificación importante del movimiento, en el rango de frecuencias de interés en ingeniería sísmica (Flores-Estrella, 2004).

La metodología básica para la adquisición y procesamiento mediante este método consiste en las siguientes etapas:

- Adquisición de los registros de ondas superficiales en una ventana de tiempo determinado.
- Correlación del ruido registrado entre pares de estaciones.
- Cálculo de los coeficientes de correlación
- Ajuste de la función Bessel de orden cero.
- Obtención de la curva de dispersión.
- Inversión de la curva de dispersión para obtener un modelo de velocidad.

Ling y Okada, (1993) propusieron una variante del método SPAC al cual nombraron E-SPAC, el cual determina la velocidad de fase mediante el ajuste de los coeficientes de correlación de la función Bessel que está en función de la distancia entre estaciones, y cuyos registros son tomados en tiempos diferentes de observación, por lo tanto los datos pueden ser procesados conjuntamente y no necesariamente separados.

## 2.2.2 Método de Nakamura H/V

Este método se refiere al cociente espectral existente entre el espectro de Fourier de las componentes horizontales y vertical (N-S, E-O y vertical) tomadas a partir de registros de vibraciones ambientales registrados en superficie, es decir el promedio de dichos espectros. Proporciona el periodo fundamental del subsuelo, el cual tiene gran influencia la velocidad de la onda de cizalla o de corte, Nakamura, (1989).

El método H/V (cocientes espectrales) se deduce a partir de una función de transferencia de las capas superficiales. En el cual se supone un suelo blando sobre un suelo duro. Dicha función de transferencia involucra cuatro espectros,  $V_S$ ,  $H_S$ ,  $V_B$  y  $H_B$ , que son los espectros de Fourier para las componentes verticales y horizontales, para la superficie (S) y el semiespacio (B). Dicha función de transferencia se muestra a continuación:

$$S_E = \frac{H_S}{H_B} \quad 2.12$$

Dónde:

$H_S$  = Espectro de Fourier de la componente horizontal en la superficie.

$H_B$  = Espectro de Fourier de la componente horizontal en el semiespacio.

La componente vertical refleja el efecto de las fuentes locales, el cual no se ha amplificado por las capas someras, es decir el efecto de las ondas Rayleigh ( $A_s$ ), el cual queda expresado de la siguiente forma.

$$A_s = \frac{V_s}{V_B} \quad 2.13$$

Dónde:

$V_s$  = Espectro de Fourier de la componente vertical en la superficie.

$V_B$  = Espectro de Fourier de la componente vertical en el semiespacio.

De lo anterior, la función para obtener el efecto de sitio queda de la siguiente forma:

$$S_M = \frac{S_E}{A_s} \quad 2.14$$

Pero si el cociente  $H_B/V_B$  es uno, dicha función de sitio será corregida en término de la fuente, quedando expresada como se muestra en la ecuación 2.15. Con lo que se tiene que en la función de transferencia de la componente vertical se mantienen las características de la componente del semiespacio.

$$S_M = \frac{H_s}{V_s} \quad 2.15$$

### 2.2.3 Interferometría sísmica (IS)

La interferometría sísmica (IS) es una técnica relativamente nueva la cual nos permite caracterizar el subsuelo mediante la propagación de ondas entre receptores, y utiliza los reflejos conocidos como múltiples o scattering provenientes del subsuelo que proporcionan información de las estructuras en profundidad presentes en el medio (Schuster, 2009).

La IS tiene sus orígenes a partir de las investigaciones realizadas por el profesor Jon Claerbout, quien demostró como la función de Green puede ser obtenida mediante la correlación de trazas generadas por fuentes enterradas a una profundidad desconocida (Claerbout, 1968).

Dicha función de Green es posible obtenerla al medir el tiempo que tarda la energía en viajar al interior de la Tierra desde un punto en la superficie y en regresar a ese mismo punto sin tener que usar una fuente en la superficie (Claerbout, 1968).

La teoría de Claerbout se demostró para un medio 1-D (Claerbout, 1968), (Scherbaum, 1987), (Katz, 1990) validándose para sismogramas sintéticos (Claerbout, 1968). Sin embargo (Claerbout, 1999), creía que el mismo procedimiento podía ser aplicado para modelos multidimensionales, (Claerbout, 1999), (Schuster, 2003; Yu, 2003) extendieron el procedimiento para un medio 3-D

con una distribución de fuentes bajo la superficie con tiempos de excitación desconocidos, siempre y cuando la localización de las fuentes fuera conocida.

La IS es considerada un método de fuente pasiva debido a que el tiempo de excitación así como la fuente son desconocidos ya que utiliza vibraciones ambientales para sus registros, correspondientes a eventos múltiples de scattering.

El procedimiento básico para la obtención de la función de Green a partir de eventos sísmicos registrados en dos o más receptores es aplicar la correlación entre pares de estaciones y posteriormente sumar el correlograma (Gouedard, 2008).

En el caso de que, el campo de ondas sea excitado por una fuente impulsiva en B con un tiempo inicial  $t_s$  y un receptor en A el cual describe la función de Green  $g = (A, t|B, t_s)$ . Donde la cantidad de N fuentes de profundidad  $Z_A$  estará representada por la ecuación:

$$\phi(B|A) = \sum_{Z_A} D(B|A)D(B|A)^* \quad 2.16$$

Donde  $A = (x_A, y_A, z_A)$  representa la posición de la fuente y

$B = (x_B, y_B, 0)$  la posición del receptor justo por encima de la fuente enterrada bajo la superficie del suelo.

Ahora al aplicar la transformada inversa de Fourier ( $F^{-1}$ ) a la función de correlación  $\phi(B|A)$  se obtiene:

$$\phi(B, t|A) = N \left[ \underbrace{2\pi \delta(t + \tau_{,zy})}_{\text{Anticausal}} + 4\pi \delta(t) + \underbrace{2\pi \delta(t - \tau_{,zy})}_{\text{Causal}} \right] \quad 2.17$$

De la ecuación anterior la parte causal corresponde al registro de datos de una fuente localizada justo por encima del cuerpo de estudio. Esta ecuación cumple con el principio de reciprocidad es decir que  $G(g|s) = G(s|g)$ .

Sin importar si la fuente de excitación está ubicada en un punto A con receptor en B o viceversa.

Las funciones de Green existen tanto en medios acústicos como elásticos, sin embargo dado que la Tierra es un medio elástico, y dentro de cualquier medio elástico se propagan las ondas sonoras, es decir que dicho medio presenta una impedancia acústica determinada, la cual es la oposición al movimiento vibratorio de las partículas que se traten de desplazar por dicho medio en un frente de onda.

La función acústica de Green en un modelo acústico lineal de densidad constante, es la respuesta de una fuente impulsiva en un punto de un medio acústico, la cual satisface la ecuación de Helmholtz al pasarlo al dominio de la frecuencia. (Morse y Feshbach, 1953)

$$(\nabla^2 + k^2)G(g|s) = -\delta(s - g) \quad 2.18$$

Dónde:

$$k = \frac{\omega}{v(g)}$$

$$\delta(s - g) = \delta(x_s - x_g)\delta(y_s - y_g)\delta(z_s - z_g)$$

Teniendo como soluciones independientes para la ecuación diferencial parcial de segundo grado la función causal y anticausal de Green denotadas por  $G(g|s)$  y  $G(g|s)^*$ .

$$G(g|s) = \frac{1}{4\pi} \frac{e^{ikr}}{r} \quad \text{Parte causal de la función de Green para un medio homogéneo} \quad (2.19).$$

Dónde:

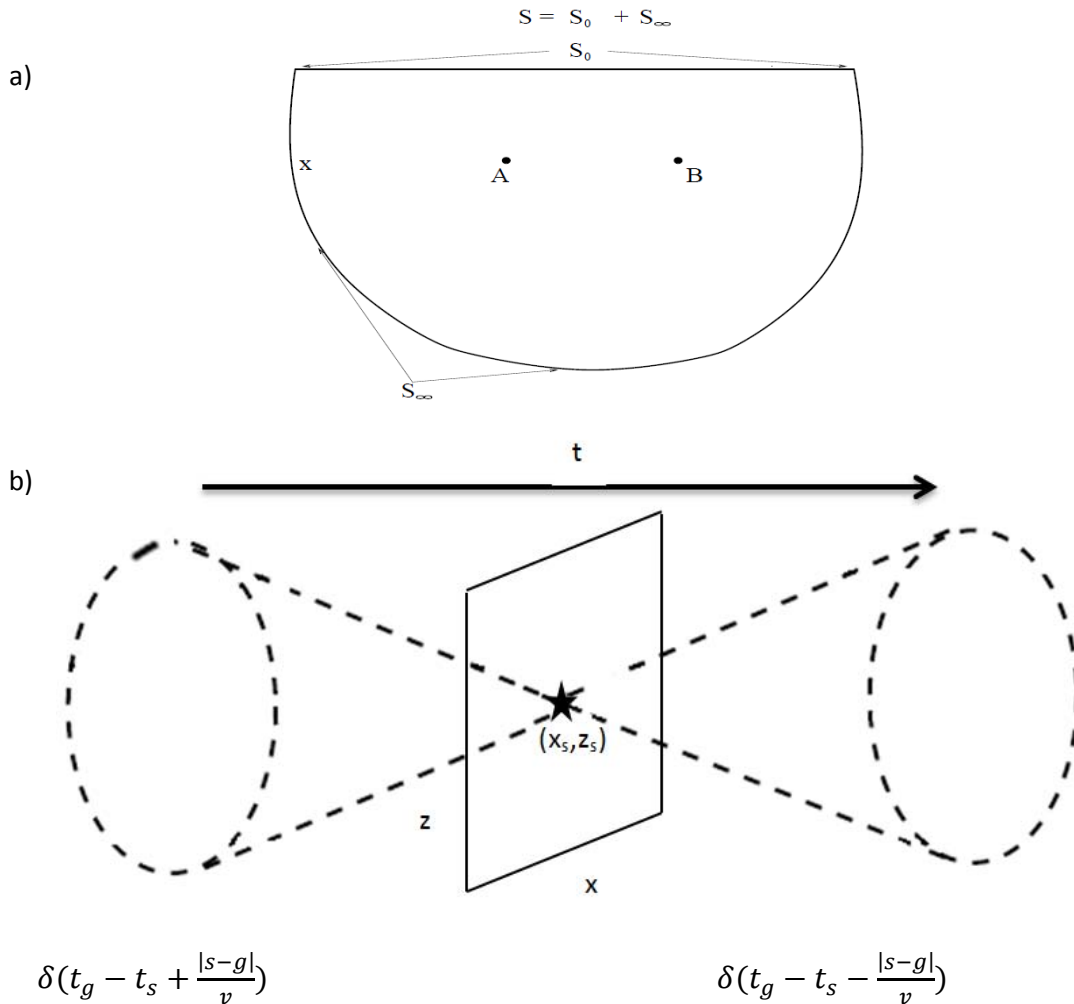
$$k = \frac{\omega}{v} \quad \text{Número de onda}$$

$$r = |g - s| \quad \text{y} \quad \frac{1}{r} \quad \text{Factor de dispersión para una propagación esférica}$$

En general la ecuación tendrá como comportamiento físico oscilaciones armónicas de una fuente en  $\mathbf{s}$  con un receptor en  $\mathbf{g}$ . Lo que lleva a que a partir del teorema de Green se tenga como resultado la ecuación acústica reciproca de tipo correlativo, la cual es la base de la Interferometría Sísmica. En esta ecuación intervienen tanto la parte causal como la parte anticausal de la función de Green, y parte del principio de que existe un volumen  $\mathbf{V}$  rodeado por una frontera  $\mathbf{S}$ .

Para que tenga validez esta ecuación  $\mathbf{A}$  y  $\mathbf{B}$  no deben estar sobre la frontera, y debido a que los integrandos son una multiplicación de funciones por sus conjugados, que a su vez mediante la transformada de Fourier se convierten en correlaciones en el dominio del tiempo, teniendo así la ecuación reciproca de tipo correlativo, que es la base de la IS.

$$G(B|A) - G(A|B)^* = \int_s \left[ G(x|B)^* \frac{\partial G(x|A)}{\partial n_x} - G(x|A) \frac{\partial G(x|B)^*}{\partial n_x} \right] d^2x \quad 2.20$$



**Figura 2.10** a) Volumen de integración dentro del límite de una frontera  $S$ . b) representación de las partes causal y anticausal de la función de Green originadas por una fuente en  $(x_s, z_s)$  (modificada de Schuster, 2009).

### 2.3 Tomografía de interferometría sísmica (TIS)

La tomografía de interferometría sísmica es un método para generar imágenes de la distribución de velocidad de propagación de ondas superficiales extraídas a partir de los registros de ruido, lo que permite analizar información acerca del subsuelo que sería difícil de obtener mediante métodos sísmicos tradicionales. Al tomar registros de ruido ambiental y al aplicar el método de tomografía de interferometría sísmica ofrece la oportunidad de representar un modelo de distribución de velocidades del subsuelo (Kimman y Trampert, 2010).

Es un método relativamente nuevo dentro de la prospección sísmica, el cual se basa en la reconstrucción de las funciones de Green a partir de la cross-correlación de registros de ruido



sísmico entre dos receptores, es decir, obtener la diferencia entre un par de señales que se encuentran sísmicamente relacionadas (Curtis, *et al.*, 2006). Con el fin de ver el carácter dispersivo de las funciones de Green para obtener el punto máximo de la envolvente de las trazas (tiempo de viaje) filtradas en un ancho de banda de diferentes frecuencias para cuantificar las variaciones de velocidad dentro del arreglo implementado a partir de las variaciones en los tiempos de retraso (Picozzi, *et al.*, 2009). Lo que permite construir una imagen de tomografía que muestra la distribución de velocidad del medio (Shapiro y Campillo, 2004).

Algunos autores han utilizado las correlaciones de registros de ruido sísmico ambiental tomado de las redes sismológicas regionales con el fin de extraer e invertir las ondas Rayleigh presentes en dichos registros a fin de producir imágenes de alta resolución de las capas superficiales del subsuelo (Shapiro, *et al.*, 2005; Sabra, *et al.*, 2005; Kang y Shin, 2006)

De lo anterior se invierten las velocidades de ondas superficiales en diferentes rangos de periodos o frecuencias, medidas para diferentes trayectorias dadas dentro de una región, con lo que se genera un modelo de velocidades el cual es conocido como tomografía de interferometría sísmica (Kimman y Trampert, 2010).

Un estudio que aborda en lo particular la tomografía de interferometría sísmica con ruido es el de Renalier, *et al.*, 2010. Estos autores crean un modelo 3D de distribución de velocidad de onda de corte a lo largo de una superficie potencial de deslizamiento. A partir de un arreglo instrumental de 13 estaciones instaladas en una región de Francia, las cuales registraron ruido sísmico durante 15 días continuos. Sus resultados muestran que es posible determinar las variaciones laterales de velocidad de onda de corte a partir de la reconstrucción de la función de Green mediante la correlación entre estaciones. Por lo que resulta factible la aplicación de este método para estudios de este tipo.

# Capítulo III

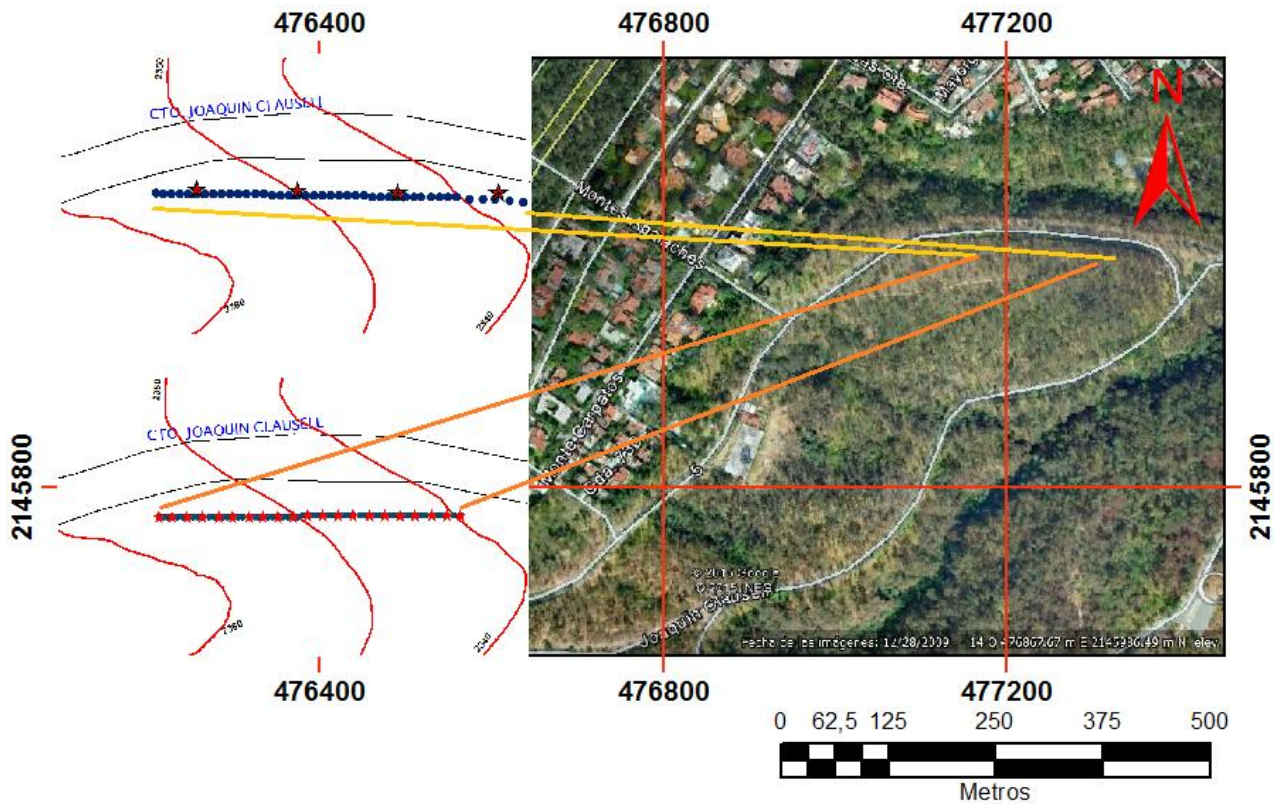
## Adquisición y procesamiento de datos

En este capítulo se describen los experimentos de sísmica activa y pasiva realizados en el talud localizado en la tercera sección del Bosque de Chapultepec dentro del circuito Joaquín Clausell al poniente de la ciudad de México. También se expone el tipo de procesamiento de datos empleado, principalmente para los datos de sísmica pasiva (uso de ruido ambiental) donde se implementó el método de interferometría sísmica (IS)

### 3.1 Sísmica Activa

Los experimentos de sísmica activa consistieron en dos líneas de refracción tomadas en dos etapas diferentes (26 de febrero del 2013 y 18 de abril del 2013), dichas líneas fueron adquiridas con un sismógrafo Seistronix modelo EX-12 con capacidad para 72 canales y geófonos verticales de 4.5 [Hz] de frecuencia natural y se utilizó como fuente de energía sísmica un marro de 10 libras conectado a un *trigger* o disparador el cual al estar unido a la base del marro y al momento de impacto con la placa metálica cierra el circuito, lo que da inicio al registro de la señal sísmica en un tiempo común cero.

El número de golpes realizados en la primer línea fue de cuatro, con una separación de 30 metros y offset de 1 metro entre cada uno. Para la segunda línea se realizaron 21 golpes espaciados a cada 9 metros y offset de 1 metro (Fig 3.1).



**Fig.3.1** *Ubicación de la zona de estudio así como distribución de la geometría de los arreglos implementados para los experimentos realizados de sísmica activa a lo largo de la cara Norte del talud ubicado en el circuito Joaquín Clausell, en la que muestra en la parte superior izquierda la geometría del experimento 1, y en la parte inferior derecha la geometría de refracción del experimento 2.*

A continuación se muestra una tabla resumen con los parámetros de adquisición para las dos líneas de refracción efectuadas. Las ubicación de los tendidos realizados para los experimentos de sísmica activa se presentan en la tabla 1, figuras 1.5 y 1.6 del capítulo 1.

Línea de Refracción	Número de canales	Intervalo de muestreo	Número de muestras	Espaciamiento entre geófonos	Longitud
1	42	0.125 [ms]	8000	5 m	210 [m]
2	60	0.125 [ms]	8000	3 m	180 [m]

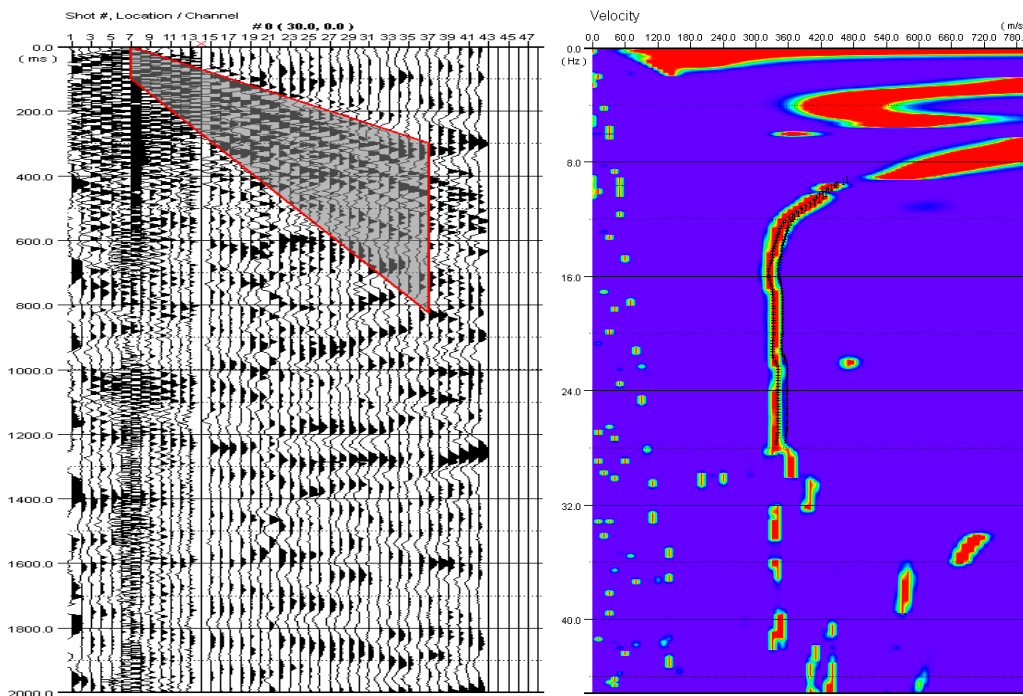
**Tabla 2** *Parámetros de adquisición para los registros de las dos líneas de sísmica activa.*

El procesamiento de los datos adquiridos para estas líneas de refracción sísmica se llevó a cabo mediante el software comercial Geogiga ® el cual es propiedad de la Facultad de Ingeniería UNAM. En especial, los datos de refracción fueron procesados mediante el módulo DwTomo®. Dicho procesamiento consistió en que a partir de los registros adquiridos se picaron los primeros arribos de la onda P, a fin representarlos en las gráficas *distancia vs tiempo*, las cuales se les conoce con el nombre de dromocrónicas, una vez que se tienen los tiempos de viaje de los primeros arribos de la onda precursora se propone un modelo inicial del subsuelo al cual mediante un método de inversión lineal generalizada genera el perfil de distribución de velocidad de onda P.

Esto nos permite obtener los perfiles de onda compresional ( $V_p$ ) para las dos líneas realizadas. Posteriormente a partir de las mismas líneas se procedió a determinar los perfiles de onda de corte ( $V_s$ ) mediante un análisis espectral de ondas superficiales.

Estos perfiles de distribución de velocidad de onda de corte se obtuvieron a través del módulo Surface Plus del software Geogiga ®. Para ello se aprovecharon las ondas superficiales generadas para cada fuente de refracción a lo largo de los tendidos. La figura 3.2b muestra el diagrama de dispersión (*velocidad vs frecuencia*) del tren de ondas de la figura 3.2a.

En ese diagrama se observa el máximo de la energía asociada a la dispersión del modo fundamental de ondas superficiales, el cual está definido entre 8 Hz y 24 Hz.



**Fig.3.2 a) Registro de refracción donde se indica el tren de ondas superficiales generadas por fuente activa para la línea 1. b) Curva de dispersión del tren de ondas donde se observa el máximo espectral en rojo, el cual indica el modo fundamental de ondas Rayleigh, y se encuentra definido entre 8 y 24 Hz.**

## 3.2 Sísmica Pasiva

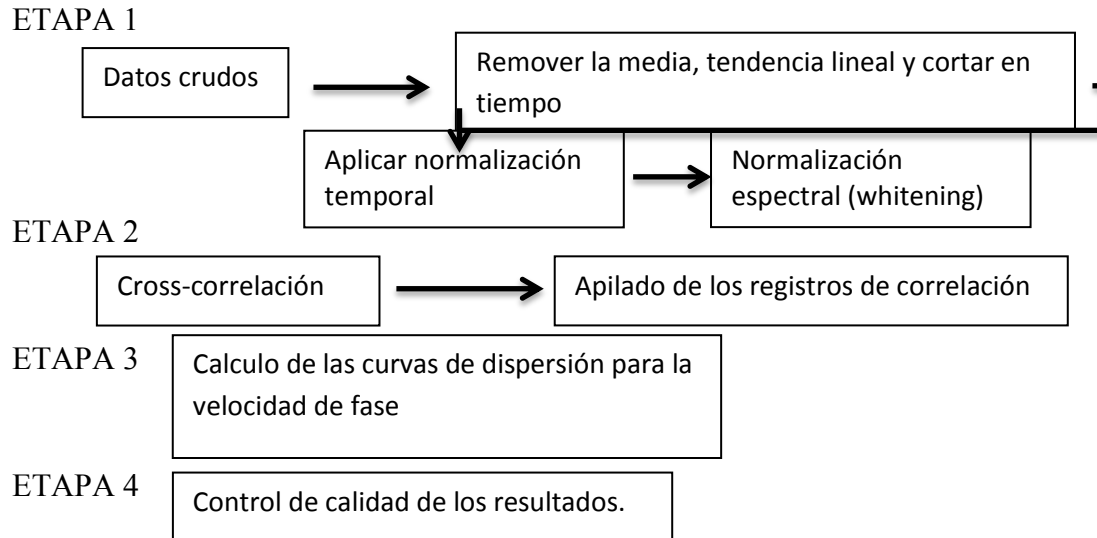
Los experimentos de sísmica pasiva realizados consistieron en 4 experimentos, en el primero se conformó un arreglo de 96 geófonos verticales con una respuesta en frecuencia de 4.5 [Hz]; 72 de cuales estuvieron conectados a sismógrafo Seistronix modelo EX-12 propiedad de la Facultad de Ingeniería UNAM, y los 24 geófonos restantes conectados a un sismógrafo de la marca Geometrix modelo Strataview, ambos sincronizados entre sí mediante un *trigger* (disparador) el cual como se mencionó anteriormente controla el tiempo de inicio de registro entre ambos sismógrafos.

A continuación se describe de forma detallada el procedimiento realizado para procesar los datos del experimento uno, y posteriormente en el capítulo 4 se describen de manera detallada los experimentos dos, tres y cuatro, debido a que estos se procesaron con la misma metodología.

Después de realizar las pruebas de conexión correspondientes se procedió a dar inicio a la toma de registros continuos de ruido sísmico, que en este caso fue de 12 minutos a una velocidad de muestreo de 250 ms.

El procesamiento para los datos de ruido sísmico mediante método de interferometría sísmica (IS) se basó en la descripción propuesta por Bensen, *et al.*, 2007, a fin de reconstruir la función de Green a partir de la -correlaciones cruzada entre pares de estaciones (Wapenaar, 2004). El proceso descrito por Bensen (Fig 3.3) tiene como finalidad adecuar los datos de ruido sísmico de tal forma que estos tengan el menor número de eventos transitorios, tratando de conservar el ruido estacionario.

A continuación se presenta una breve descripción grafica de los pasos propuestos por Bensen, *et al.*, 2007 para el procesamiento de datos a través del método de Interferometría Sísmica.



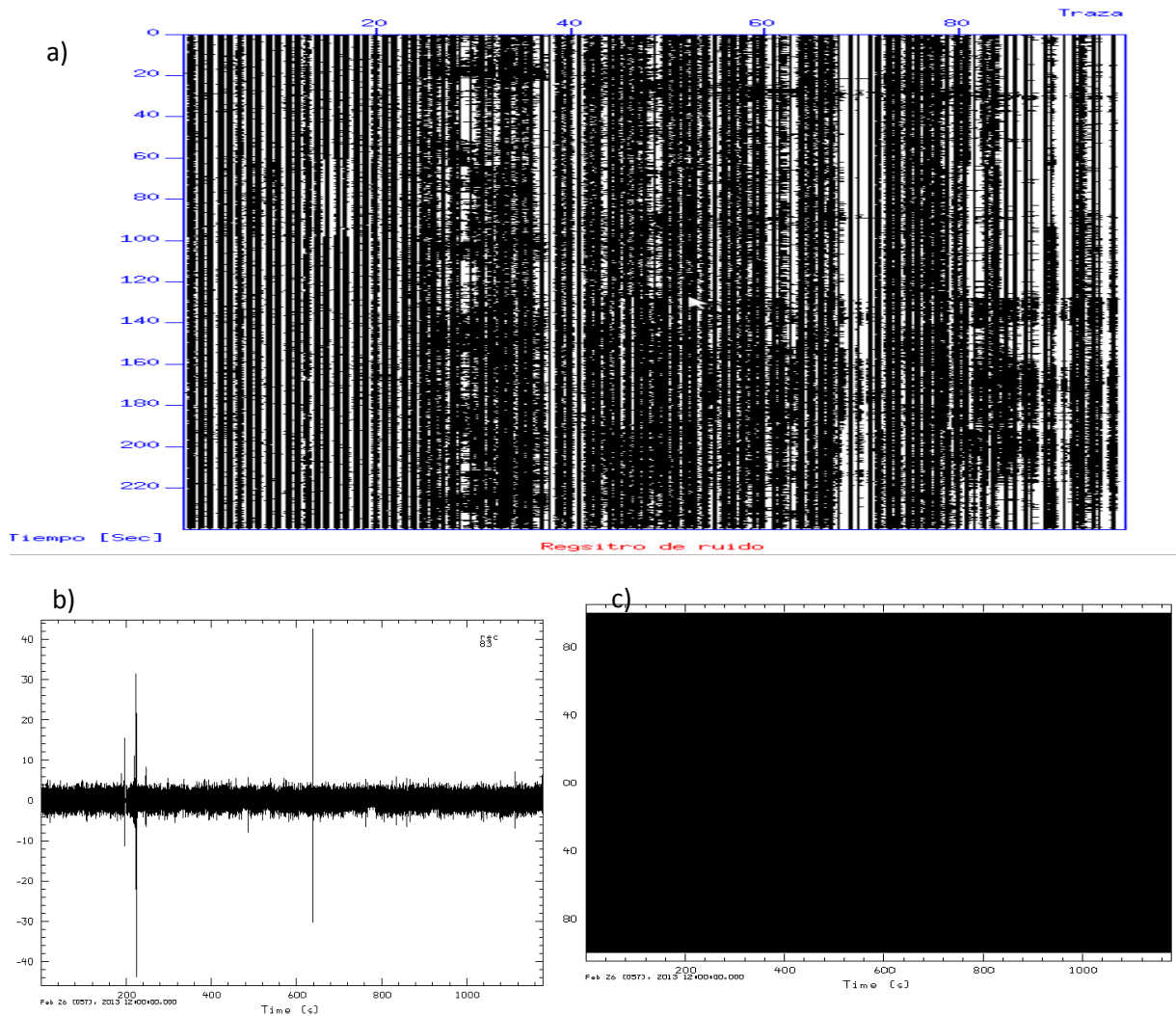
**Figura 3.3. Esquema del procedimiento básico para el procesamiento de datos de ruido. (Modificada de Bensen, et al., 2007)**

### 3.2.1 Normalización temporal y espectral (whitening)

Este procedimiento es muy importante dentro la etapa de preparación de los datos, el propósito de este es reducir los efectos de la cross-correlación causada por fuentes no deseadas, que generalmente son asociadas a la actividad humana e industrial, así como a irregularidades provenientes de la respuesta instrumental. Lo anterior con el fin de no eliminar el contenido de frecuencia de la señal.

Cabe mencionar que antes de realizar esta normalización temporal de los datos de ruido es necesario remover la media, así como la tendencia lineal.

Dicha normalización temporal se llevó a cabo mediante un método propuesto por Bensen, 2007. El cual es llama “One-Bit Normalization”, el cual consiste en retener solamente el signo de la señal, es decir reemplazar las amplitudes positivas con 1 y las amplitudes negativas con -1.



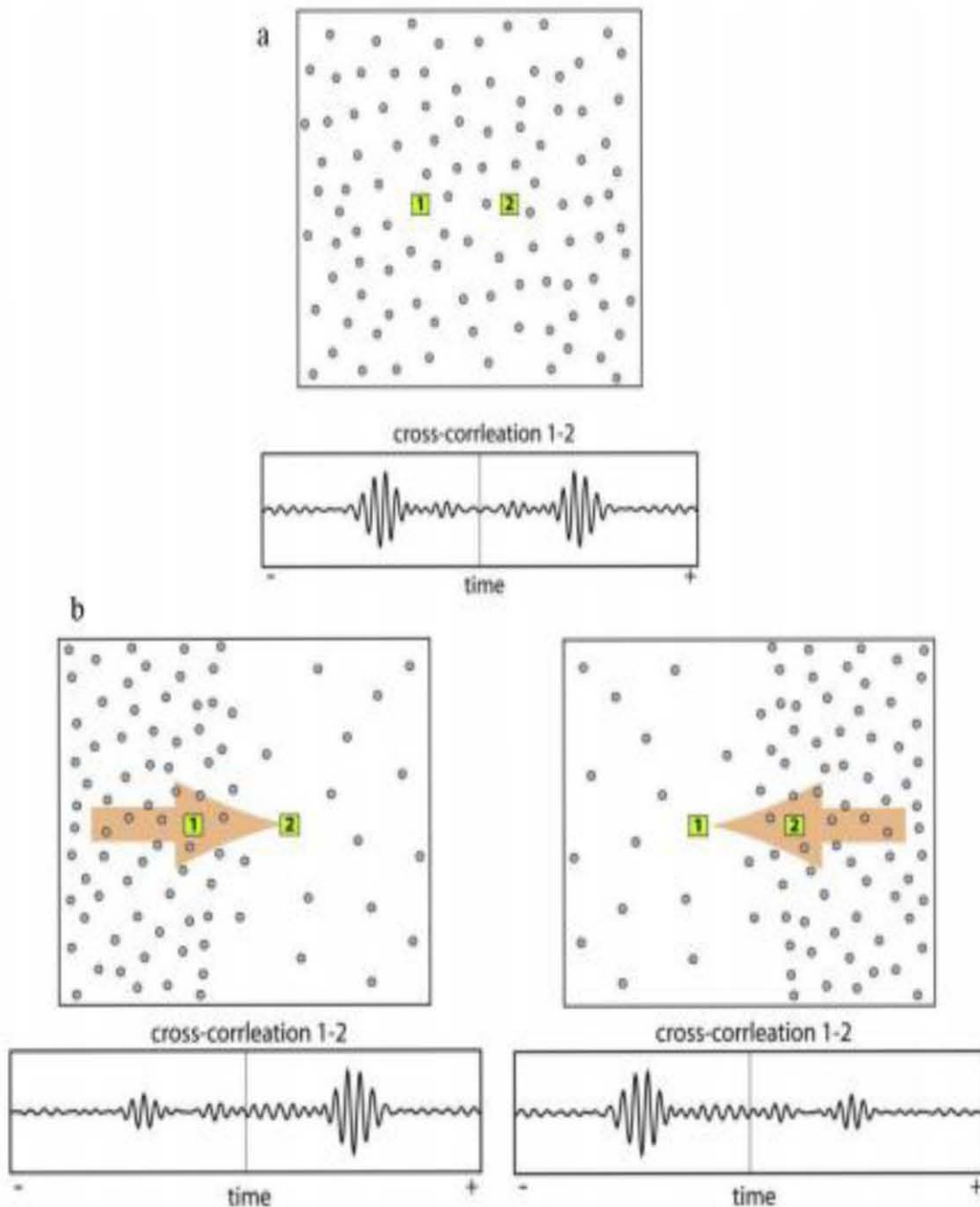
**Fig. 3.4** a) Ejemplo de registro de ruido sísmico de 96 trazas. b) traza numero 83 sin normalizar en la cual se aprecian algunos efectos transitorios (picos) que son necesarios eliminar. c) traza después de ser normalizada.

### 3.2.2 Cross-correlación y apilado (stacking)

Una vez realizado el pre-procesamiento de los datos se calculan las correlaciones cruzadas entre todos los pares de estaciones disponibles, para este caso se tuvieron un total de 9216 pares de correlaciones. La correlación se llevó a cabo para ventanas de 4 [s] en una hora de registro.

Como resultado se obtienen las funciones de Green en sus partes causal y anticausal, representando estas el tiempo de viaje en direcciones opuestas, (Stehly, *et al.*, 2006), donde el que tanto resalte la parte causal o anti-causal va a depender de donde se localice la mayor concentración de fuentes, como se muestra en la figura 3.5. Un ejemplo de lo anterior se muestra en la figura 3.6a donde se presentan las correlaciones cruzadas obtenidas para los primeros 24 receptores, en la que se aprecia con líneas rojas el tiempo máximo de viaje, resaltando en algunas

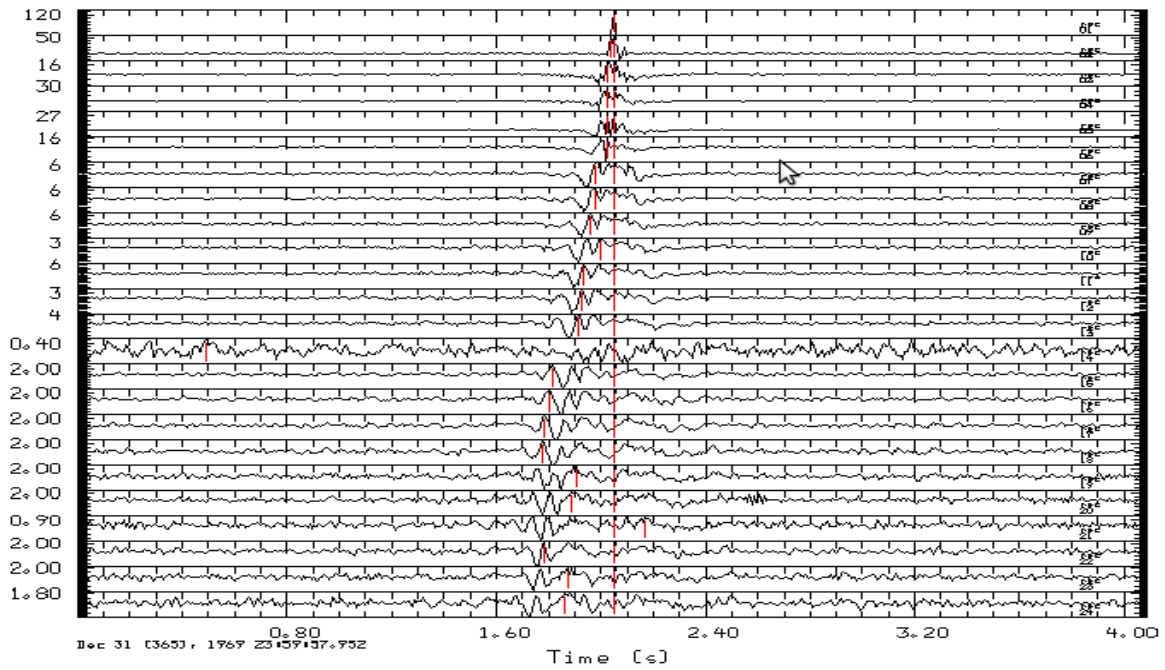
partes solo parte anticausal, y para en la figura 3.6b se tiene el apilamiento de ambas partes (causal y anticausal).



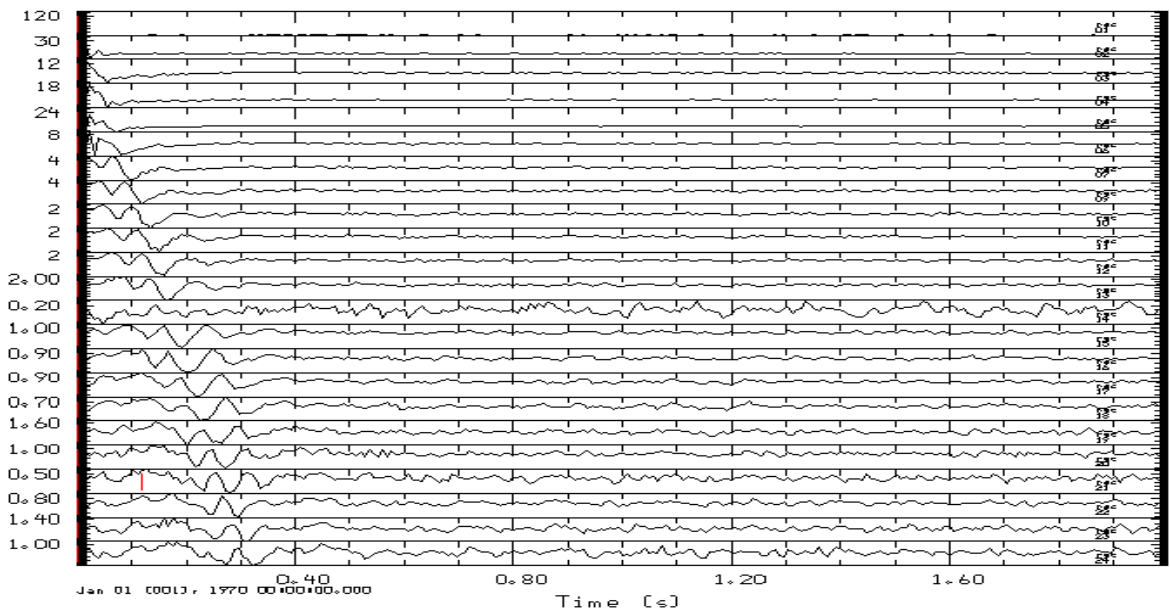
**Figura 3.5** Esquemmatización del efecto de distribución no homogénea de fuentes de ruido en la simetría de la función de Green. a) Cross-correlación simétrica entre las estaciones 1 y 2 para una distribución homogénea de las fuentes. b) Cross-correlación asimétrica para una distribución no homogénea de las fuentes. (Tomada de Stelhy, et al., 2006).



a)



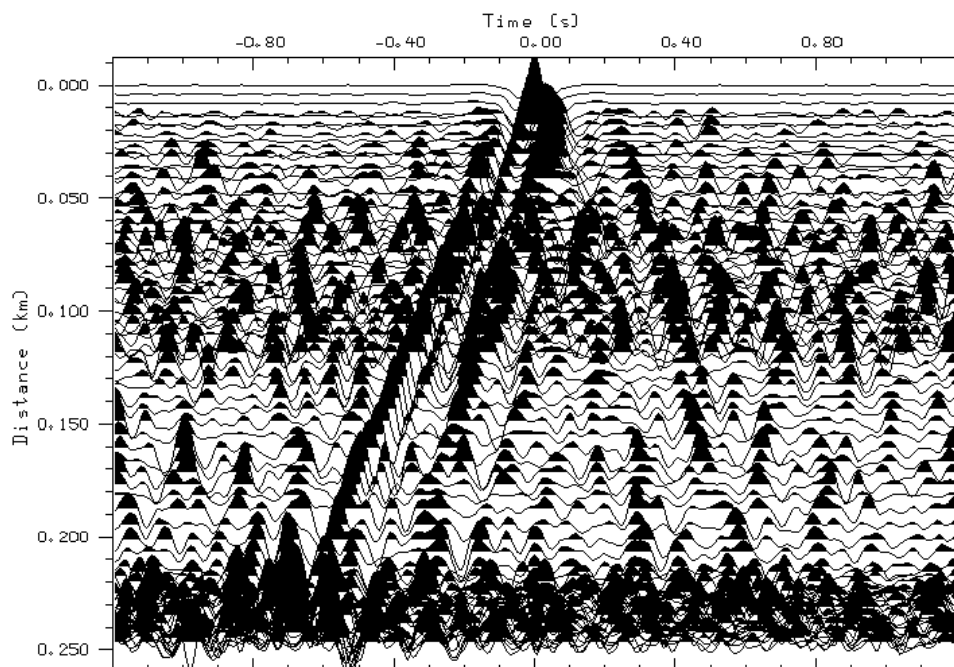
b)

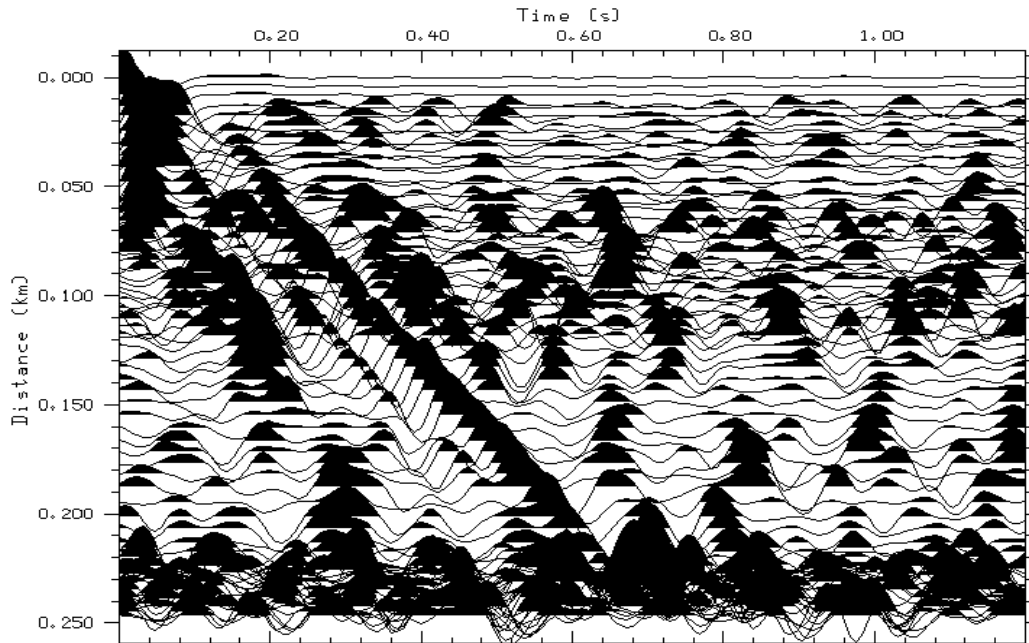


*Fig. 3.6 a) Correlaciones obtenidas para los primeros 24 receptores donde las líneas rojas indican el máximo tiempo registrado. b) Correlaciones resultado de apilar la parte anticausal y causal de la figura a)*

Como resultado final del procesamiento descrito por Bensen, 2007 para interferometría sísmica se tiene el apilamiento de 180 funciones de cross-correlaciones de 4 segundos entre cada par de receptores. A fin de lograr la emergencia de la función de Green y capturar las propiedades dispersivas del subsuelo (Shapiro y Campillo, 2004) para poder cuantificar las variaciones de velocidad a partir de los tiempos de viaje que están en función de la frecuencia, para este caso serán frecuencias no menores a 4.5 [Hz] debido a que esta es la frecuencia de corte del tipo de geófonos utilizados.

A continuación se muestra un ejemplo de la correlación cruzada con una fuente virtual en el receptor 1 respecto a los 95 geófonos restantes para el arreglo de 96 geófonos adquirido en el “Talud” con ventanas de 4 segundos y filtrada entre 4 y 16 [Hz] (Fig.3.7).





*Fig. 3.7 Sección sísmica de correlación cruzada del receptor 1 con los 95 restantes, filtrada entre 4 y 16 [Hz] con un filtro Butterworth. Se puede observar que predomina la parte anti-causal sin tener mayor variación hasta aproximadamente la mitad de las trazas (arriba). Sección sísmica una vez después de ser apilada la parte causal y anti-causal (abajo), en la cual se observa los trenes de ondas superficiales.*

### 3.3 Tomografía de tiempos de viaje mediante IS.

Con el fin de determinar la distribución de velocidades de onda de corte en el Talud de la 3ª sección del Bosque de Chapultepec mediante métodos no invasivos ni destructivos, esto por las limitaciones que pueden estar presentes en un talud, debido a las condiciones topográficas lo que dificultaría el estudio del mismo mediante técnicas convencionales aplicadas en la geotecnia, es decir ensayos directos, es que se opta en este caso por la aplicación de la IS en combinación con la Tomografía de interferometría sísmica. La cual nos proporciona los tiempos de arribo del máximo del pulso de correlación en un rango de frecuencias que van de los 4.5 a los 16 [Hz] para obtener las propiedades dispersivas de la función de Green.

Con lo anterior se puede construir imágenes de tomografía de la distribución de velocidades de onda de corte, esto a través del algoritmos de inversión del software libre *Fatiando a Terra* (Uieda *et al*, 2013) las cuales se mostraran en el capítulo siguiente.

# Capítulo IV

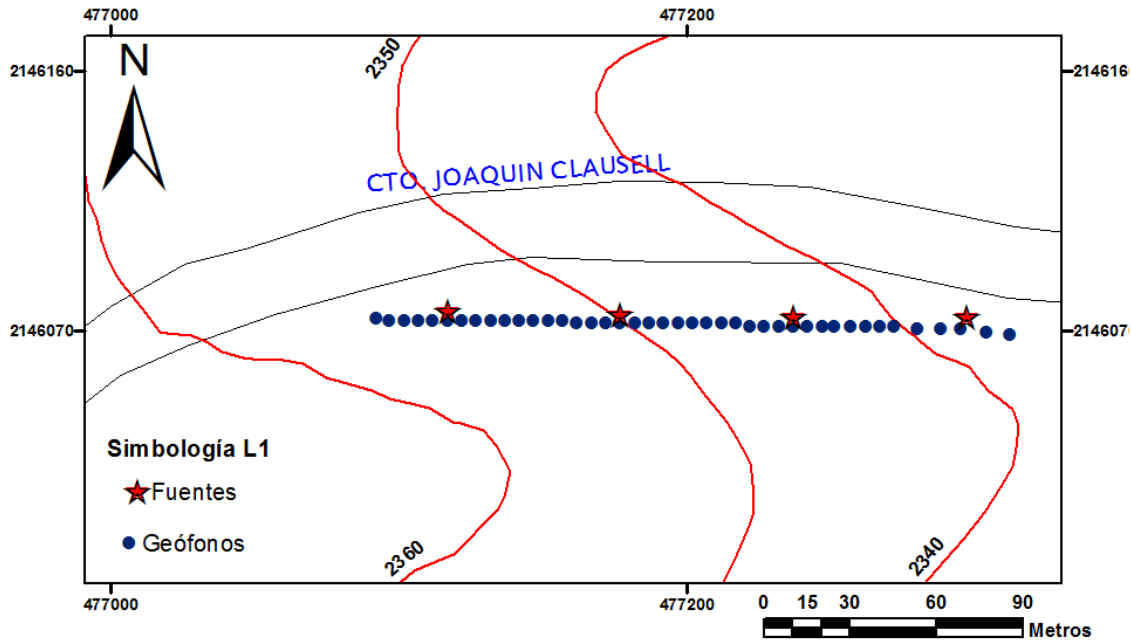
## Estructura de velocidad y módulos elásticos

En este capítulo se muestran los resultados de la estructura de velocidad onda S obtenida mediante dos métodos diferentes. El primero utiliza la técnica de refracción sísmica, la cual es utilizada a lo largo de dos líneas para conformar perfiles de onda P y S. El modelo de onda P es derivado mediante el ajuste de los primeros arribos, y la estructura de onda de corte ( $V_s$ ) con el análisis espectral de ondas superficiales. En el segundo método utilizamos la técnica de Interferometría Sísmica para obtener secciones de fuente virtual, de donde se utilizarán las propiedades dispersivas de la correlación cruzada de ruido sísmico para generar un modelo de velocidad de onda de corte a lo largo de la misma línea de refracción.

Mediante el método de IS aplicado a un arreglo 2D de 96 geófonos verticales estimamos un modelo 3D de la estructura de velocidad aparente  $V_s$  que nos permite comparar los resultados de refracción con los derivados del registro de ruido ambiental.

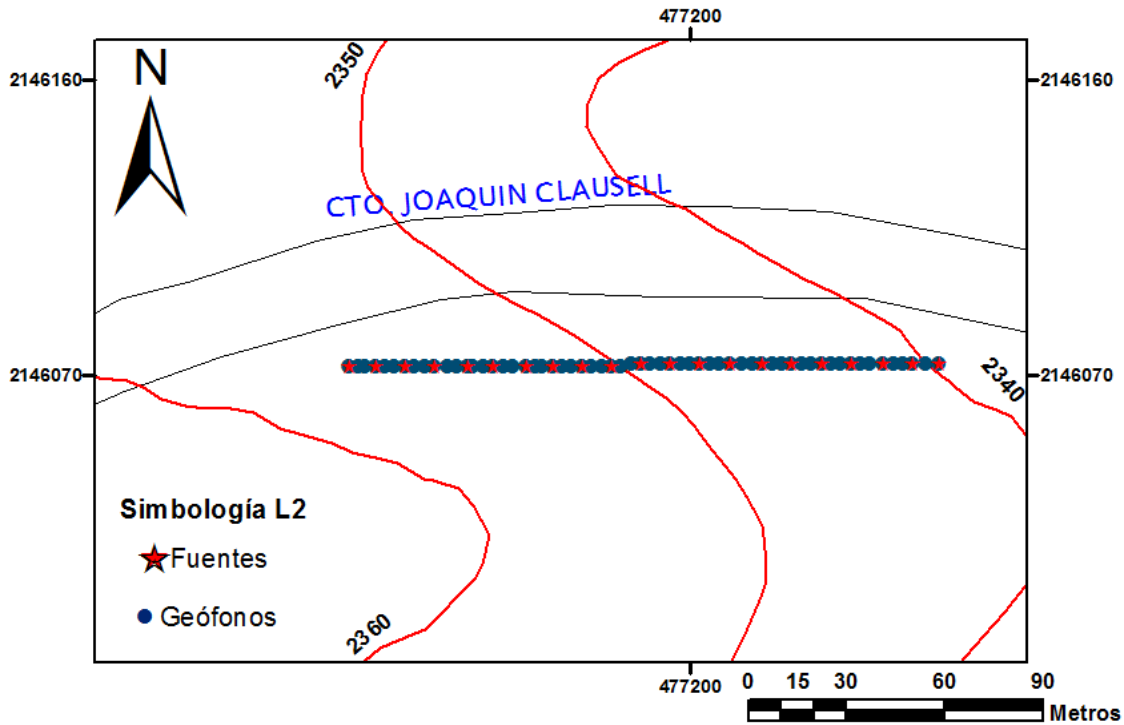
### **4.1 Perfiles de onda compresional “P” mediante el método de Refracción Sísmica**

El primer perfil de onda compresional fue adquirido a través de un arreglo lineal de 42 geófonos de 4.5 [Hz] de respuesta natural, con un espaciamiento de 5 m entre cada uno, y como fuente precursora un marro de 10 lb. Para esta línea se realizaron 4 fuentes separadas a 30, 90, 150 y 210 metros correspondientemente, cuya geometría se puede ver en la figura 4.1



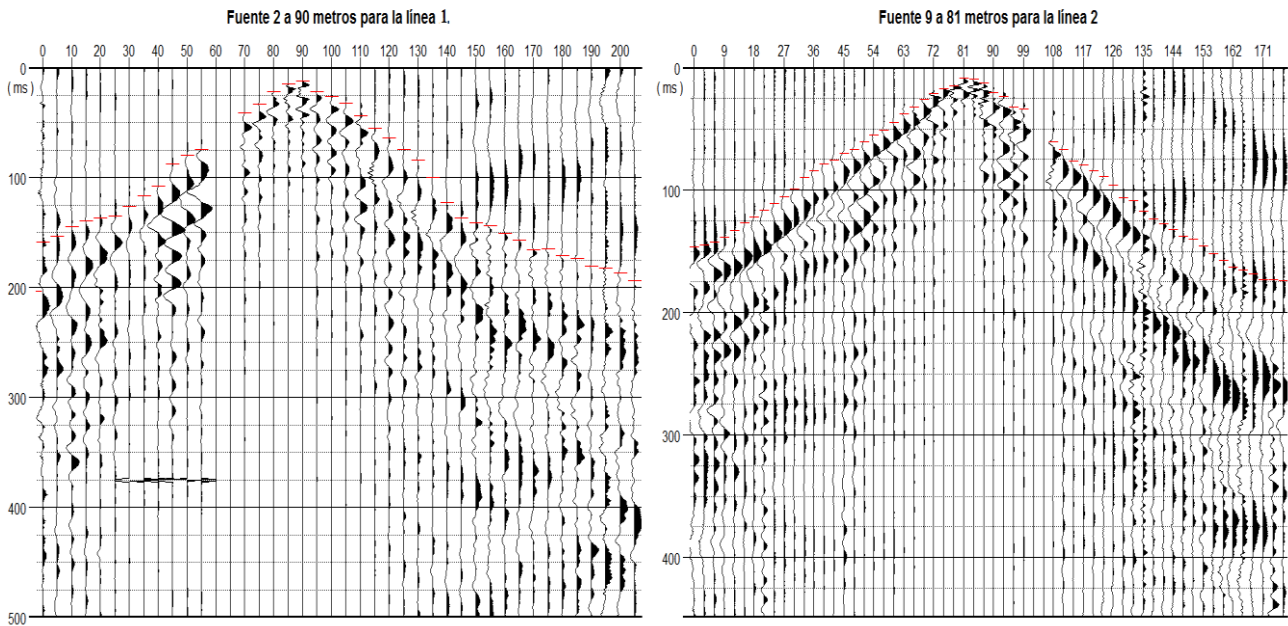
*Fig. 4.1 Localización de la línea 1 de refracción sísmica realizada paralelamente a la avenida Joaquín Clausell en un Talud ubicado en la 3ª sección del Bosque de Chapultepec, adquirido con 42 geófonos verticales de 4.5 [Hz] (triángulos azules) separados 5 m entre cada uno, y con estrellas rojas se muestran las 4 fuentes precursoras. Este tendido tuvo una longitud total de 210 metros, donde las líneas rojas continuas indican las curvas de nivel a cada 10 metros y las líneas negras continuas el circuito Joaquín Clausell.*

Para el segundo perfil se hizo un arreglo lineal conformado por 60 geófonos con separación de 3 metros entre cada uno, es decir 180 metros de longitud total y 21 fuentes a cada 9 metros de distancia (Fig. 4.2).



*Fig. 4.2 Localización del tendido correspondiente a la línea 2, adquirida con 60 geófonos equiespaciados 3 metros entre cada uno, 21 fuentes y longitud total de 180 metros corriendo paralelamente a la línea 1. Las líneas negras continuas indican la vialidad del circuito Joaquín Clausell, y las líneas rojas continuas indican las curvas de nivel a cada 10 metros.*

En la figura 4.3 se muestra un ejemplo de los sismogramas obtenidos para cada una de las líneas de refracción realizadas; los registros obtenidos para cada línea y cada fuente se pueden observar en los Anexos A y B.



**Fig. 4.3** Registros correspondientes a la segunda fuente de línea 1 (izquierda) y a la novena fuente para la línea 2 (derecha), donde se observan los primeros arribos de tiempo de viaje para la onda P.

#### 4.1.1 Línea 1 de refracción sísmica

A continuación se muestra el perfil obtenido para la onda compresional “P” de la línea 1 así como las dromocrónicas correspondientes (Fig. 4.4a). Las cuales representan el tiempo de viaje desde la fuente y a través del medio hasta llegar a los receptores. Estos tiempos de viaje se representan en una gráfica *tiempo vs distancia*.

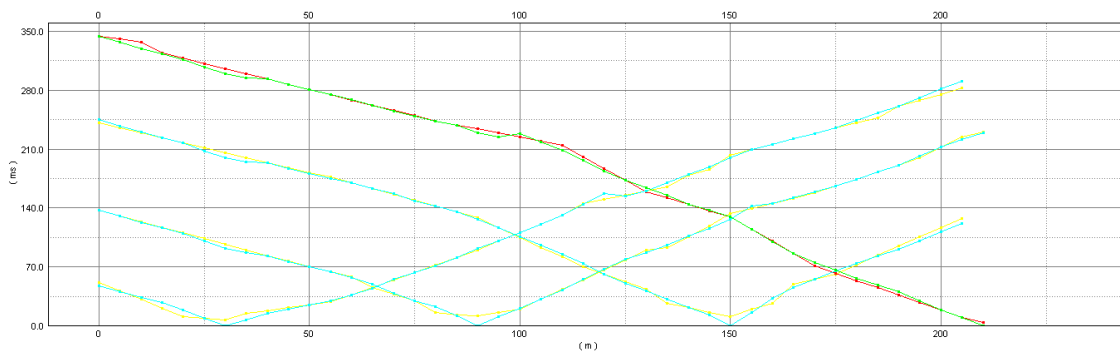
Estas graficas describen la estructura de una capa sobre un semiespacio; debido a que solo se analiza la pendiente de los primeros arribos de la onda P y la pendiente de la onda refractada, marcando estos cambios de pendiente el paso de una interface a otra. Lo que permite obtener variaciones de la estructura del subsuelo, a través del ajuste de dichos arribos respecto a su tendencia lineal.

El perfil de refracción de la línea 1 mostrado en la figura 4.4b que fue realizada con 42 geófonos y longitud total 210 m en un talud ubicado en la tercera sección del Bosque de Chapultepec en el circuito Joaquín Clausell y cuya localización se muestra en la figura 4.1, alcanzó una profundidad máxima de 17 metros aproximadamente, presentando un contraste en las velocidades obtenidas para los materiales presentes, los cuales son básicamente toba lítica y arena pumicítica.

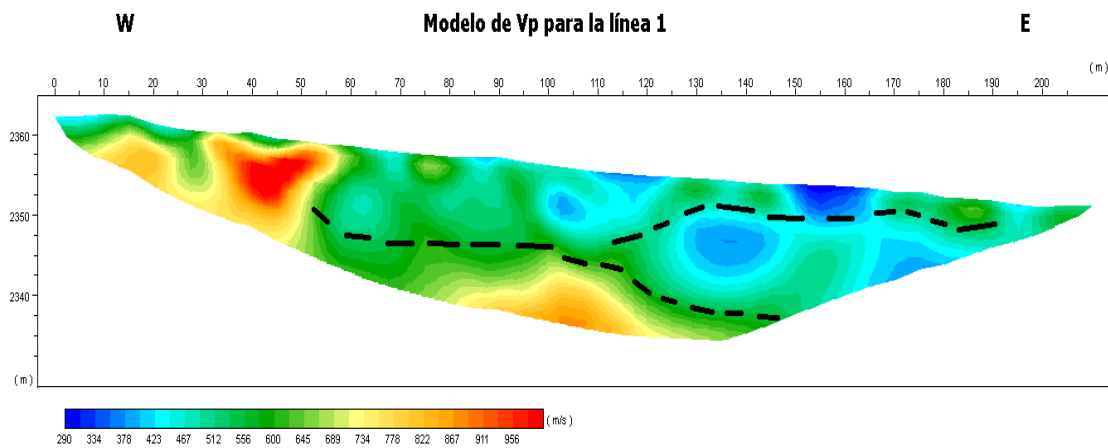
En la figura 4.4b se observa una zona de alta velocidad (aproximadamente 930 m/s) debajo del cadenamiento de 40 m, la cual contrasta con zonas de baja velocidad (menores de 450 m/s) presentes entre los cadenamientos 100 y 160 m.

Se observa que el valor promedio de onda P es de 600 m/s, siendo de principal interés las zonas de baja velocidad que se presentan en la parte media del talud y en la parte Este, presentándose en los primeros 7 m de profundidad y teniendo velocidades en un rango de los 340 [m/s] a 450 [m/s].

a)



b)



**Fig. 4.4 a) Curvas tiempo vs distancia, correspondientes a la línea 1 de refracción sísmica realizada paralelamente a la avenida Joaquín Clausell. b) perfil de distribución de velocidades correspondiente a la línea 1, en el cual se observa un contraste de velocidades siendo de principal interés las zonas de baja velocidad que se presentan en la parte media, la línea punteada indica los límites de las principales capas observadas en el perfil.**



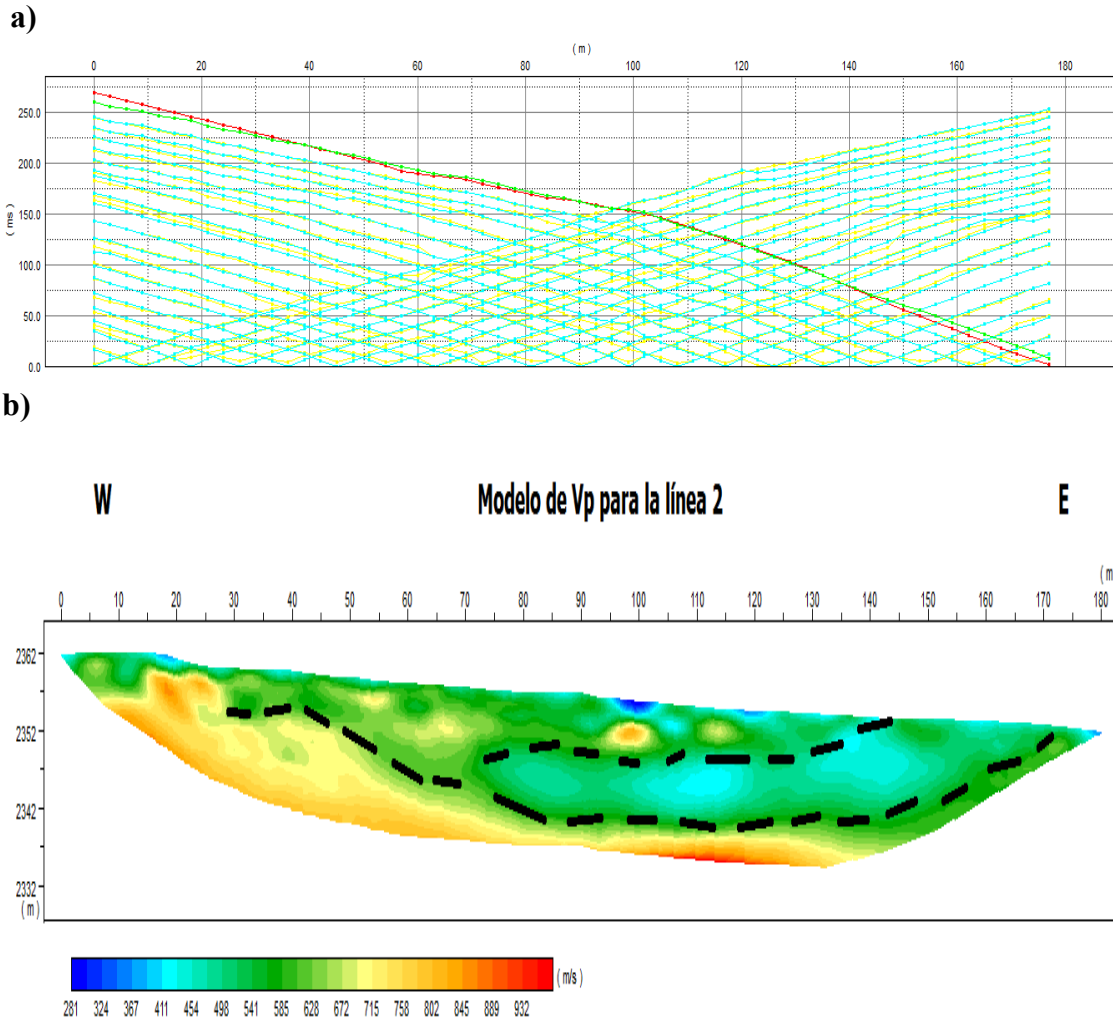
### 4.1.2 Línea 2 de refracción sísmica

Esta línea fue adquirida con 60 geófonos y una longitud de 180 metros, con la cual se alcanzaron a resolver 20 metros de profundidad para la estructura del subsuelo (Fig. 4.5b), cabe mencionar que esta línea fue adquirida de forma paralela a la línea 1 (Fig. 4.2), en esta se observa una mejor resolución horizontal y vertical del medio en cuanto a la distribución de las velocidades respecto a la línea 1, esto posiblemente a que para esta línea se tuvieron 21 fuentes las cuales permitieron tener una mayor cantidad de datos, a diferencia de la línea anterior.

En la figura 4.5a se aprecian las trayectorias de tiempos de viaje de la onda P para la línea 2, en la cual se aprecia el mejor ajuste realizado por el software Geogiga® con el módulo DwTomo®, observándose los primeros arribos así como la onda refractada, esto debido a los cambios de pendiente presentes.

En la figura 4.5b se aprecian dos capas principalmente, para la primera se tienen velocidades que van de los 500[m/s] a los 630 [m/s] en los primeros 14 metros y para la segunda capa una velocidad de 700 [m/s] a 850 [m/s].

Dentro de la primera capa en los primeros 7 metros de profundidad, después del cadenamiento 108 m, se aprecia una zona de baja velocidad de 450 [m/s] (Fig.4.5b), misma que resalta en la Línea 1 en la parte Este del talud (Fig.4.4b).



**Fig. 4.5 a) Dromocrónicas correspondientes a la Línea 2 de refracción sísmica. b) perfil de distribución de onda de compresional en la cual se observa una mejor resolución horizontal a diferencia de la Línea 1, en este perfil la línea negra discontinua indica los límites de las capas presentes y a partir del cadenamiento 72 aproximadamente hasta el cadenamiento 140 se indican las zonas de baja velocidad.**

## 4.2 Perfiles Vs con Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW).

Los perfiles de velocidades de onda de corte se obtuvieron mediante el módulo Surface Plus® del software Geogiga®, dicho modulo tiene implementado el análisis multicanal de ondas superficiales MASW, el cual se explicó en el Capítulo 2.

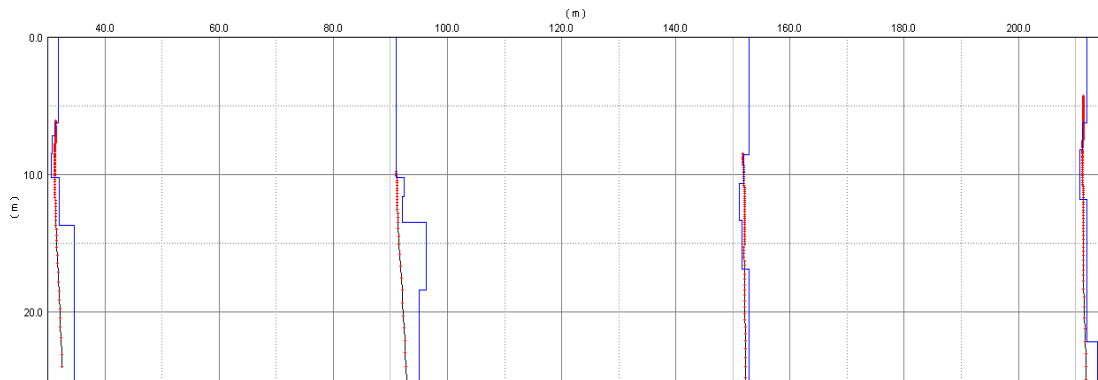
Para este estudio se aprovechó la generación de ondas superficiales de los tendidos realizados con geófonos de 4.5 [Hz], es decir los 4 tiros efectuados para la línea 1 y los 21 tiros de la línea 2. A partir de esto se extrajeron las curvas de dispersión correspondientes a cada tiro para así poder

obtener los perfiles de distribución de velocidades de onda de corte del medio en cuestión, y mediante una inversión de algoritmos genéticos incluido en el mismo modulo, se tiene como resultado final el perfil de distribución de velocidades de onda de corte ( $V_s$ ) para cada tendido realizado. Las curvas de dispersión para cada línea adquirida se pueden observar en el Anexo C.

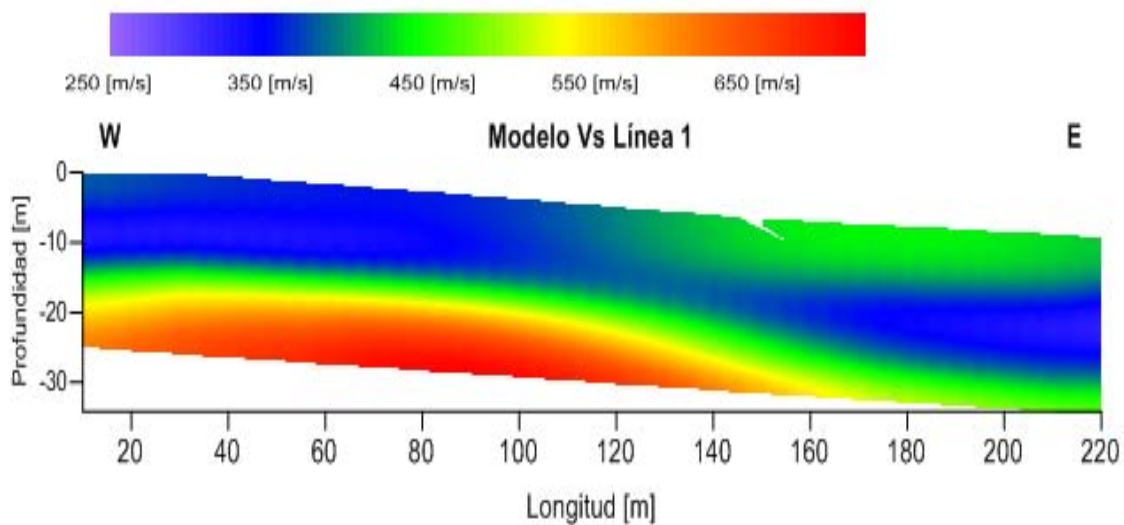
#### **4.2.1 Línea 1 ( $V_s$ )**

A continuación presento las curvas de dispersión en color rojo y el mejor ajuste para las mismas en color azul (Fig. 4.5a), así como el perfil de distribución de velocidades de onda de corte para la línea 1 (Fig.4.5b) en el cual se aprecian principalmente una capa de baja velocidad sobre un semiespacio, para la primera se presentan velocidades que van de los 220 [m/s] a los 380 [m/s] aproximadamente en los primeros 15 metros de profundidad, y para el semiespacio una velocidad promedio de 520[m/s].

a)



b)



*Fig. 4.5 a) Curvas de dispersión (líneas rojas) y sus correspondientes modelos de velocidad (línea azul) una vez que fueron invertidas mediante algoritmos genéticos incluida en el módulo Surface Plus®. b) perfil de distribución de velocidades de onda de corte para la línea 1 del "Talud Escuela", esta línea es paralela a la avenida Joaquín Clausell, en la cual se aprecian una capa sobre un semiespacio con una velocidad promedio de 250 a 380 [m/s] en los primeros 15 m.*

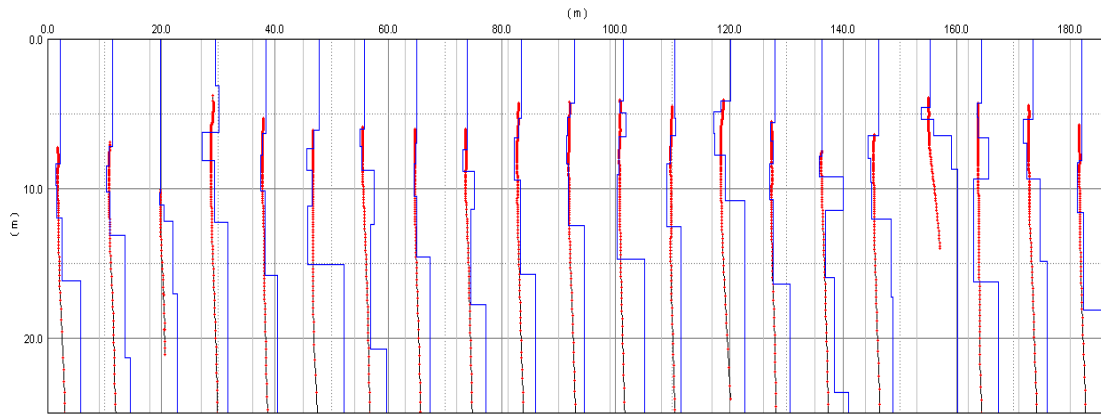
#### 4.2.2 Línea 2 (Vs)

Para la línea 2 el procedimiento fue similar al de la línea 1, es decir a partir de cada golpe realizado se extrajo la curva de dispersión correspondiente y se invirtió mediante el módulo Surface Plus® de Geogiga® mediante algoritmos genéticos, al igual que línea anterior este tendido se dispuso de manera paralela a la avenida Joaquín Clausell, la única variación fue la

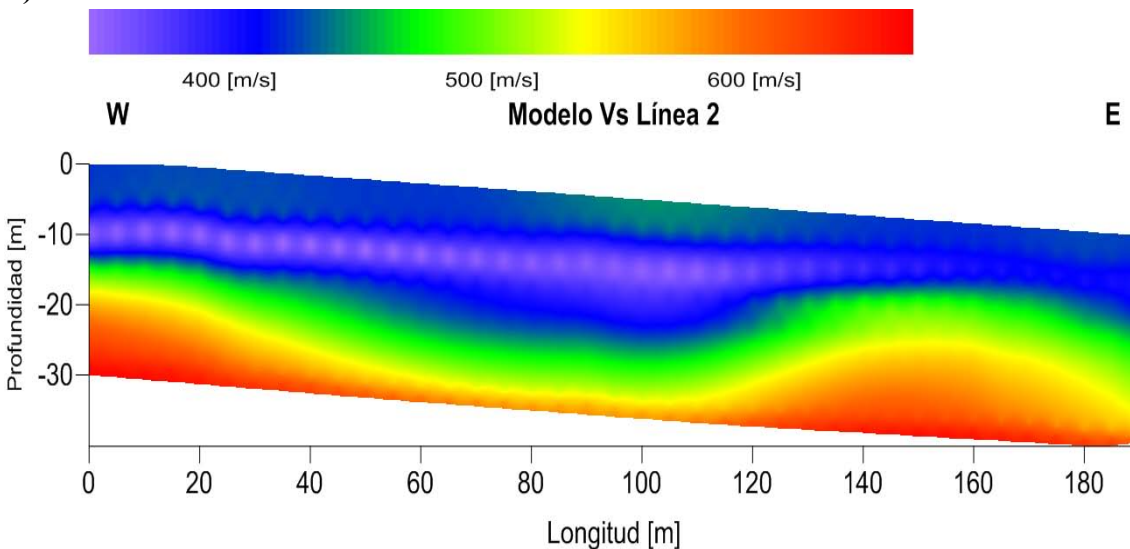
separación entre receptores y el número de fuentes realizadas, dado que para este experimento se tuvieron 21 fuentes y una separación entre geófonos de 3m.

El perfil resultante así como las curvas de dispersión se muestran en la figura 4.6, en dicho perfil se aprecia al igual que en la línea 1 una capa de baja velocidad en los primeros 17 metros de profundidad, con velocidades de 250 [m/s] a los 400 [m/s], así como un semiespacio de 450 a 630 [m/s]. Aunque los valores de velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) son muy similares a los del perfil de la línea 1, observamos que el aumento en la cantidad de curvas de dispersión permite mejorar el modelo de estructura de  $V_s$ .

a)



b)

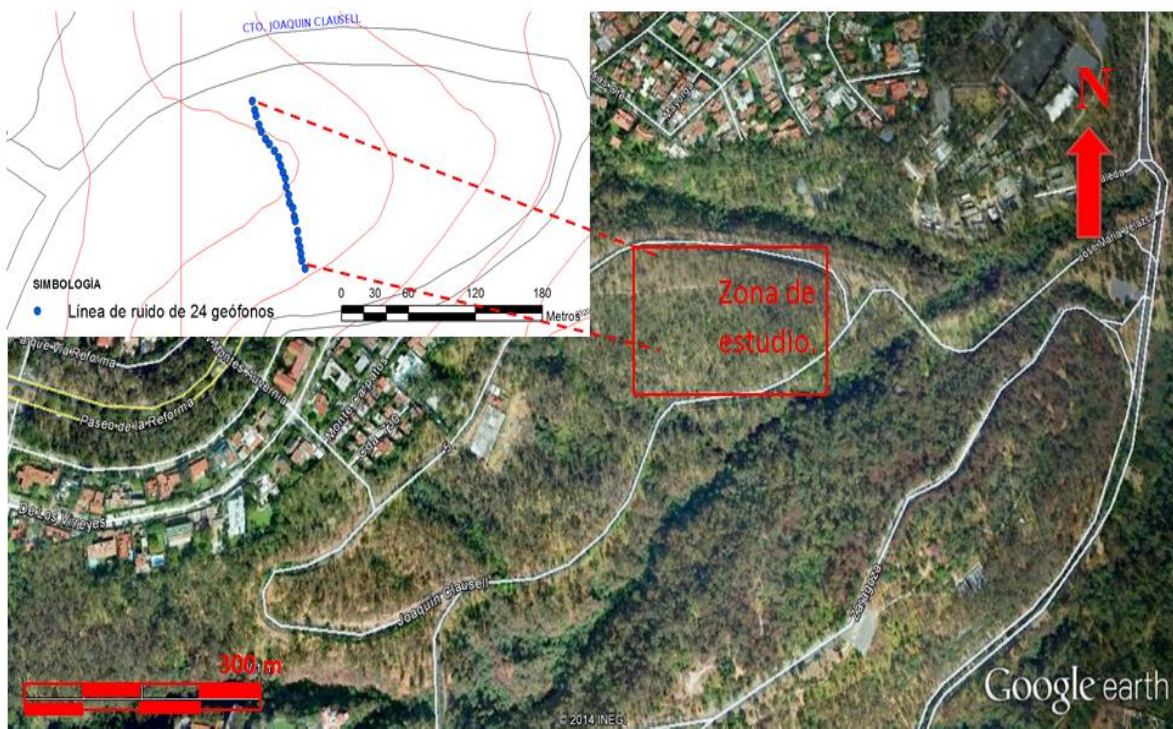


**Fig. 4.6 a) curvas de dispersión en color rojo y el mejor ajuste realizado por el módulo Surface Plus® en color azul. b) Perfil de velocidades de onda de corte para la línea 2 paralela a la línea 1 realizada con 60 geófonos y 21 fuentes precursoras.**

### 4.3 Modelos Vs a partir de Sísmica Pasiva (Experimentos 2,3 y 4)

A continuación se muestran los resultados obtenidos para los modelos de Vs a partir de registros de ruido tanto para los experimentos 3 y 4 y para la línea realizada perpendicularmente a las anteriores con el sismógrafo Strataview de 24 canales (experimento 2), cuya geometría se muestra en la figura 4.7.

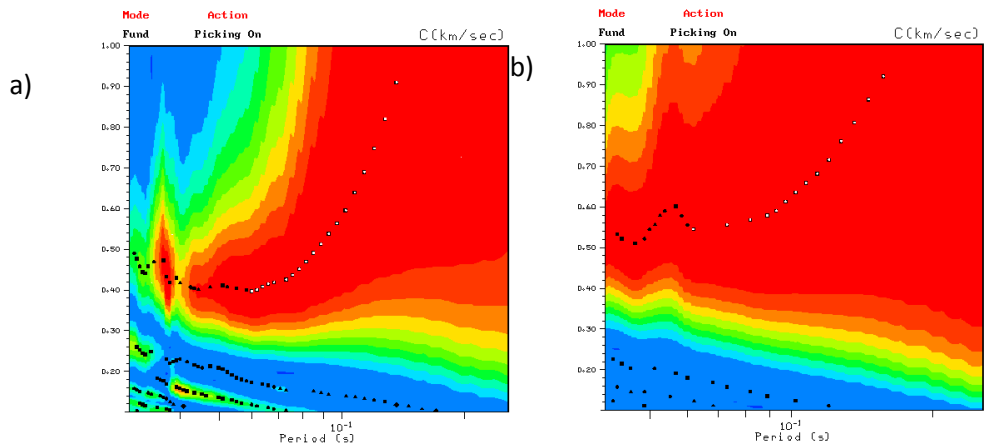
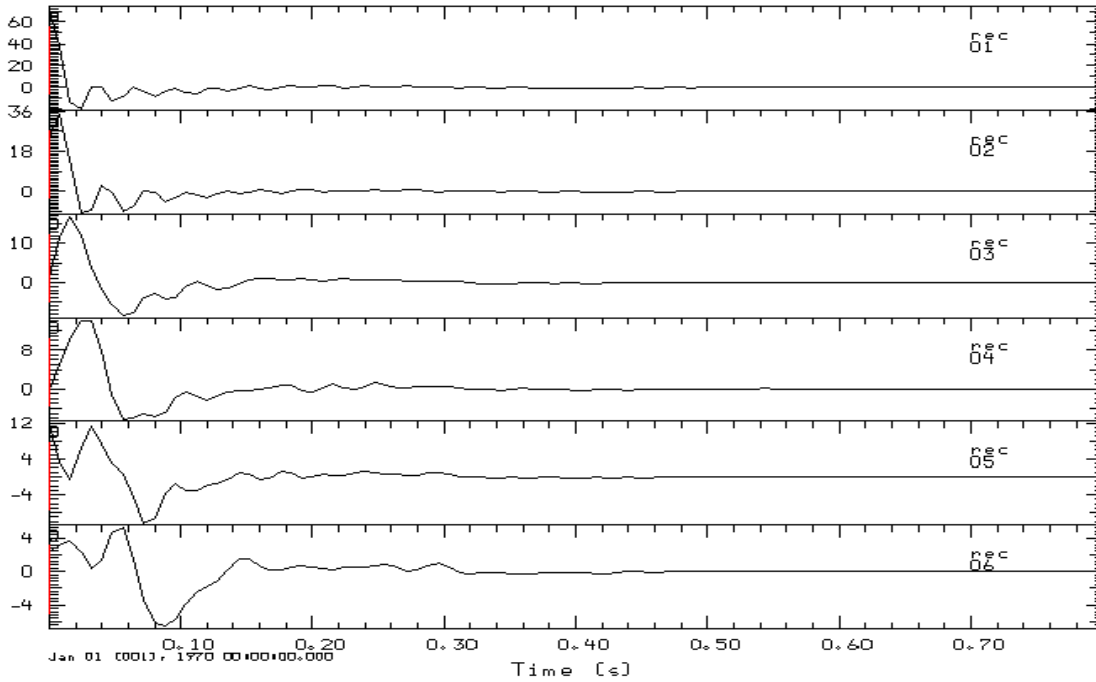
Los experimentos 2 y 3 se adquirieron aprovechando dos líneas del arreglo de 96 geófonos, para el primero se utilizó línea de 24 canales del sismógrafo Strataview con orientación N-S y para el segundo la línea de 42 geófonos con orientación E-W. por ultimo para el experimento 4 se usó el registro de ruido adquirido aprovechando los 60 geófonos de la línea de 2 de refracción.



**Fig.4.7 Localización del experimento 2, la cual tiene una orientación N-S y una longitud de 120 metros con un espaciamiento entre geófonos de 5 metros.**

La metodología para estos experimentos consistió en separar los geófonos de las líneas en grupos de 6 para obtener una curva de dispersión representativa en cada conjunto de geófonos mediante el módulo *Dopom* (fig.4.8), incluido en los programas de (Hermann, 1987) y posteriormente invertir dichas curvas a través del módulo *Surface Plus* del software *Geogiga*®, a fin de realizar una comparación con los perfiles de Vs obtenidos con el método MASW de sísmica activa para mostrar la ventaja del carácter dispersivo de las correlaciones. En la figura 4.8a se muestra un

ejemplo de una sección de fuente virtual para la curva mostrada en la fig. 4.8b. Las curvas generadas con el módulo *DoPom* de los programas de Hermann (1987) se localizan en el Anexo F.



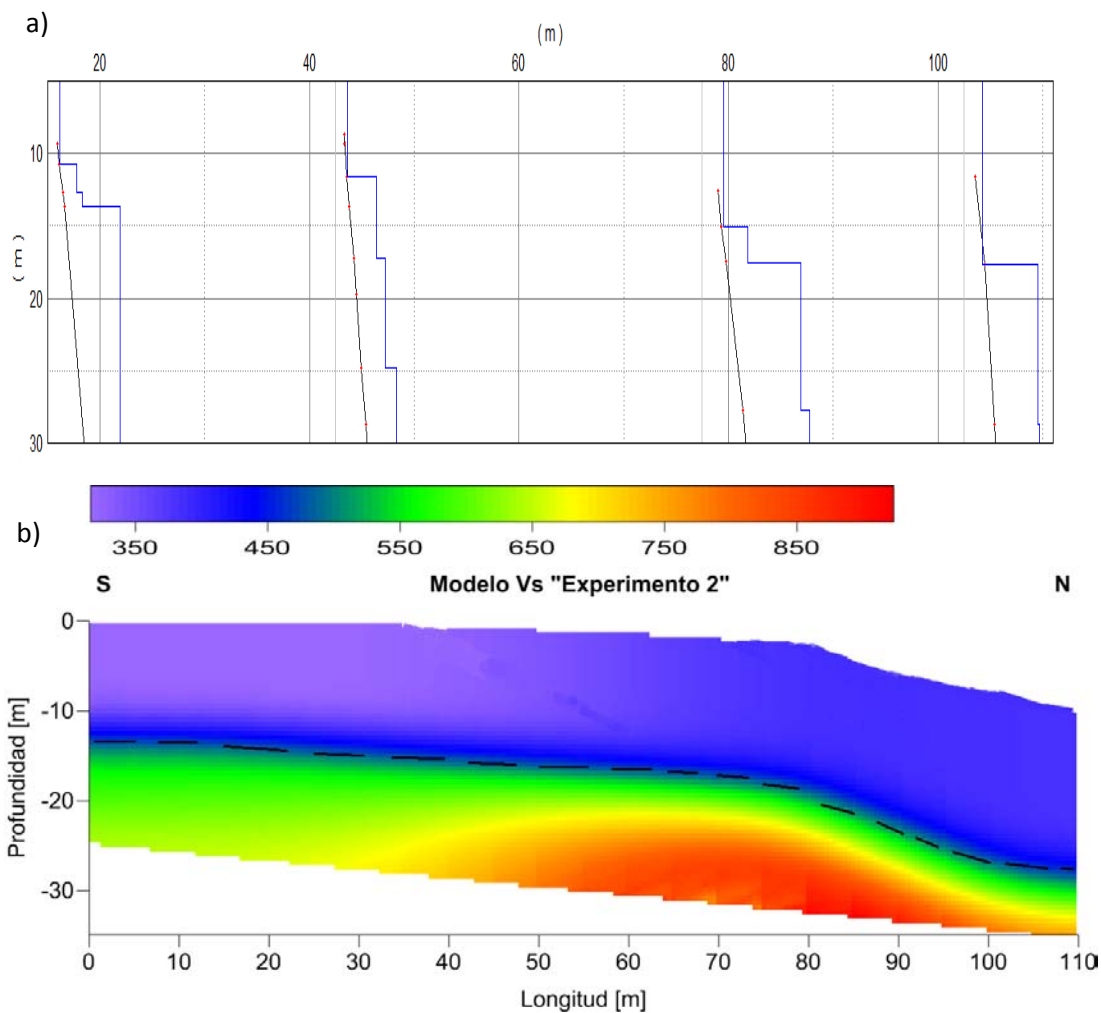
**Fig. 4.8** Ejemplo de curvas de dispersión obtenidas mediante el módulo *DoPom* de los programas de Hermann. a) curva de dispersión obtenida en el experimento 3, para el conjunto de receptores 1 a 6. b) curva de dispersión para el experimento 4 en el conjunto de receptores 6 a 12.

La geometría del experimento 2 se esquematizo en la figura 4.7 y las del experimento 3 y 4 en la figura 3.1, esta última indicada en el capítulo anterior. En la tabla 4.1 se muestra la forma en que se agruparon los geófonos para la obtención de las curvas de dispersión de cada experimento.

Experimento	Número de grupos	Geófonos por grupo	Total de geófonos	Longitud total [m]
2	4	6	24	120
3	7	6	42	210
4	10	6	60	180

*Tabla 4.1 Agrupamiento de los geófonos para los experimentos 2,3 y 4.*

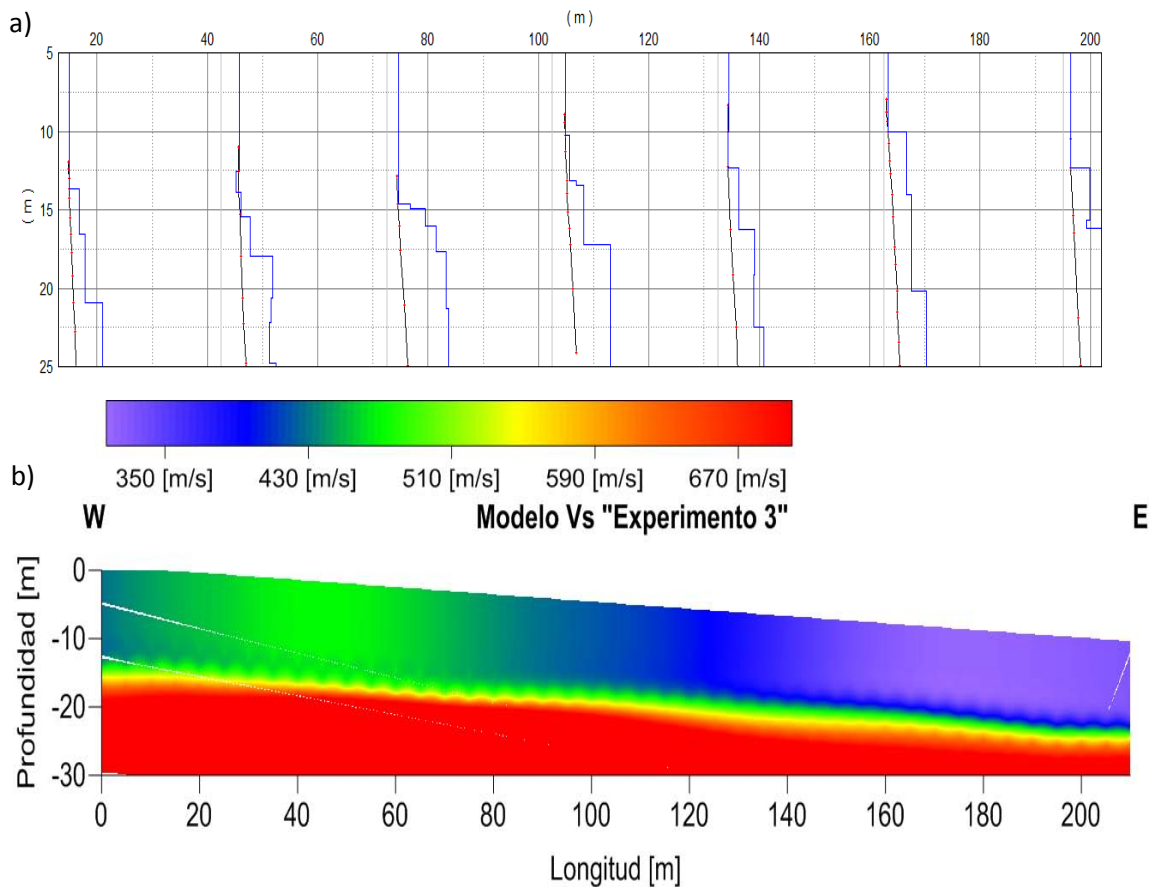
A continuación se muestra en la figura 4.9b el perfil de Vs obtenido mediante esta técnica para el experimento 2 adquirida con el sismógrafo Strataview, en el cual se observa principalmente dos horizontes con una velocidad promedio de 260 a 450 [m/s] en los primeros 13 metros de profundidad y para el semiespacio velocidades de 540 a 730 [m/s].





**Fig. 4.9 a) Curvas de dispersión en color rojo y el mejor ajuste realizado por el módulo Surface Plus® en color azul. b) Perfil de velocidades de onda de corte para el experimento 2 (línea Geometrics) perpendicular a las líneas de refracción realizadas, la línea continua en negro indica el límite entre la primera capa y el semiespacio.**

Para el experimento 3 se obtuvo el siguiente perfil de distribución de Vs (fig.4.10b), en el que se aprecia una primera capa con profundidad de 15 metros aproximadamente y una velocidad promedio de los 360 [m/s] a los 530 [m/s], y para el semiespacio una velocidad de Vs que va de los 580 a los 700 [m/s].

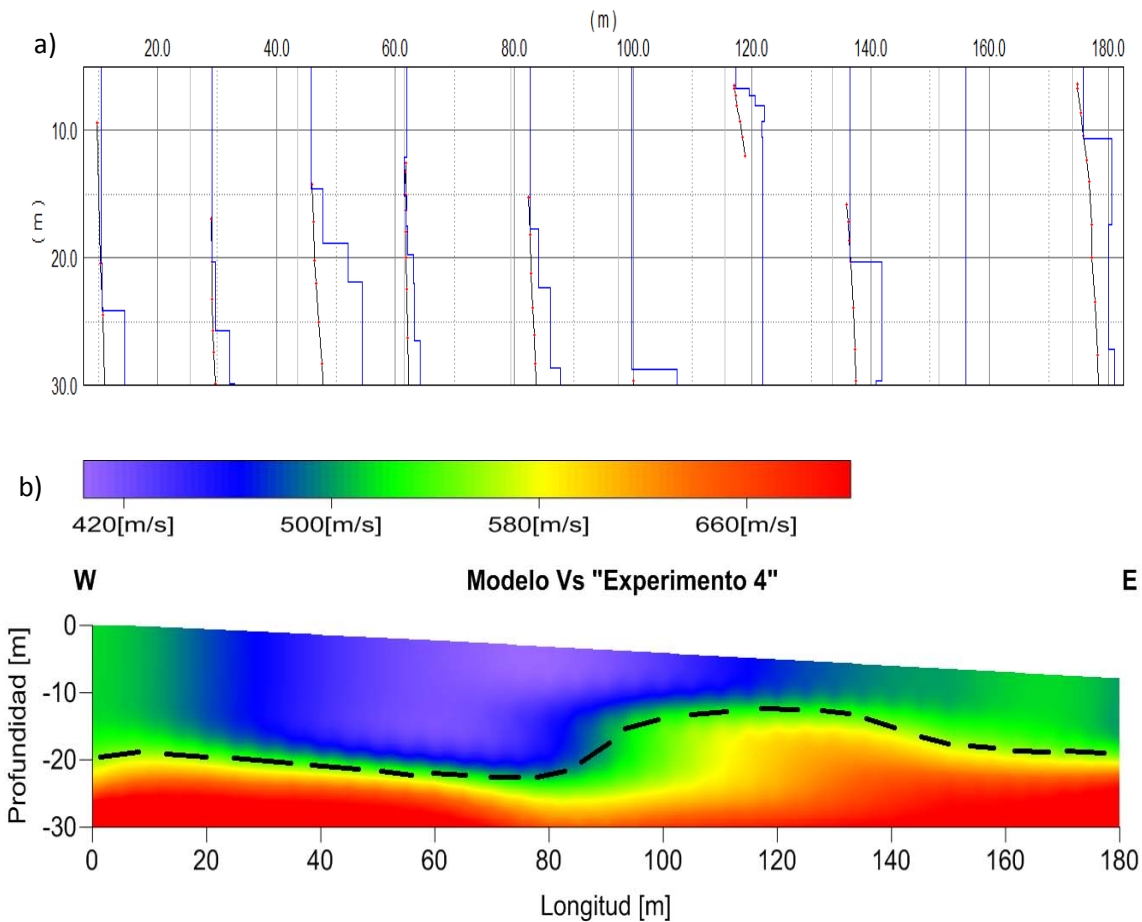


**Fig.4.10 a) Curvas de dispersión en color rojo y el mejor ajuste realizado por el módulo Surface Plus® en color azul. b) en este perfil se aprecian un horizonte principal en el cual resalta una zona de baja velocidad a partir del cadenamiento 140, y a partir de los 15 metros una velocidad promedio de los 530 [m/s] a 670 [m/s].**

Finalmente para el “experimento 4” se obtuvo el perfil de velocidad de Vs mostrado en la figura 4.11b, en el que se aprecian dos unidades principales, la primera dentro de los primeros 15 metros de profundidad con velocidades promedio que van de los 400 [m/s] a los 550 [m/s].

Dentro de esta primera unidad resalta una zona de baja velocidad de 400 [m/s] aproximadamente, y se localiza debajo del cadenamiento 30 a 110.

Para el semiespacio, el cual inicia después de los 20 metros de profundidad en la parte Oeste del tendido y a los 15 metros a partir de la parte Este, las velocidades obtenidas van de los 580 [m/s] a 700 [m/s].



**Fig. 4.11 a) Curvas de dispersión en color rojo y el mejor ajuste realizado por el módulo Surface Plus® en color azul. b) perfil de velocidad de onda de corte (Vs), para el cual se aprecia un horizonte principal con velocidades de 400 a 550 [m/s] dentro de los primeros 15 a 20 metros de profundidad, resaltando una zona de baja velocidad en el cadenamiento 30 a 110. La línea punteada en color negro señala el límite entre la primera unidad observada y el semiespacio.**

De las figuras mostradas anteriormente correspondientes a los experimentos 3 y 4 de sismica pasiva, cabe mencionar que de los perfiles obtenidos mediante la técnica propuesta en el punto 4.3 se observa una buena correlación respecto a las dos líneas adquiridas mediante sismica activa. Es decir que las velocidades son congruentes, así como la distribución espacial de las estructuras observadas. A excepción del experimento 3 (fig. 4.10) respecto del experimento 4 (fig. 4.11), en el cual existe una discrepancia entre las interfaces observadas. Lo cual puede ser asociado a la separación entre geófonos, debido que para el experimento tres la separación fue de 5 metros entre geófono y geófono y para el experimento 4 fue de 3 metros. Otro factor que influyó es la cantidad de curvas utilizadas 7 y 10 curvas respectivamente y por último la diferencia temporal de adquisición de los datos.

#### **4.4 Clasificación del macizo rocoso a partir de módulos elásticos.**

Los módulos elásticos son parámetros del subsuelo que describen los materiales en función de relaciones esfuerzo – deformación. Estos a su vez se dividen en módulos elásticos dinámicos y estáticos.

Los módulos elásticos dinámicos son asociados a los materiales geológicos que se evalúan “in situ”, y la estimación de estos parámetros se lleva a cabo mediante la generación de ondas compresionales (P) y ondas de corte (S).

A diferencia de los módulos elásticos dinámicos, los módulos elásticos estáticos, se determinan a través de pruebas de laboratorio, estas pruebas son el ensayo de compresión simple y ensayo de compresión confinado, y permiten obtener tanto el módulo de Young como la relación de Poisson.

En términos de estabilidad de taludes los módulos elásticos dinámicos son utilizados para determinar las condiciones mecánicas en las que se encuentra el macizo rocoso, a fin de determinar posibles zonas en las que se vea disminuida la resistencia al corte, y que pudieran ocasionar algún tipo de fallamiento.

De acuerdo a la teoría de elasticidad, es posible relacionar las velocidades de propagación de ondas P y ondas S con los módulos elásticos. En particular, el módulo de Young (**E**) o de deformación se utiliza para describir los cambios en el estado de los materiales cuando estos son sometidos a tensiones.

En el análisis de un macizo rocoso, existe una relación directa con el RMR (Rock Mass Rating) por sus siglas en inglés, el cual fue desarrollado por Bieniawski, (1973, 1976), y es actualmente utilizado dentro de la ingeniería civil y geotecnia para la clasificación de un macizo rocoso para determinar la calidad del mismo (Brady y Brown, 2005).

Bieniawski (1973, 1976) desarrollo su esquema a partir de datos obtenidos en excavaciones en rocas sedimentarias en Sudáfrica. El cual se basa principalmente en la determinación de cinco parámetros, a los que se les asigna un valor y posteriormente la suma de estos dará el valor del

RMR sin correcciones, al cual se le resta un factor que depende de las discontinuidades presentes. Los parámetros para este análisis son:

- Resistencia de la roca intacta o resistencia a la compresión uniaxial.
- RQD (Rock Quality Designation).
- Separación entre las discontinuidades.
- Condiciones de las discontinuidades.
- Condiciones hidrogeológicas.

En el Talud se realizó un estudio geomecánico (Facultad de Ingeniería, UNAM, 2014) que indica los valores RMR para tres unidades que son para E1=37, E2=43 y E3=50 respectivamente. Estos valores indican de acuerdo a la clasificación propuesta por Bieniawski (1989), que dichas unidades entran dentro una calidad regular de acuerdo al RMR.

Ahora bien a partir de los valores de velocidad  $V_p$  y  $V_s$  (tabla 2 y 3) de los experimentos de sísmica activa, se calcularon los parámetros elásticos para cada estrato (tablas 2 y 3), las fórmulas empleadas para ello se indican en el Anexo D.

Los valores que se muestran en las tablas 2 y 3 indican las velocidades promedio de las unidades observadas tanto de  $V_p$  como para  $V_s$ , así como los módulos elásticos obtenidos a partir de dichas velocidades.

La calidad de macizo rocoso dependerá de las propiedades de la roca intacta y de las condiciones de esfuerzo a las que se encuentre sometido, contenido de agua, geometría y las condiciones en las que se encuentren las diferentes familias de discontinuidades presentes.

Para fines de la clasificación para este trabajo se utilizó clasificación propuesta por Hoek, 1994, la cual se basa en tablas propuestas, estas se basan en los valores obtenidos para el módulo de Young y la relación de Poisson, las que combinadas con las propiedades de la roca intacta pueden ser usadas para estimar la reducción del estado de esfuerzos para diferentes condiciones geológicas y tener un criterio para poder clasificar la calidad de la roca.

Para la unidad 1 de la tabla 2, se tienen un valor de 3.14 [MPa] para el módulo de Young y de 0.21 para la relación de Poisson, lo que indica que la roca para ese estrato entra en una clasificación de su calidad media.

Ahora bien para el semiespacio de esa misma línea adquirida, y en base a la clasificación dada en la tabla del anexo E, es decir la relación de Poisson y el módulo de Young, 0.23 y 10.11 [MPa] respectivamente, la clasificación que da Hoek, 1994 es para una roca de calidad media.

La clasificación del macizo rocoso para la línea 2 está dentro de los mismos parámetros para la unidad 1, con valores promedio para el módulo de Young de 4.56 [MPa] y 0.24 para la relación de Poisson, lo que indica que la roca presenta una calidad media a buena, tanto para la primera unidad como para el semiespacio. Esto debido a que el valor representativo para la relación de

Poisson es de 0.23 y para el módulo de Young de 8.78 [MPa]. Los resultados mostrados se basan en la tabla propuesta por Hoek, 1994(Anexo E)

Estrato	Densidad $\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Relación de Poisson $\nu$	Módulo de Young E[MPa]	Módulo de rigidez G [MPa]	Módulo de Volumen k [MPa]
1	1.46	500	300	0.21	3.14	1.28	1.8
2	1.67	850	500	0.23	10.11	4.09	6.24

*Tabla 2 Módulos dinámicos del subsuelo obtenidos a partir de las velocidades de Vp y Vs, correspondientes a la línea 1 adquirida en el Talud.*

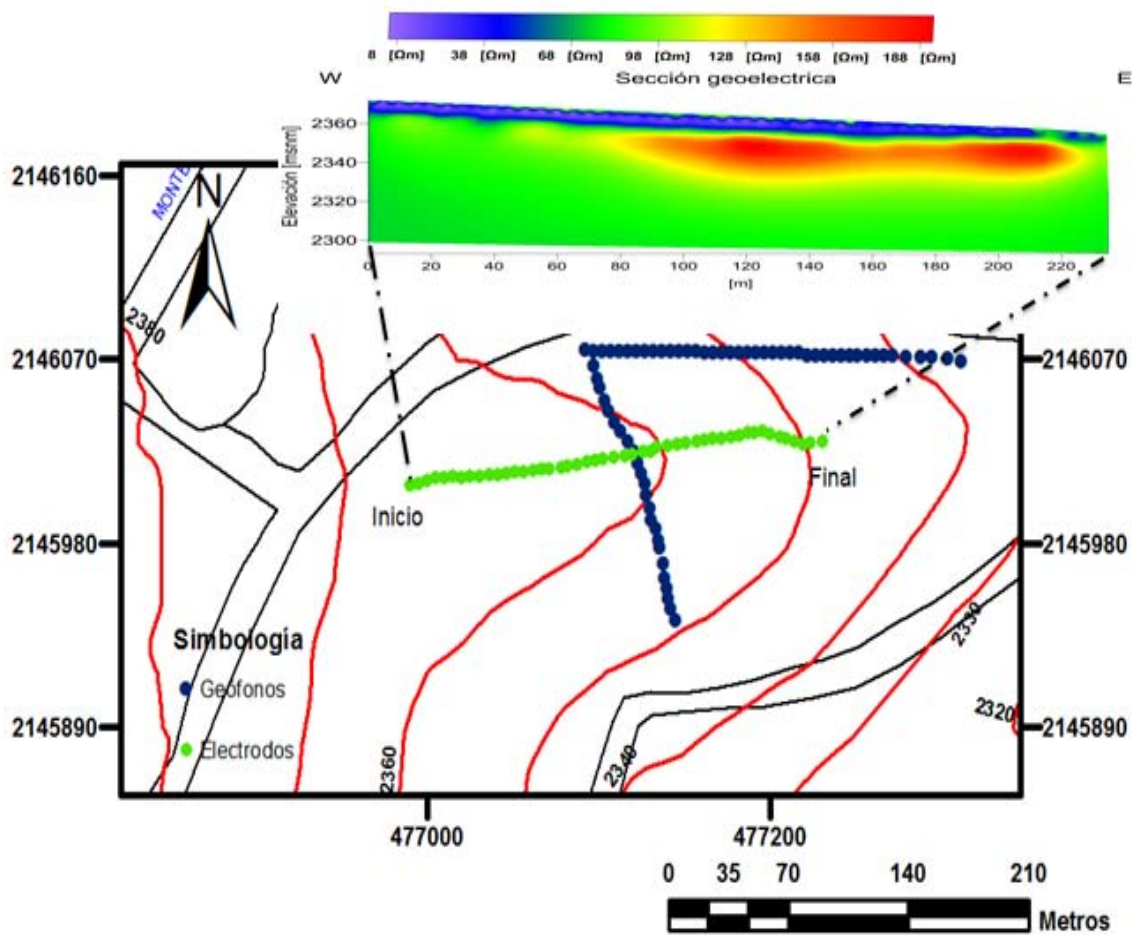
Estrato	Densidad $\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Relación de Poisson $\nu$	Módulo de Young E[MPa]	Módulo de rigidez G [MPa]	Módulo de Volumen k [MPa]
1	1.53	600	350	0.24	4.56	1.83	2.92
2	1.64	800	470	0.23	8.78	3.55	5.41

*Tabla 3 Módulos dinámicos del subsuelo obtenidos a partir de las velocidades de Vp y Vs, correspondientes a la línea 2 adquirida en el Talud.*

Finalmente, con el propósito de con una evaluación adicional de las características de los materiales en el talud, incluyo los resultados de un perfil de tomografía eléctrica. Dicha línea fue adquirida en la parte media del talud (Fig. 4.12) con un equipo Syscal Pro ® propiedad de la Facultad de Ingeniería UNAM, para la cual se utilizó un arreglo Wenner–Schlumberger con 48 electrodos separados 5 metros entre cada uno, cubriendo una longitud total de 235 metros con orientación Este–Oeste.

La figura 4.12 muestra esta tomografía donde se observan dos horizontes. El primero presenta una resistividad aproximada entre 10 y 40 [ $\Omega$ m] en los primeros 10 metros de profundidad. Y el segundo presenta una resistividad que de los 70 a 95 [ $\Omega$ m], resaltando en este último dos zonas de alta resistividad (170 a 190 [ $\Omega$ m]) entre el cadenamiento 100 a 220 a unos 15 metros de profundidad aproximadamente, estas zonas de alta resistividad pueden asociarse al alto intemperismo del material presente en esa zona.

Estas zonas de alta resistividad coinciden con las observadas en los perfiles de refracción sísmica que presentan alta velocidad debajo del cadenamiento 15 a 45 aproximadamente para las líneas 1 y 2 (fig. 4.4b y 4.5b).



*Fig 4.12 Ubicación del tendido de tomografía eléctrica adquirido con 48 electrodos en el Talud localizado dentro de la tercera sección del Bosque de Chapultepec. a) perfil de resistividad eléctrica, en el cual se aprecian dos zonas de alta resistividad (170 a 190  $\Omega m$ ) a partir del cadenamiento 108 a 220. b) comparativa de ubicación de las líneas de sismica activa como pasiva respecto de la línea de tomografía eléctrica*

# Capítulo V

## **Tomografía 3D de velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) a partir de Interferometría Sísmica (IS).**

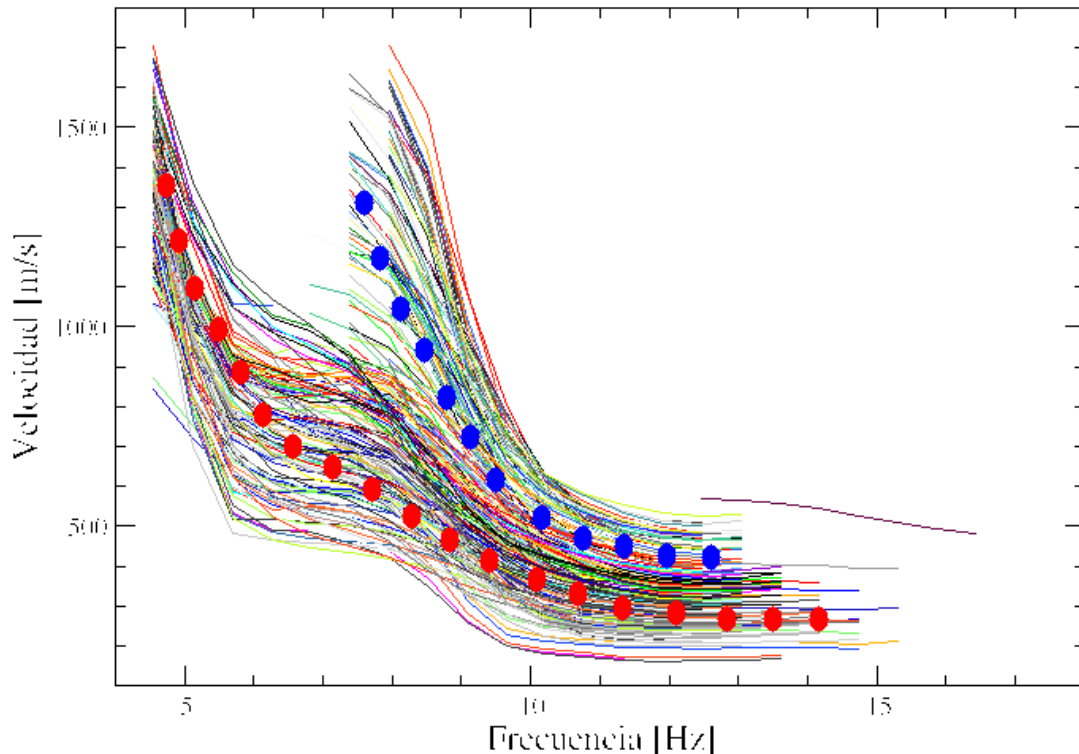
Con el propósito de estimar un modelo 3-D de distribución de velocidad de onda de corte en un talud de la tercera sección del Bosque de Chapultepec. Se aplicó la técnica de IS a fin de obtener las curvas de dispersión de la velocidad de fase a partir de la reconstrucción de la función de Green, es decir la señal que se registraría en un receptor como si fuera una fuerza impulsiva proveniente del exterior y aplicada a otro receptor y viceversa, esto se llevó a cabo mediante la correlación entre pares de estaciones a partir de registros de ruido sísmico.

Al obtener el tiempo de viaje máximo de la envolvente del pulso de correlación entre pares de estaciones, es posible obtener una imagen de tomografía sísmica (Shapiro y Campillo, 2004), para diferentes rangos de frecuencias, con lo que se puede construir un modelo 3-D de distribución de velocidades de onda de corte, esto al invertir las curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas para cada par de estaciones (Breguier y Shapiro, Campillo y Nercessian, 2007).

El procesamiento de los datos siguió el método propuesto por Bensen, *et al.*, 2007, y el cual se describió de forma más detallada en el Capítulo 3 (fig.3.2). Como resultado para un registro de ruido de 12 minutos se tuvieron 9216 correlaciones realizadas con ventanas de 4 segundos.

Se aplicó un filtro de tipo Phase Match Filtering en el cual la fase de Fourier del filtro es la misma que la fase de Fourier de la señal, y con esto se puede utilizar para mejorar la relación señal-ruido de las ondas superficiales separando efectos no deseados del ruido estacionario (Herrin y Goforth, *et al.*, 1977).

Las curvas de dispersión obtenidas a partir de los registros de ruido sísmico para poder construir la tomografía de interferometría sísmica se presentan a continuación en la figura 4.13. En la cual se observan dos tendencias principales, de las cuales se puede interpretar como indicadores de dos zonas principales de interés, entre los 5 y 15 [Hz] para la primera y entre 8 y 13 [Hz].



**Fig. 4.13** *curvas de dispersión para construir la tomografía de interferometría sísmica en la que se aprecian dos zonas de interés, las cuales se separaron con puntos rojos según la tendencia para la primera y con puntos azules para la segunda.*

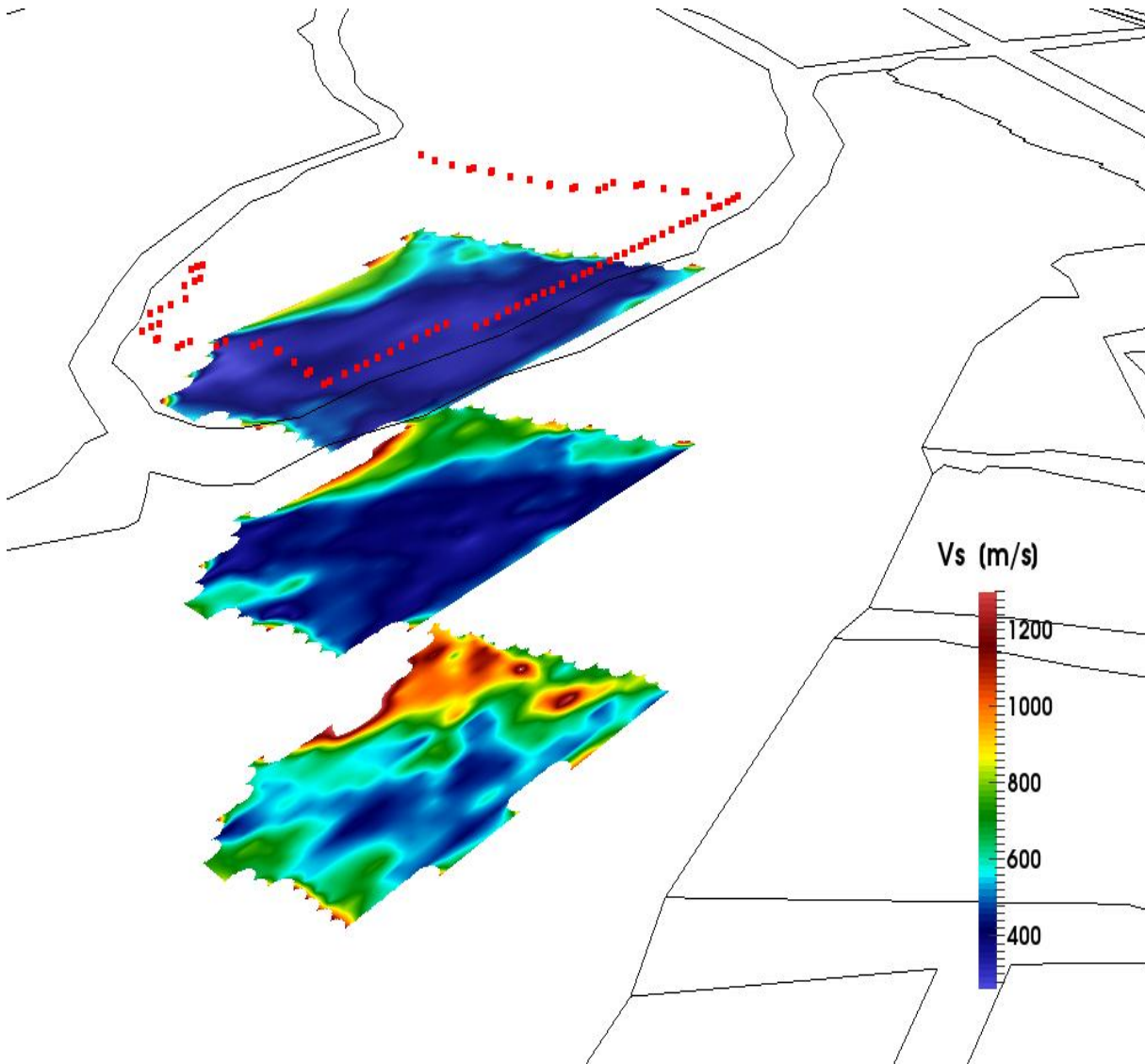
De manera más explícita se puede decir que el propósito de utilizar este tipo de filtro es separar los trenes de ondas superficiales, con el fin de determinar la traza que presentara una curva de dispersión representativa de las demás y posteriormente correlacionarla con todas las demás trazas.

A continuación se presenta el modelo obtenido a partir del procedimiento descrito anteriormente. En el cual se pueden observar zonas que presentan anomalías de bajas velocidades que van 200 [m/s] a 460 [m/s] para las frecuencias de 10 [Hz] a 15 [Hz], estas zonas de baja velocidad se observan principalmente en la cara Norte del talud y son las de principal interés en este estudio debido a que en algunas zonas donde se presentan estas anomalías de baja velocidad pueden ser factores de inestabilidad y podrían presentar algún riesgo ya que al estar presentes en la cara Norte del talud, dan directamente al paso de vehículos que circulan por el circuito Joaquín Clausell (Fig.4.13a).

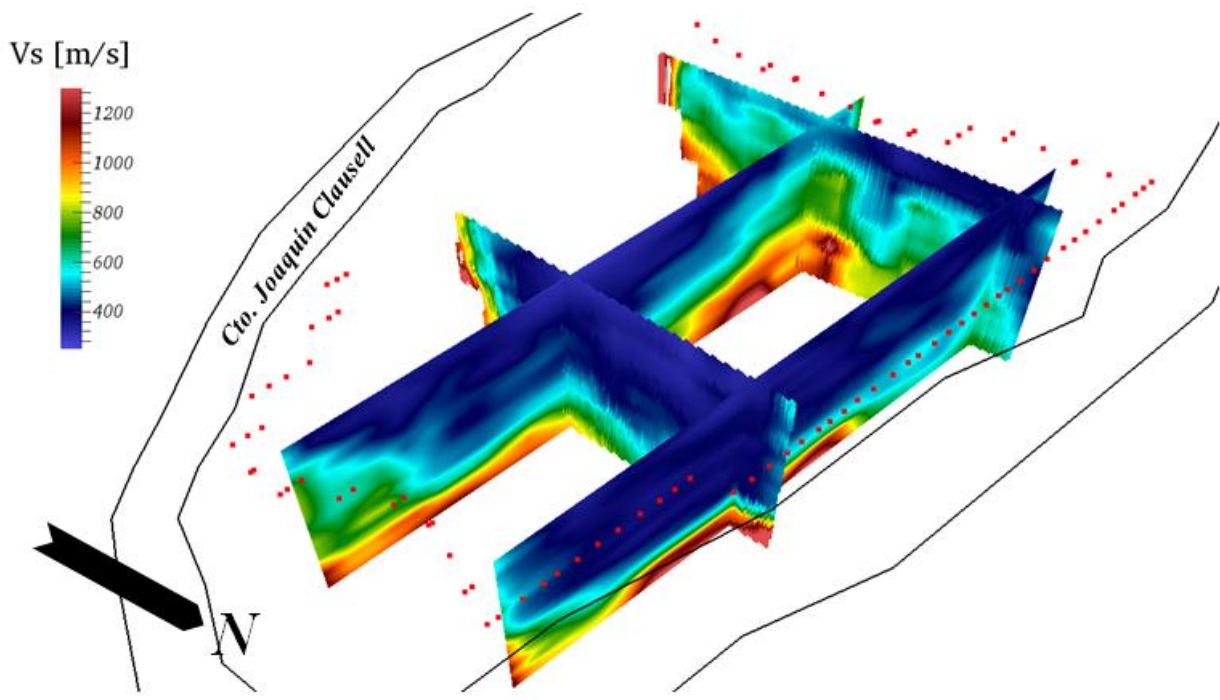
Por otra parte también aparecen zonas de altas velocidades que van de los 550 [m/s] a los 950 [m/s] para la frecuencias de 4.5 a 6.5 [Hz], las cuales están presentes en la parte media del talud. Y la parte Sur del arreglo, se observan anomalías de muy alta velocidad (1300 [m/s]), las cuales pueden deberse a la topografía abrupta del talud en esa zona o en su defecto asociarse a la falta de



correlación de las trayectorias que cruzan en la parte sur del arreglo, esto debido a que el arreglo realizado no tuvo un cierre total en esa zona debido a las condiciones de difícil acceso en esa parte del talud, tal y como se muestra en la geometría indicada por la Fig. 4.8b. por otra parte la anomalía de alta velocidad observada en la parte media del talud pueden asociarse a una estructura a mayor profundidad como se muestra en la figura 4.14.



**Fig. 4.13 Tomografía 3D de tiempos de viaje para las frecuencias 4.5 [Hz](abajo), 10 [Hz] (en medio) y 15 [Hz] (arriba), en las cuales se aprecian anomalías de baja velocidad principalmente en las frecuencias de 10 a 15 [Hz], que van de los 250 a 460 [m/s]. Y anomalías de alta velocidad presentes en la parte media del talud en frecuencias de 4.5 a 6.5[Hz], están velocidades van de los 550 a 950 [m/s]**



*Fig. 4.14 Tomografía 3D de interferometría sísmica. En la cual se observan anomalías tanto de baja como de alta velocidad, las anomalías de baja velocidad se observan principalmente en la cara Norte del talud en color azul. Se observan dos anomalías de alta velocidad. La primera en el lado Sur donde no se logró un cierre total del arreglo y la segunda en la parte media, esta a su vez cruza casi en su totalidad el talud y podría deberse a una estructura más competente localizada en profundidad.*

# Capítulo VI

## Conclusiones y Recomendaciones

En el presente trabajo se exploró la aplicabilidad del método de Interferometría Sísmica (IS), es decir la correlación cruzada entre pares de estaciones mediante registros de ruido sísmico en un arreglo de geometría irregular de 96 canales equiespaciados 5 metros cada uno. Dicho arreglo se adquirió en un talud ubicado al poniente de la ciudad de México en la 3ª sección del Bosque de Chapultepec. Posteriormente se realizó una comparación con los resultados obtenidos mediante métodos de sísmica activa, tales como la refracción sísmica y el análisis multicanal de ondas superficiales (MASW).

El objetivo fue cuantificar las variaciones laterales de velocidad y los módulos elásticos del medio. Para detectar posibles zonas de inestabilidad en el talud, esto debido a los constantes deslizamientos de bloques que obstruyen las vías de acceso.

Los resultados de este estudio nos permiten establecer las conclusiones siguientes:

- 1.- Los taludes de la 3ª sección del Bosque de Chapultepec se caracterizan por haber sido diseñados con pendientes pronunciadas sobre materiales vulcano sedimentarios de la formación Tarango (toba lítica, pómez y toba lítica con gran cantidad de lapilli y ceniza volcánica).
- 2.- El fracturamiento y caídos observados en la cara de los taludes se debe principalmente a la pérdida de inestabilidad de los materiales que se encuentran saturados, o bien a la presión de poro que es baja, debido a la sequedad del material presente.
- 3.- La estructura de velocidad de ondas P y S, derivada de sísmica activa, muestra que en los primeros 15 metros se pueden dar las condiciones descritas anteriormente debido a que hasta esa profundidad predominan las tobas, sin embargo los resultados obtenidos mediante IS indican que pueden coexistir materiales más competentes hacia la parte media del talud.
- 4.- Los resultados obtenidos mediante el registro de ruido sísmico mediante la técnica de Interferometría Sísmica para conformar la Tomografía 3D de Interferometría Sísmica de Vs son congruente con los resultados obtenidos para los valores de velocidad, de los perfiles obtenidos de sísmica activa.

5.- Las constantes elásticas derivadas de las velocidades sísmicas, especialmente el módulo de Young, establecen que material presenté en el talud se puede considerar de calidad media, esto en base a los resultados reportados del RMR, el cual está basado en estudios geotécnicos. Y la comparación con la clasificación propuesta por Hoek, (1994).

6.- La distribución de materiales inestables, es decir velocidades de onda de corte bajas y módulos de Young bajos, a lo largo de la cara Norte del talud, así como hacia la parte interna del mismo pudo ser cuantificada mediante tomografía de interferometría sísmica. Lo que nos indica que es factible utilizar la correlación cruzada para arreglos de receptores en taludes. Para así poder caracterizar y modelar en 3D las propiedades elásticas de estos.

7.-Se recomienda continuar desarrollando los métodos de sísmica pasiva en taludes con geometrías y condiciones de estabilidad diferentes, a fin de empatar los métodos geofísicos, en este caso el sísmico, con los parámetros geotécnicos que tradicionalmente se utilizan en el estudio de estabilidad de taludes.

Debido a que las metodologías geofísicas son relativamente nuevas para aplicaciones de estabilidad de taludes se recomienda seguir experimentando con estas técnicas, con el fin de afinar los métodos de investigación. Y comparar con los resultados obtenidos mediante los métodos geotécnicos convencionales.

8.- Por ultimo con los resultados obtenidos a partir del arreglo de IS se generó un modelo 3D de tomografía de Interferometría Sísmica el cual permitió obtener el modelo de distribución de velocidades de onda de corte en un cierto rango de frecuencias. Este modelo resultante permitió localizar la presencia de anomalías de baja velocidad, las cuales presentes en las frecuencias de 10 a 15 [Hz] a lo largo de la cara Norte del talud, esto paralelamente a la avenida Joaquín Clausell. Dichas anomalías concuerdan con las obtenidas con los métodos de sísmica activa, principalmente pasando la parte media de la cara del talud, en dirección W-E. Los resultados obtenidos mediante ambas técnicas y en conjunto con la determinación de las propiedades elásticas del medio muestran que existe una buena correlación entre ambas técnicas.

Por otra parte también para el modelo 3D de tomografía de Interferometría Sísmica se aprecian anomalías de alta velocidad principalmente localizadas en la parte Sur del arreglo. Estas anomalías podrían asociarse a las trayectorias en la cuales no fue posible obtener una correlación, debido a que no se cerró completamente el arreglo, esto debido a las condiciones topográficas en la parte Sur del talud, lo que dificultó el acceso en esta zona, impidiendo el cierre total del arreglo implementado.

## Referencias

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*(35), 415-456.
- Bensen D, G., Ritzwoller H, M., Barmin P, M., Levshin L, A., Lin, F., Moschetti P, M., y otros. (2007). Processing seismic ambient noise data obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysics Journal International*, 1239-1260.
- Brady G, B. H., & Brown T, E. (2005). *Rock Mechanics for underground minning*. United States: Kluwer Academics Publishers.
- Brenguier, F., Shapiro M, N., Campillo, M., & Nercessian, A. (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*. Vol 34.
- Bryan, K. (1948). Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climaticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 13, 1-20.
- Claerbout, J. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* (33), 264-269.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). Seismic interferometry- turning noise into signal. *The leading edge*.
- Eulalio, J. B. (1973). *Mecanica de Suelos*. México: Limusa.
- Facultad de Ingeniería, U. (2014). Estudio de la estabilidad de los taludes de la 3ª sección del Bosque de Chapultepec. *Informe Técnico del proyecto de Fondo Mixto Conacyt- GDF (121119) " Estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos para caracterizar y determinar la presencia de inestabilidades en el subsuelo en los taludes de la 3ª sección del Bosque de Chapultepec"*. FI, 36 pp.
- Flores Estrella, H. C., Cinna Lomnitz, A., & Yussim Guarneros, S. (2004). Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtremores con el método SPAC. *Geos*, 24, 438-445.
- González de Vallejo, L. I. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson.
- Green, R. (1974). The Seismic Refraction Method- a review. *Geoexploration*, 12, 259-284.
- Hermann R, B. (1987). *Computer Programs in Seismology. S. (7 Vols. )*. Louis University.
- Herrin, E., & Goforth, T. (1977). Phase-matched filters: application to the study of Rayleigh waves. *Bull. seism. Soc. Am.*, 67, 1259-1275.

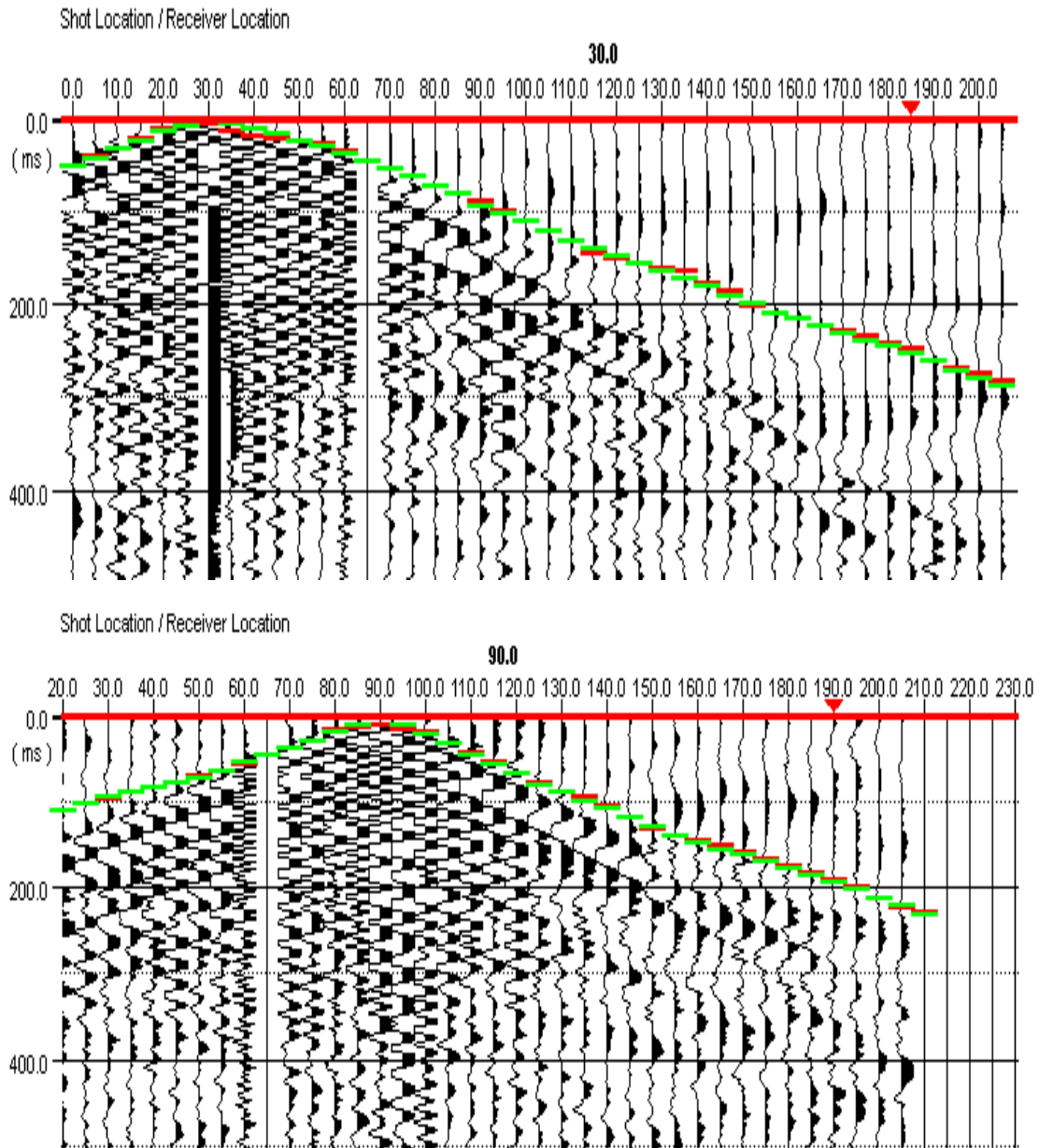
- Hoek, E. (1994). Strength of rock and masses. *ISRM News Journal*, 4-16.
- Kang, T.-S., & Shin, J. S. (2006). Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea. *Geophysical Research Letters*, vol 33.
- Katz, L. (1990). Inverse vertical seismic profiling while drilling. *United States Patent . Patent Number: 5, 012,453*.
- Kimman P, W., & Trampert, J. (2010). Approximation in seismic interferometry and their effects on surface waves. *Geophysical Journal International*, 461-476.
- Ling, S., & Okada, H. (1993). An extended use of the spatial autocorrelation method for the estimation of geological structure using microtremores. *Proc., 89th Conf. SEGJ*, 44-48.
- Lugo Hubp, J., Cordero Estrada, M., & Zamorano Orozco, J. J. (1995). Relieve, Litología y riesgos en la zona urbana de la delegación Álvaro obregon. Distrito Federal, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 52-67.
- Mooser, F. (1992). Nuevo mapa geológico del sur–poniente del valle de México. Experiencias Geotérmicas en la zona poniente del Valle de México. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, 1–6 p.
- Mora Ortiz, R. y. (2009). Análisis del efecto del humedecimiento en la falla de talud en el km 200+000 del cuerpo A de la autopista Cuernavaca-Acapulco. 12.
- Murray Telford, W., & E. Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Nakamura, Y., & Samizo, M. (1989). Site Effect Evaluation of Surface Ground using Strong Motion Records. *Proc. 20th JSCE Earthquake Eng. Symposium.*, 133-136.
- Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English abstract). *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24., 26-40.
- Park B, C., Miller R, D., & Xia, J. (1998a). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. *68th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded*.
- Park B., C., D, M. R., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves:. *Geophysics*, v. 64, n. 3,, pp. 800-808.
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D., & Strollo, A. (2009). Characterization of shallow geology by high frequency seismic noise tomography. *Geophysics. J Int*, 164-174.
- Renalier F., Jongmans D., Campillo M. & Bard Y. (2010). Shear wave velocity of Avignonet landslide (Fance) using ambient noise cross correlation.

- Sabra G, K., Gerstoft, P., Roux, P., & Kuperman W, A. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, vol 32.
- Scherbaum, F. (1987). Seismic imaging of the site response using microearthquake recordings. Part II. Application to the Swabian Jura, southwest Germany, Seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America December 1987 77*, 1924-1944.
- Schuster, G. (2009). *Seismic Interferometry*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Schuster, G., Followill, F., Katz, L., & Yu, J. (2003). Autocorrelogram Migration of IVSPWD data. *Field data test, Geophysics*, 68, 297–307.
- SEGOB. (2001). Inestabilidad de laderas. *CENAPRED*, 39.
- Shapiro M, N., & Campillo, M. (2004). emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, Vol 31.
- Shapiro, N., Campiro, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. (2005). High-resolution surfacewave tomography from ambient seismic noise. *Science* 307, 1615.
- Sheriff, R. (1995). *Exploration Seismology*. Houston: University of Houston.
- Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A.C.* (s.f.). Recuperado el Abril de 2014, de <http://www.smis.org.mx/htm/sm4.htm>
- Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, M. (2006). A study of seismic noise from long\_range correlation properties. *Journal of Geophysics Research*, Vol 111.
- Stokoe II, K. H., Wright, S. G., Bay, J. A., & Roesset, J. M. (1994). Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of sites. *ISSMFE Technical Committee #10, edited by R.D. Woods, Oxford Publishers, New Delhi*.
- Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. (1991). *Applied geophysics 2nd ed*. New York: Cambridge University Press.
- Terzagui, K., B.Peck, R., & Oreste Moretto. (1963). *Mecánica de Suelos en la Ingeniería Practica*. El Ateneo Editorial.
- Uieda, L., C Oliveira, V., & C. F. Barbosa, V. (2013). Modling the Earth with Fatiando a Terra. *Proc. of the 12th Python in science conf.*, 96-103.
- Yilmaz, O. (1987). Seismic data processing. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Zavala, W. P. (2011). *Deslizamiento de un talud en el poniente de la ciudad de México*. México: PILOTEC.

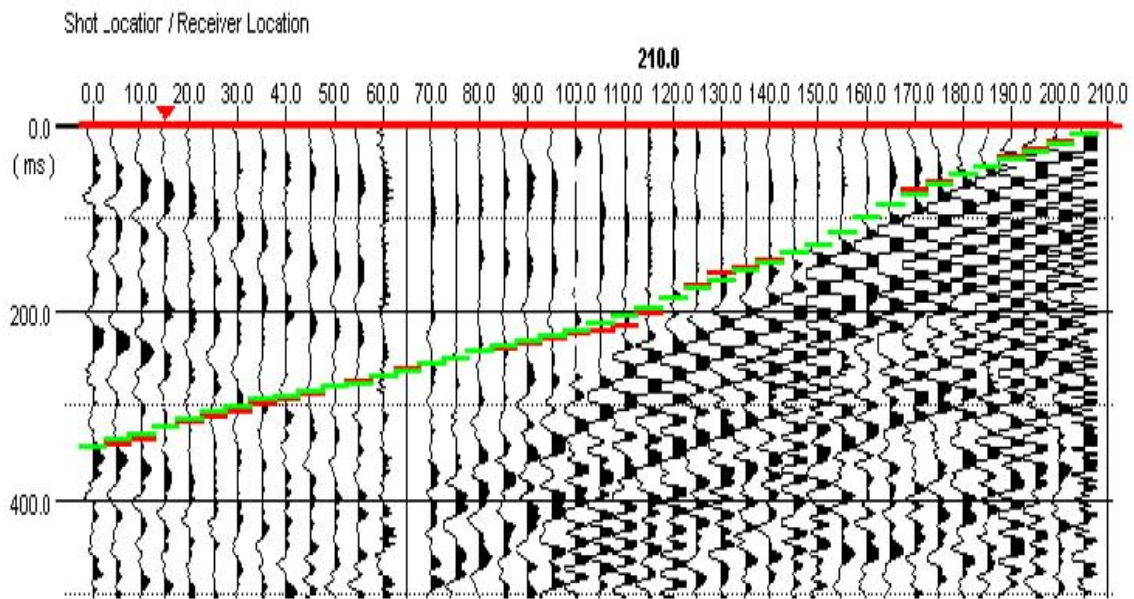
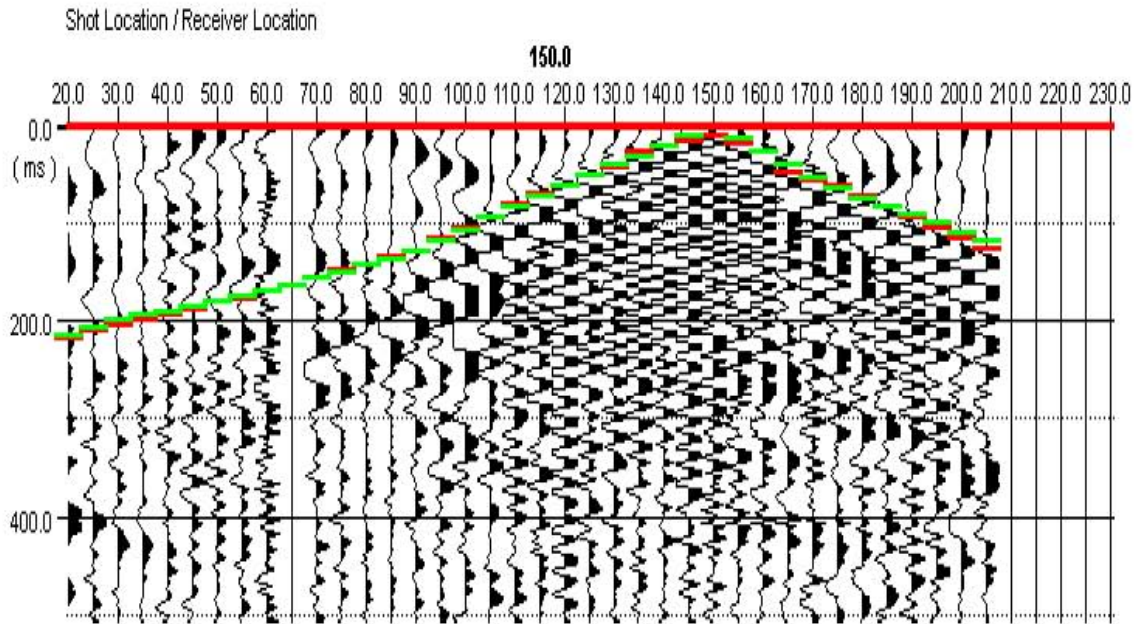
# ANEXOS

## ANEXO A

Registros de refracción sísmica para la línea 1.

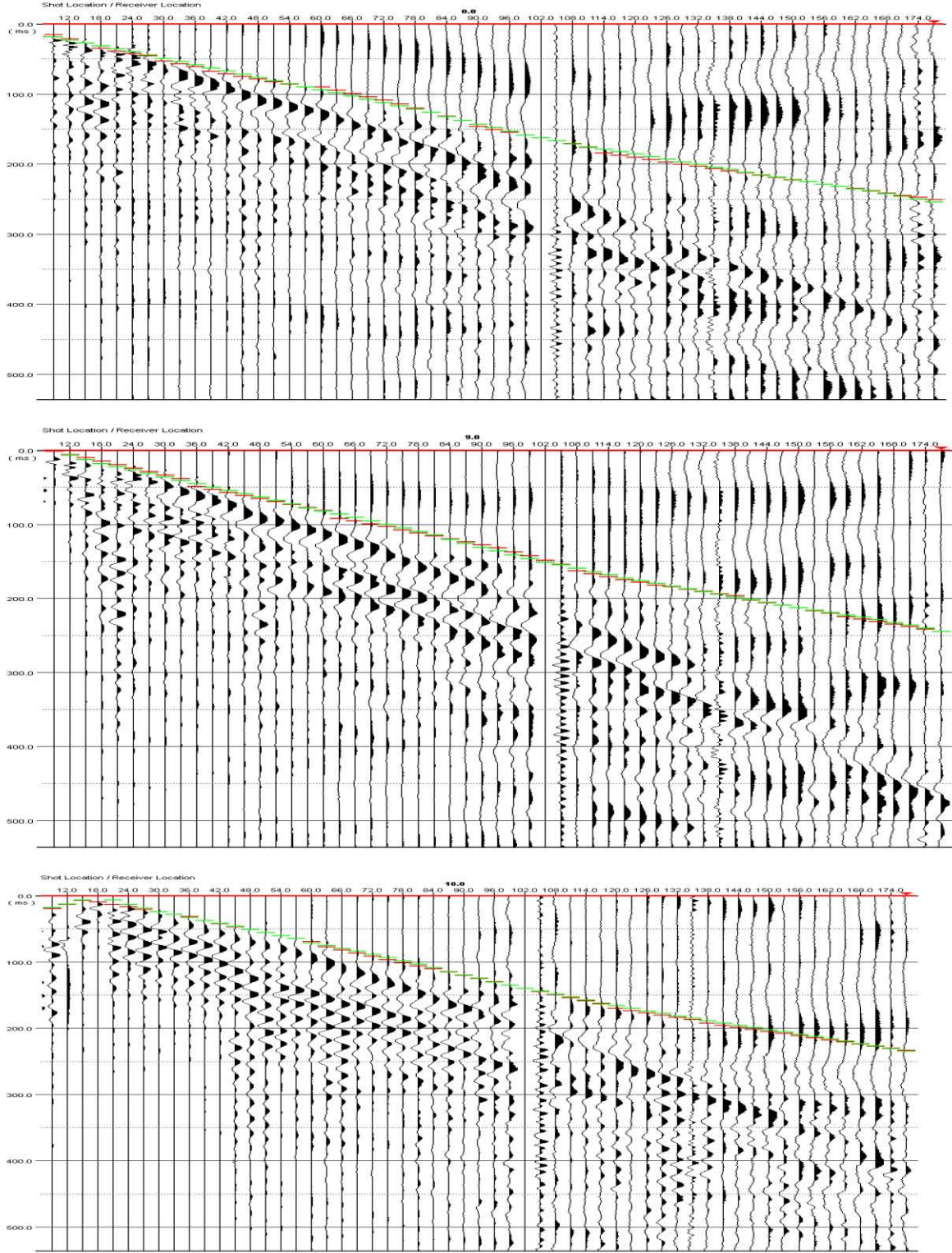


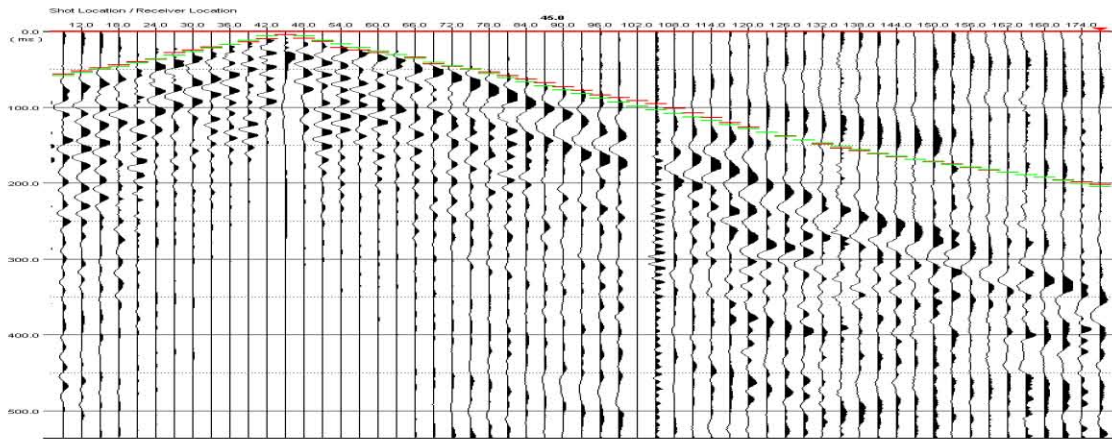
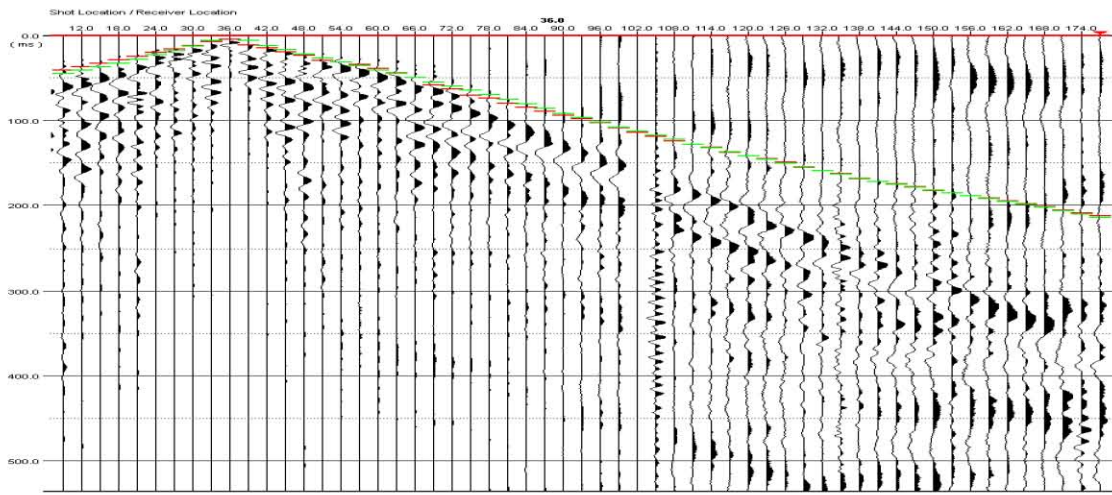
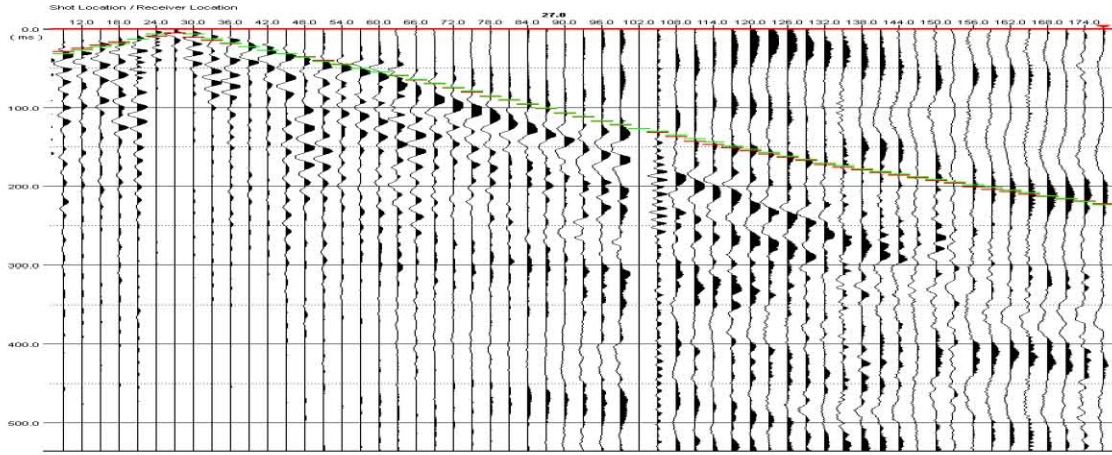


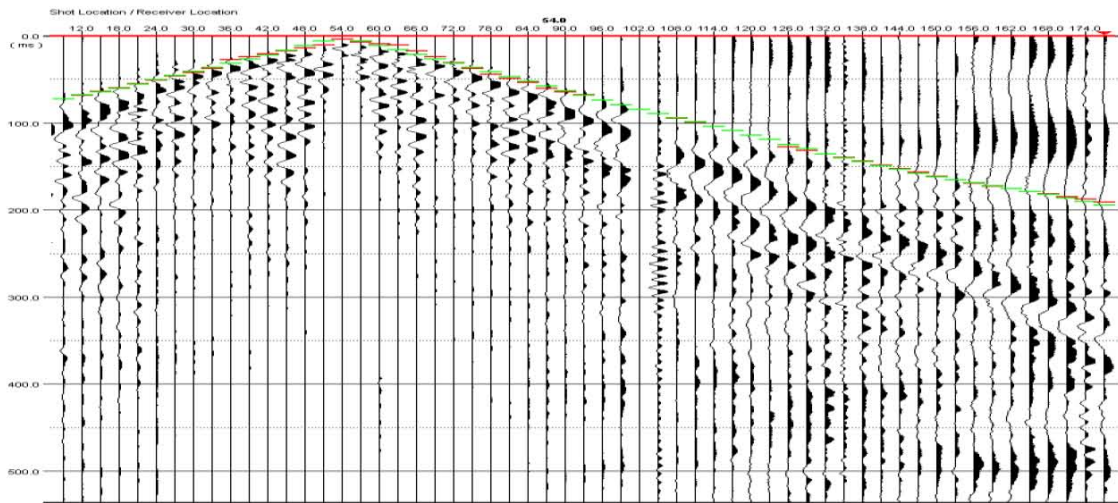
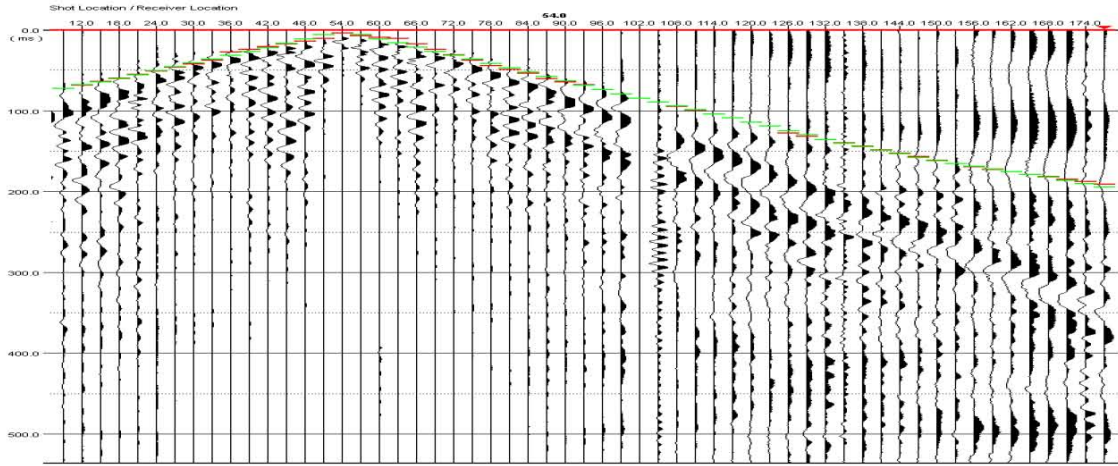


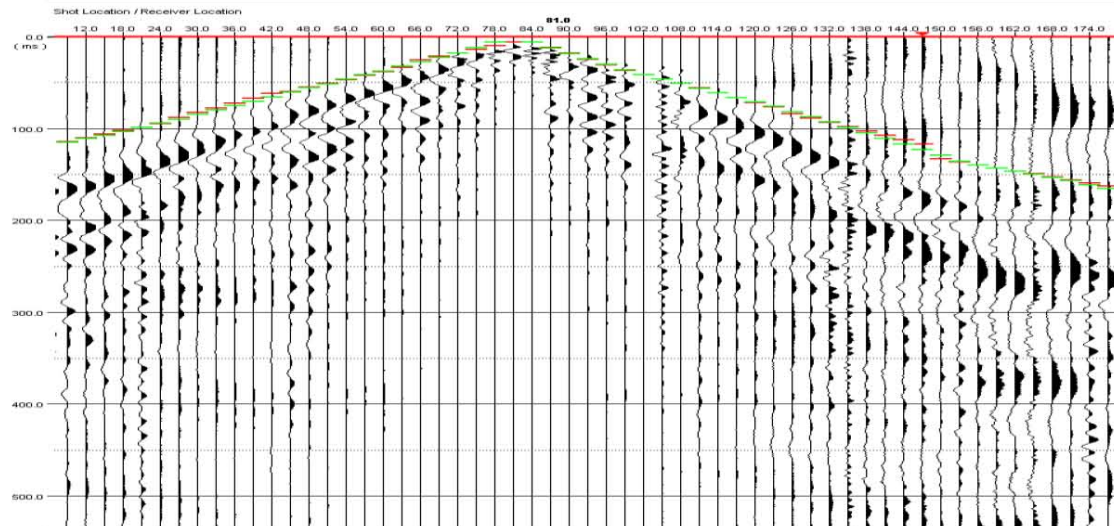
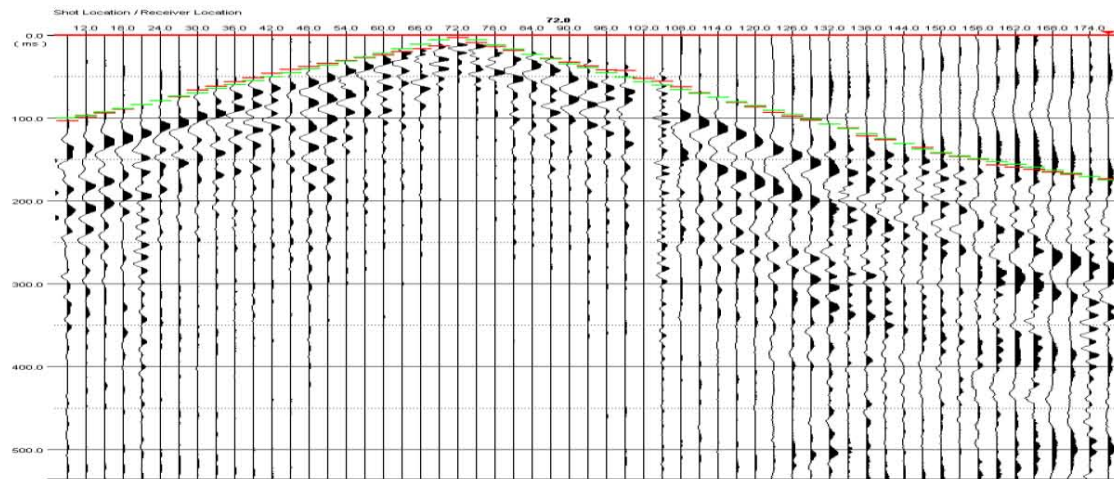
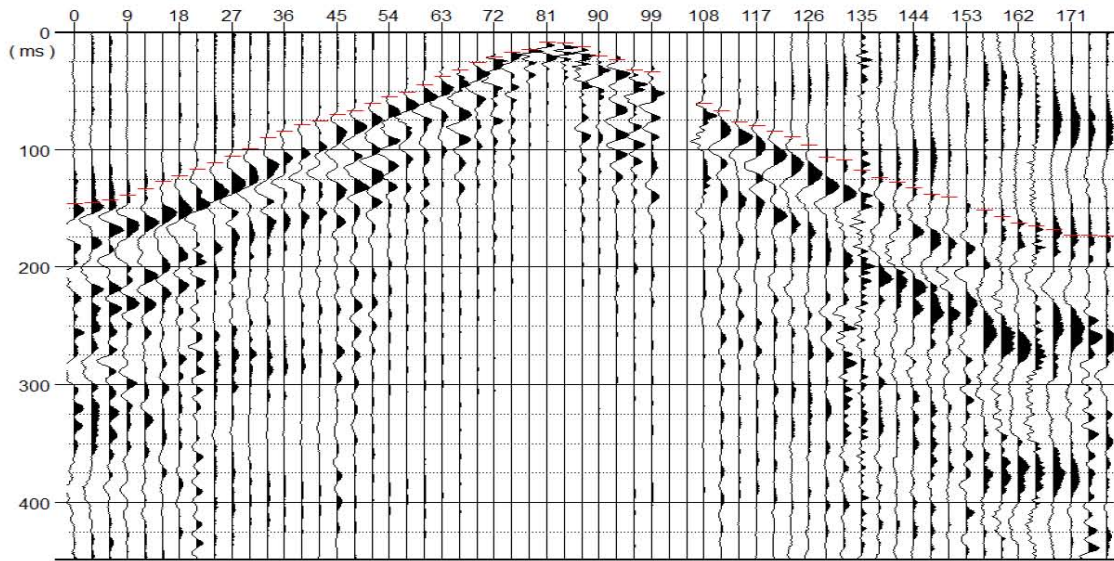
# ANEXO B

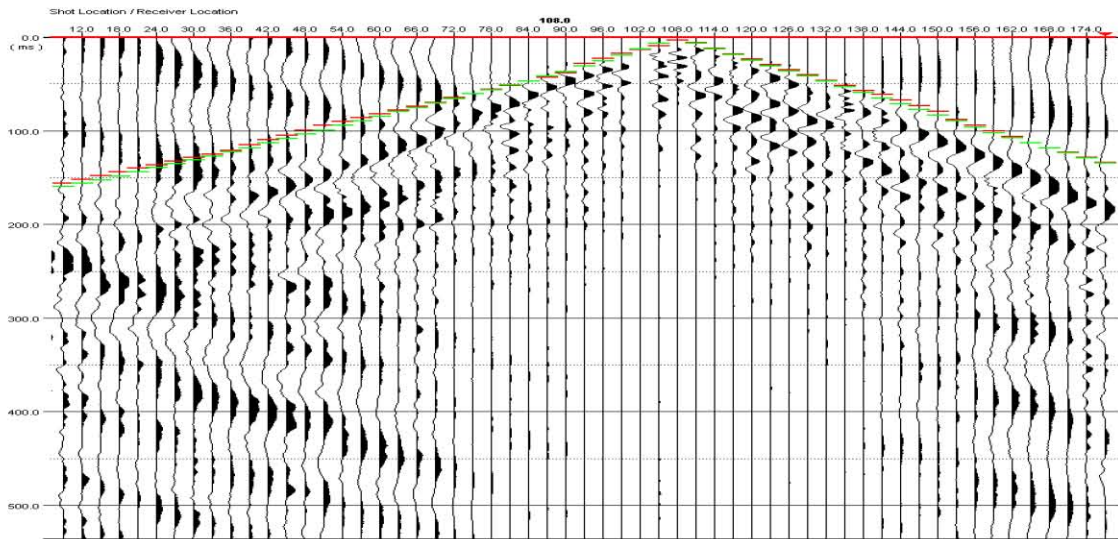
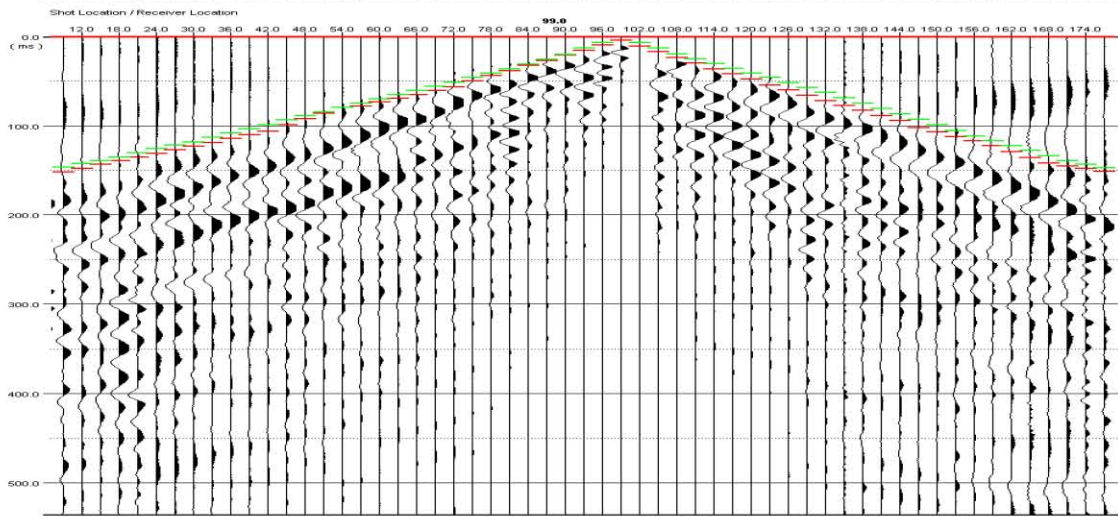
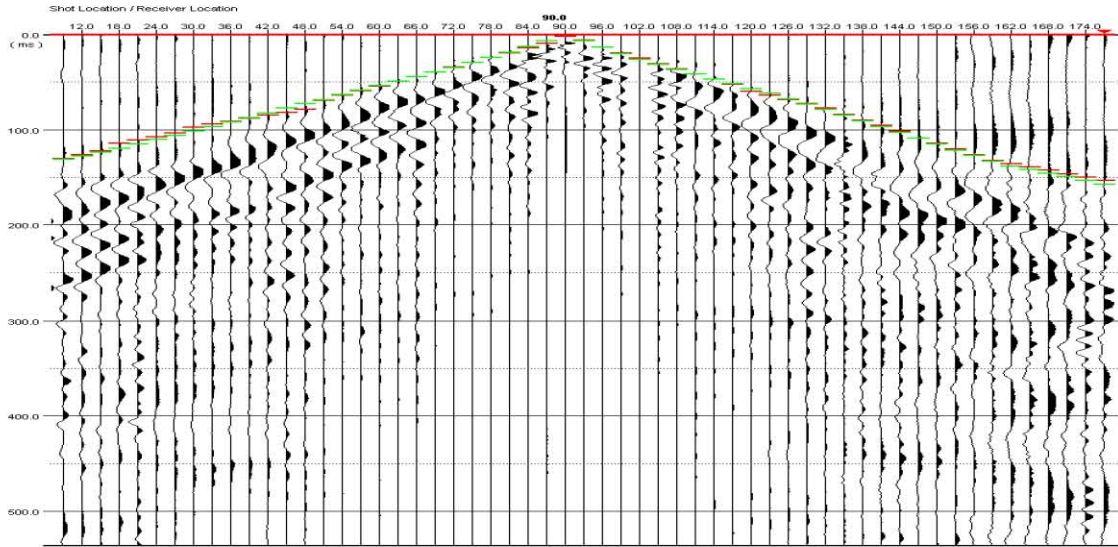
Registros de refracción sísmica para la línea 2.

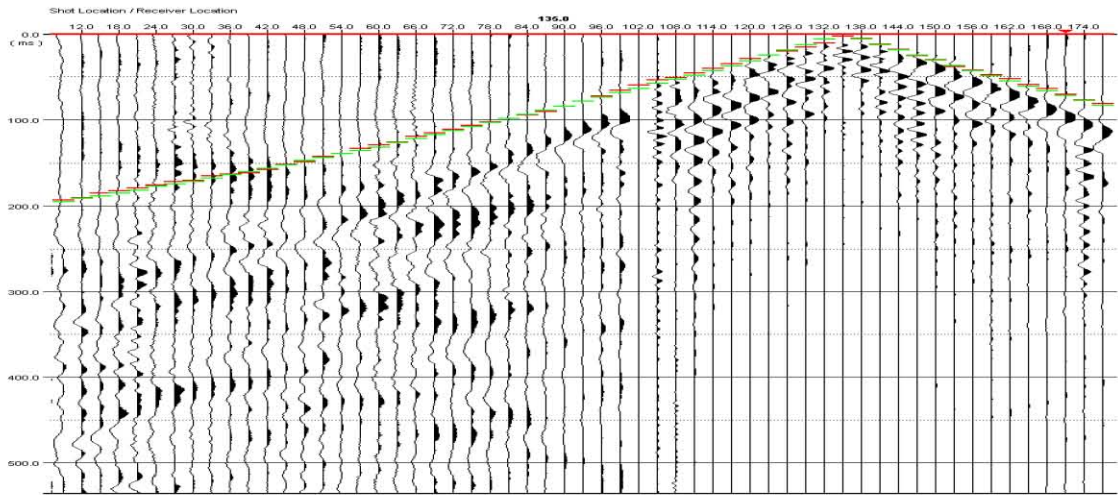
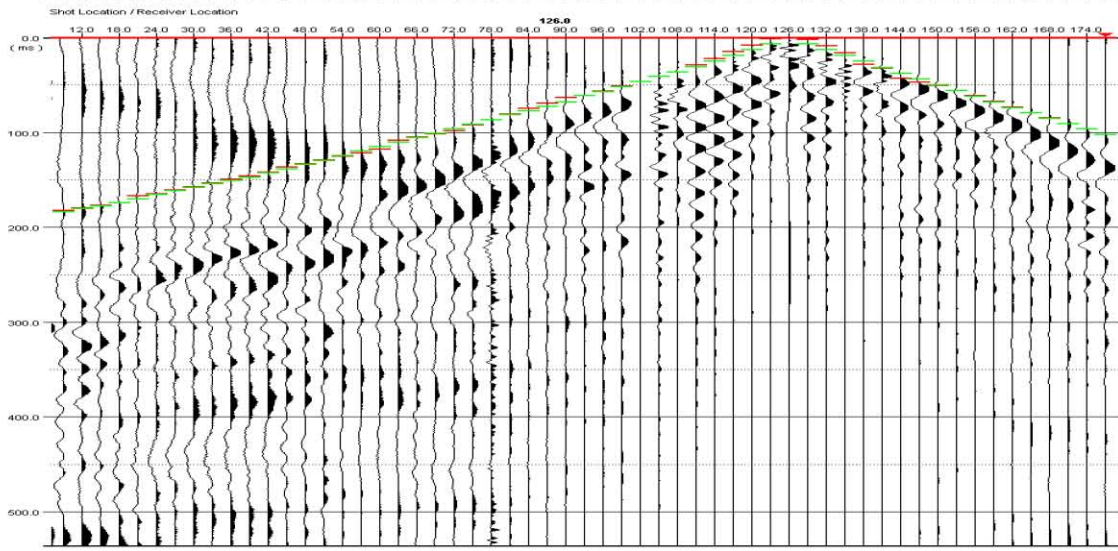
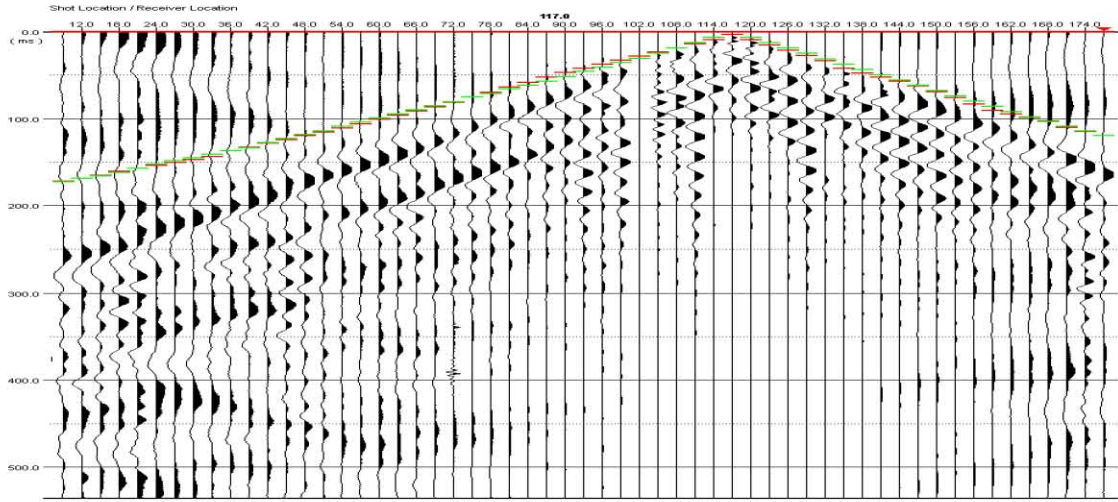


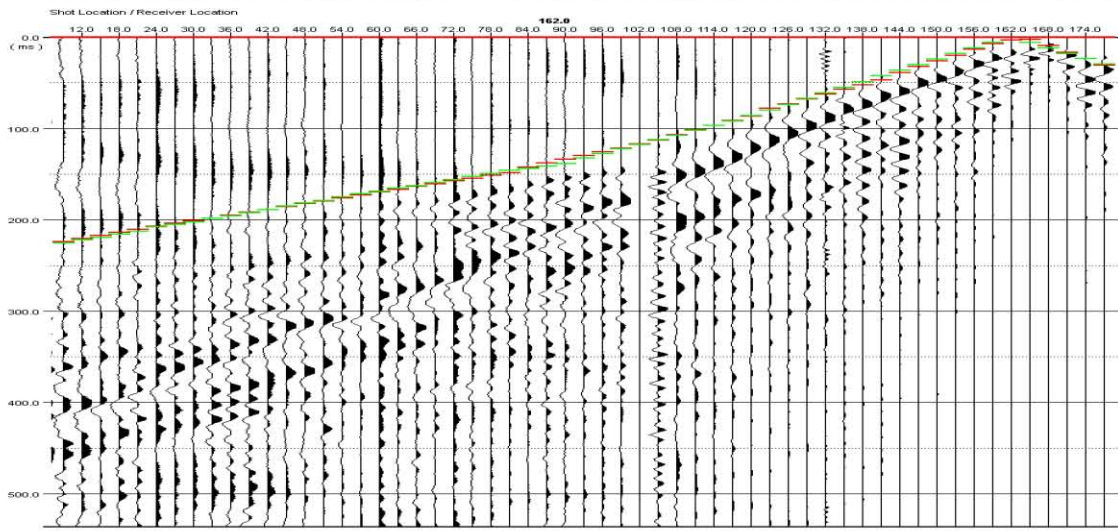
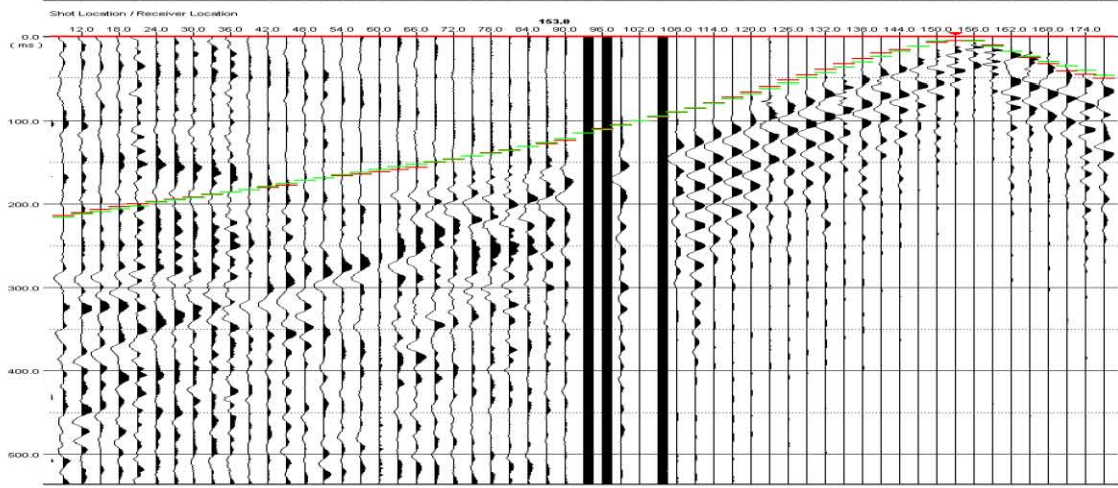
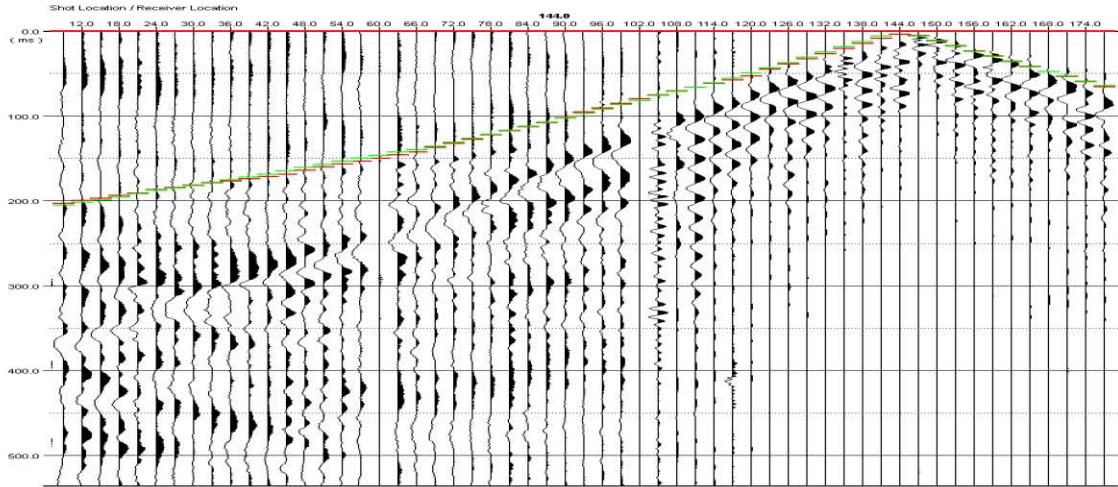




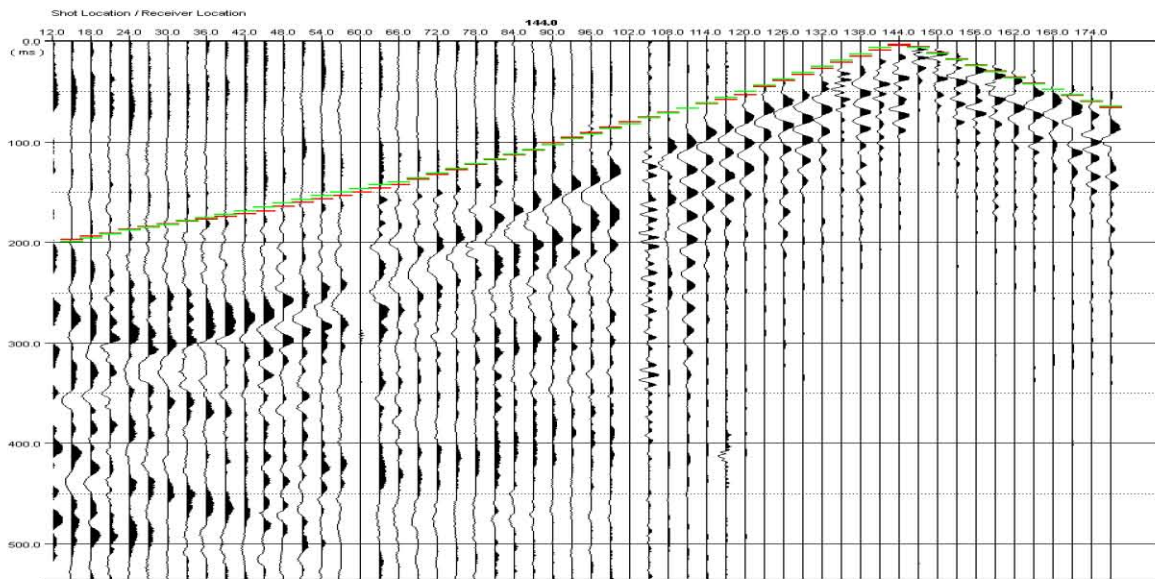
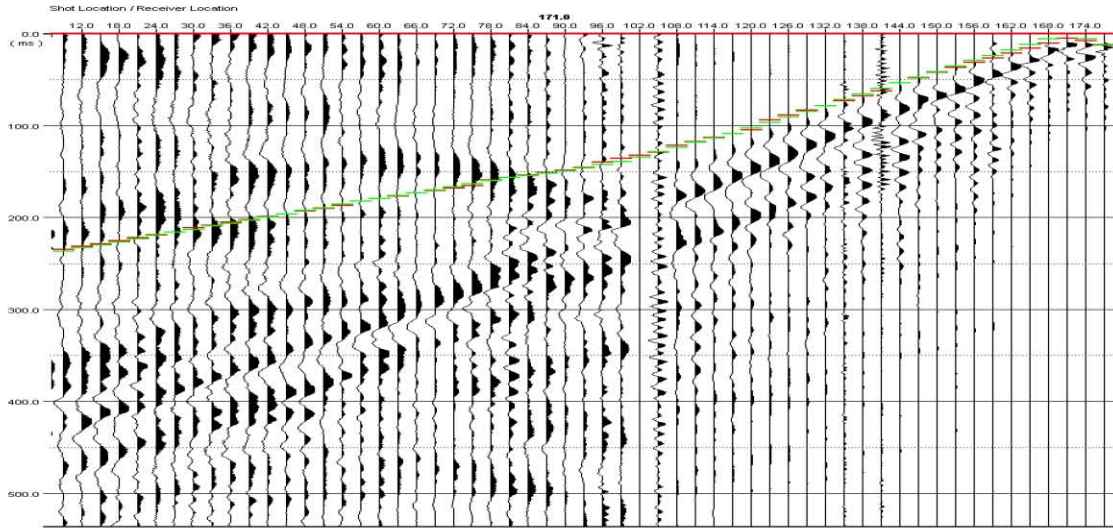






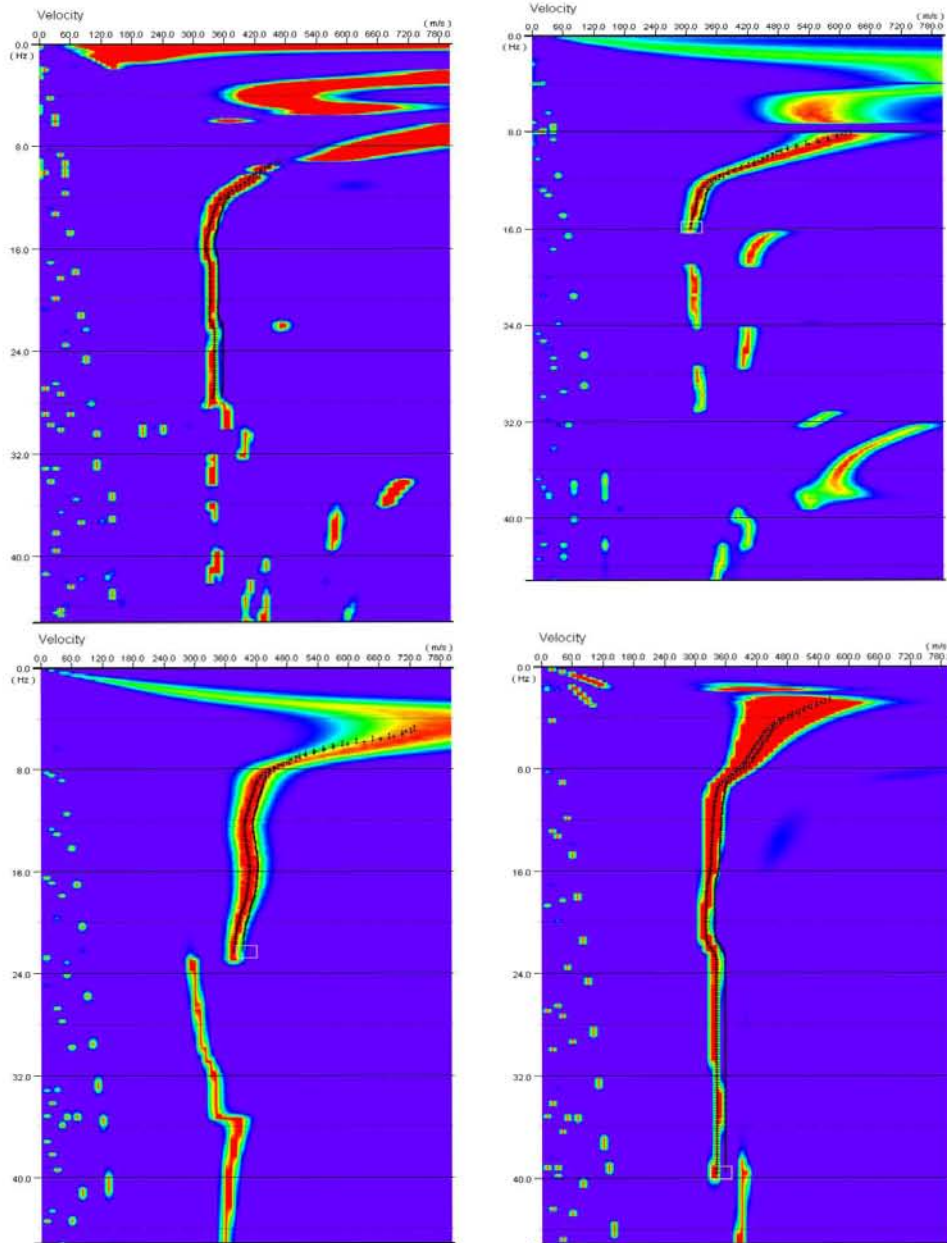




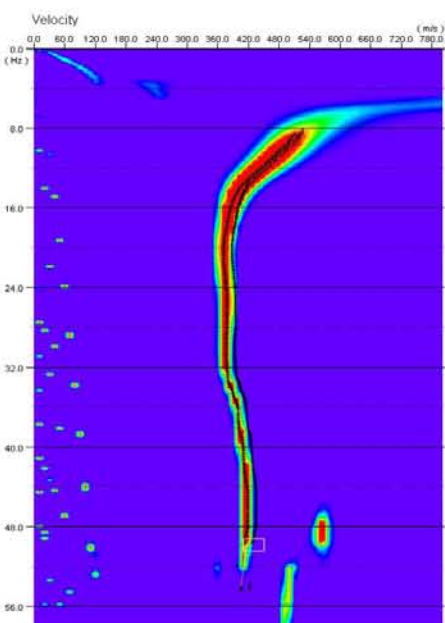
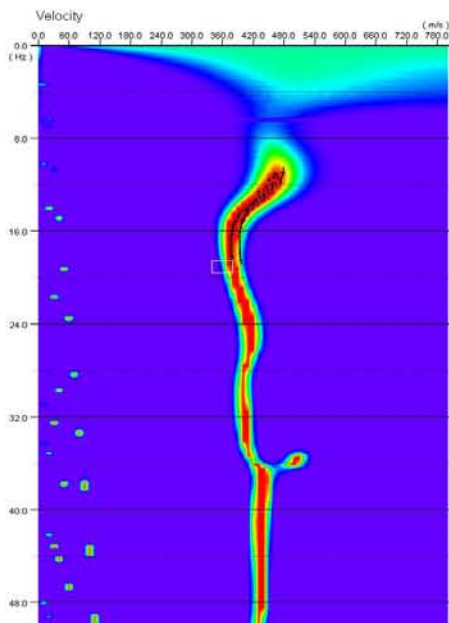
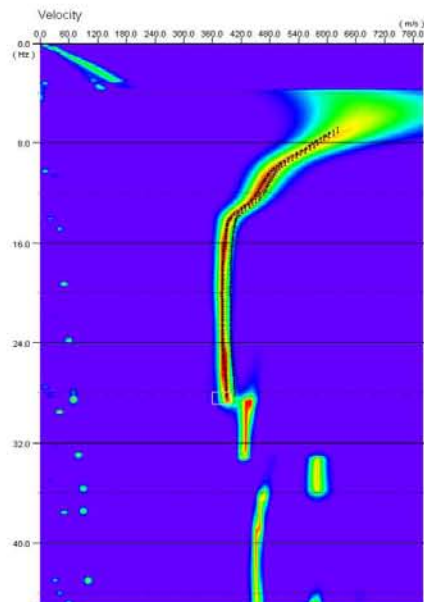
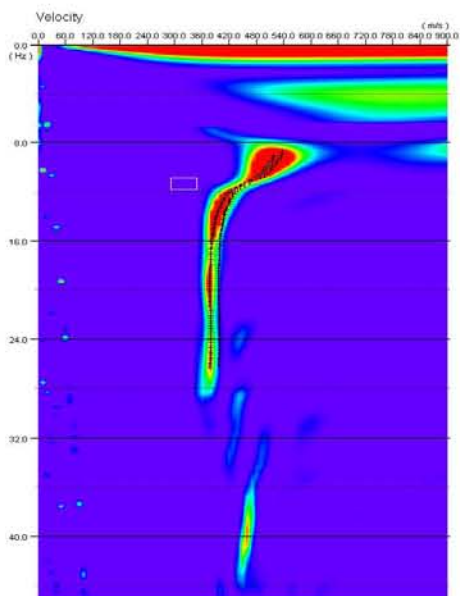


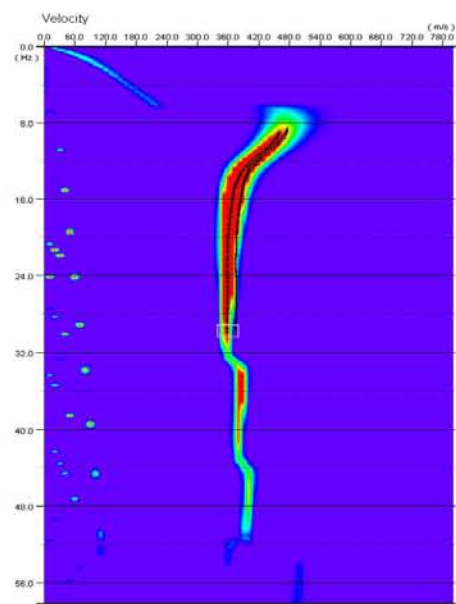
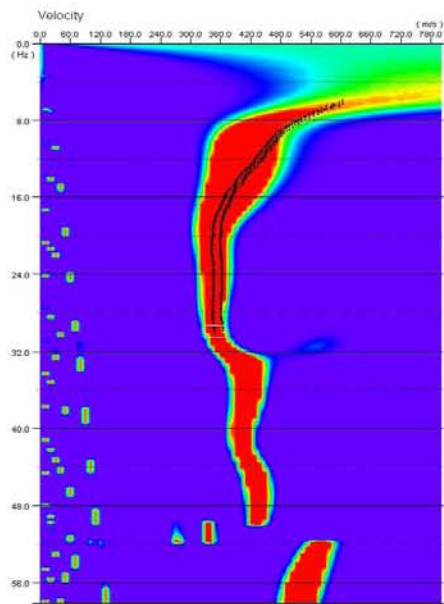
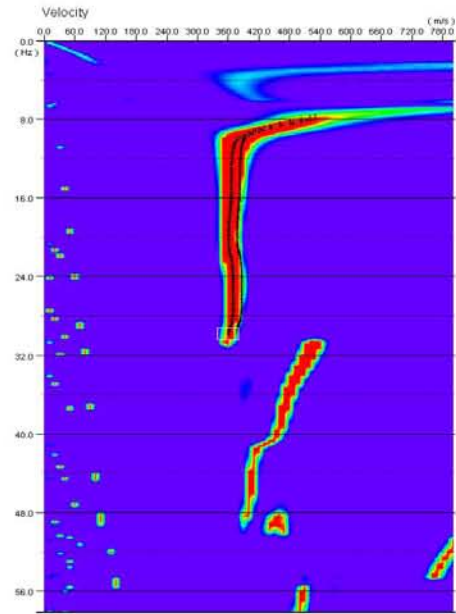
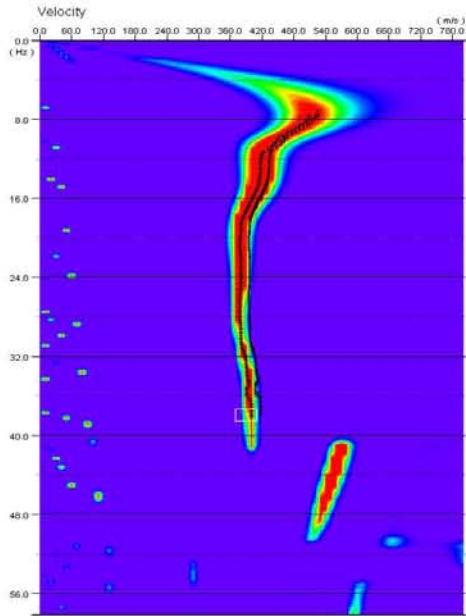
# ANEXO C

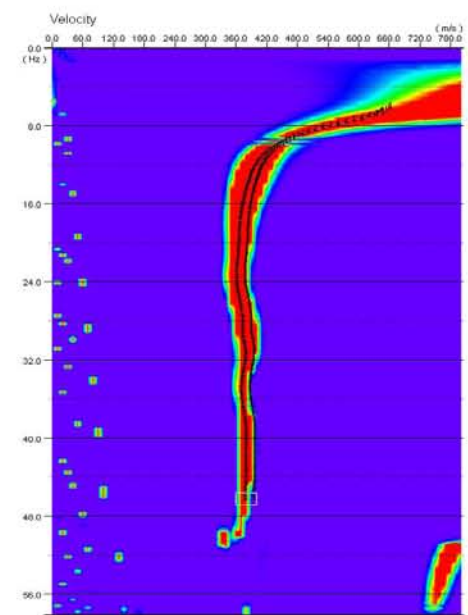
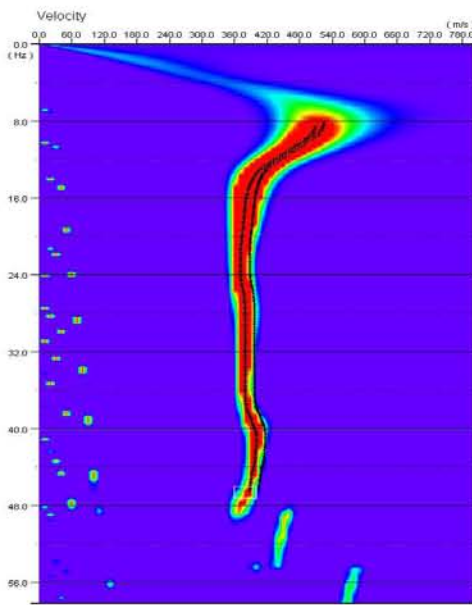
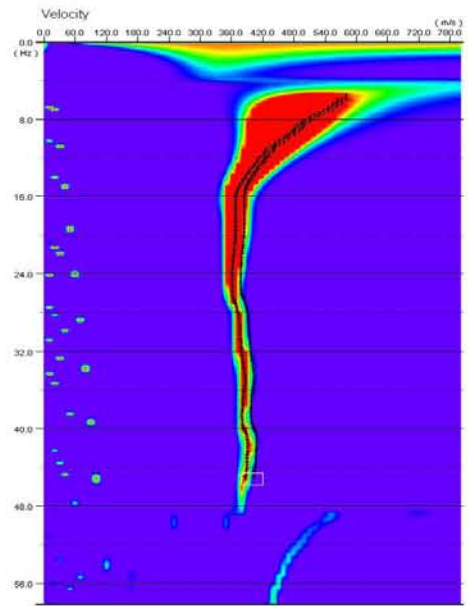
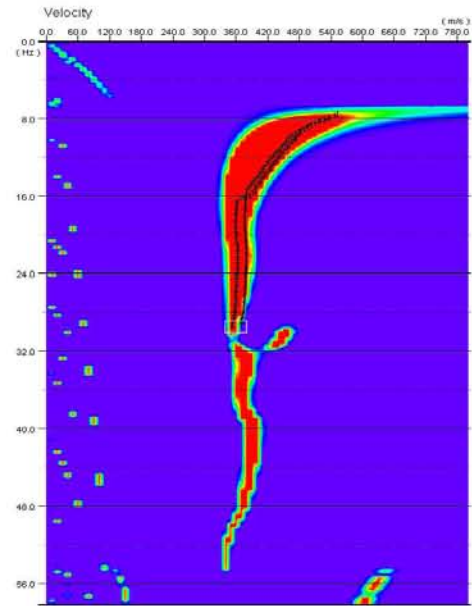
Curvas de dispersión para el modelo Vs de la línea 1.

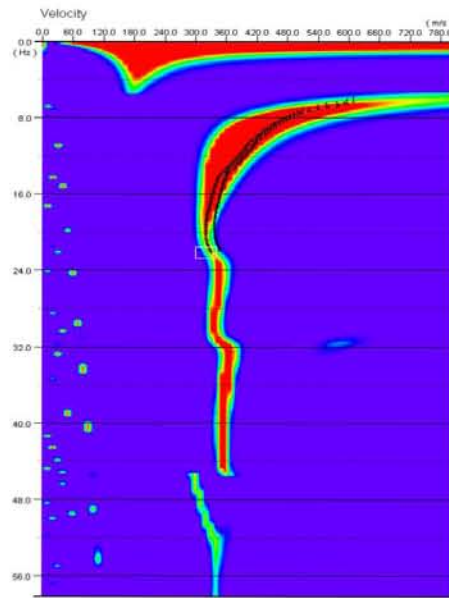
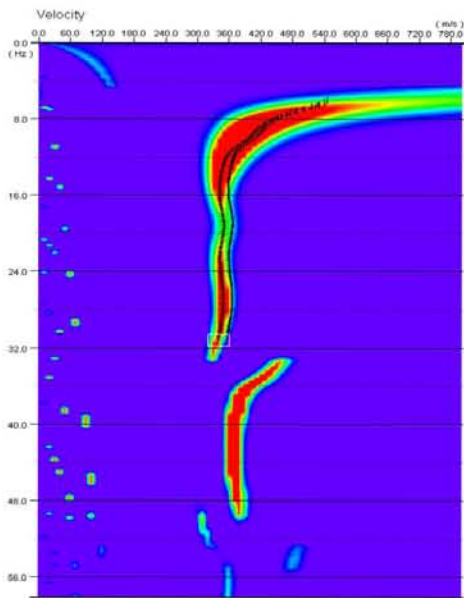
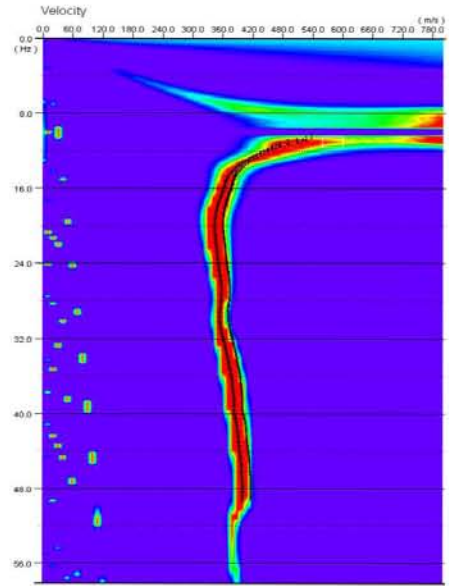
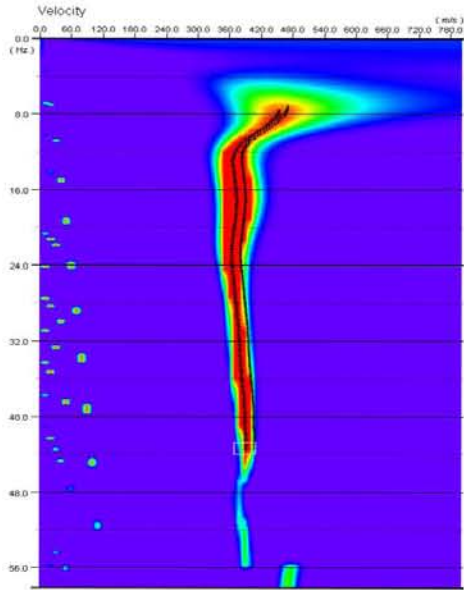


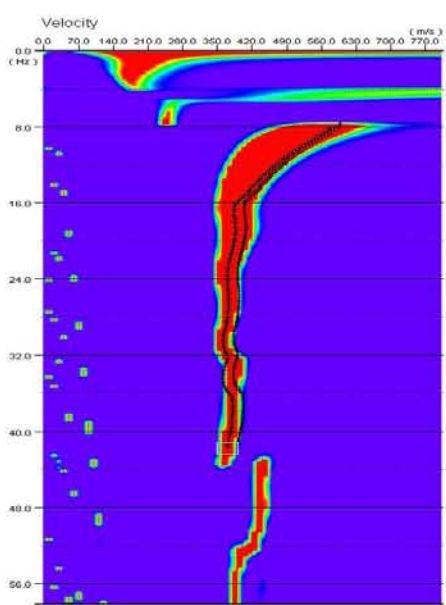
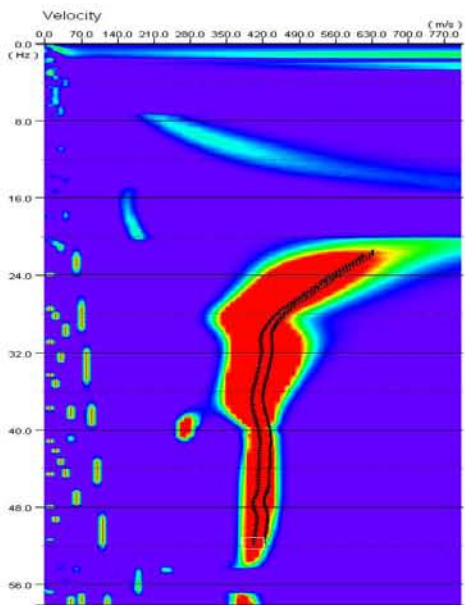
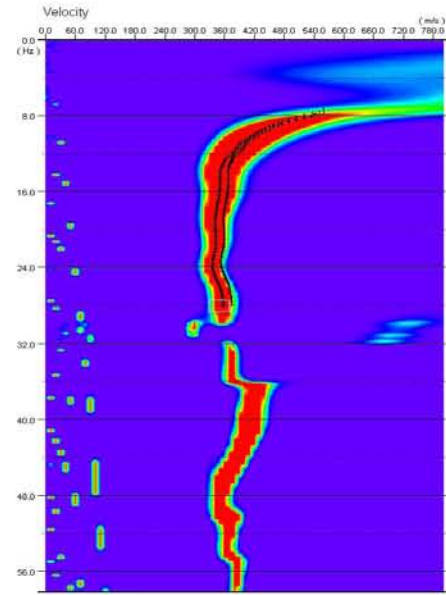
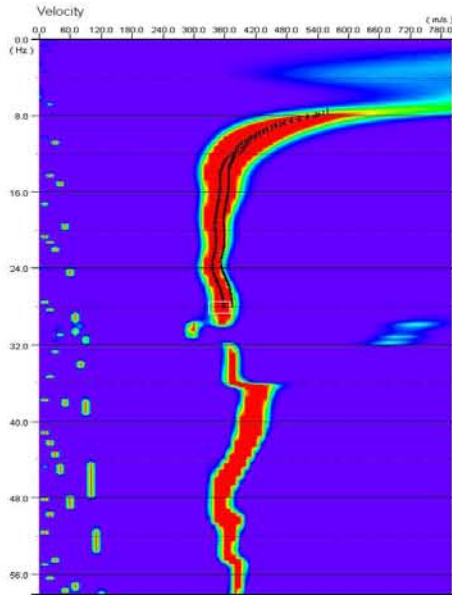
## Curvas de dispersión para el modelo Vs de la línea 2.

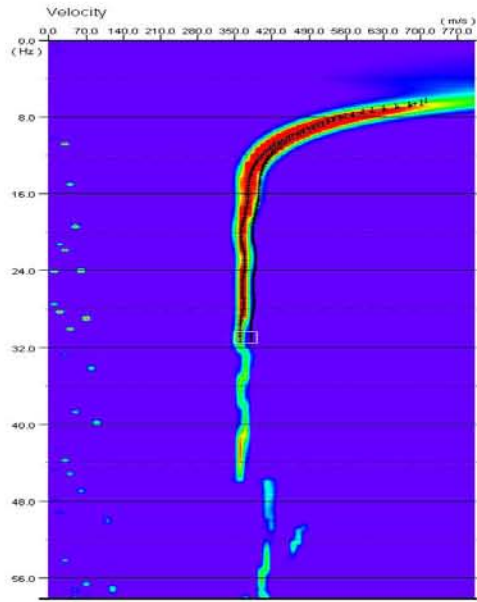














## ANEXO D

**Densidad  $\rho$**  (Gardner *et al*, 1974);  $\alpha=0.31$

$$\rho = \alpha Vp^{\frac{1}{4}}$$

**Relación de Poisson  $\nu$** : Constante elástica la cual es una medida de la compresibilidad de un material perpendicular al esfuerzo aplicado, es decir la relación de la deformación transversal y longitudinal, y puede expresarse en términos de las velocidades de onda P y S.

$$\nu = \frac{\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 2}$$

**Relación  $Vp/Vs$** : Esta relación puede dar una idea aproximada del grado de consolidación del material, y es dependiente de la relación de Poisson.

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{2 - 2\nu}{1 - 2\nu}}$$

**Módulo de Young (Darracott and Orr, 1976)**: Indica la Resistencia que opone un cuerpo ante un esfuerzo extensional.

$$E = (Vs^2)(\rho) \left[ \frac{3\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 4}{\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 1} \right]$$

**Módulo de rigidez  $G$** : Donde  $\rho$  es la densidad del material: indica la resistencia de un cuerpo ante un esfuerzo de cizalla.

$$G = \rho Vs^2$$

**Módulo de Bulk ó Modulo de volumen**: Indica la respuesta de un cuerpo ante un esfuerzo compresional.

$$K = \frac{\frac{1}{3}E}{1 - 2\nu}$$

# ANEXO E





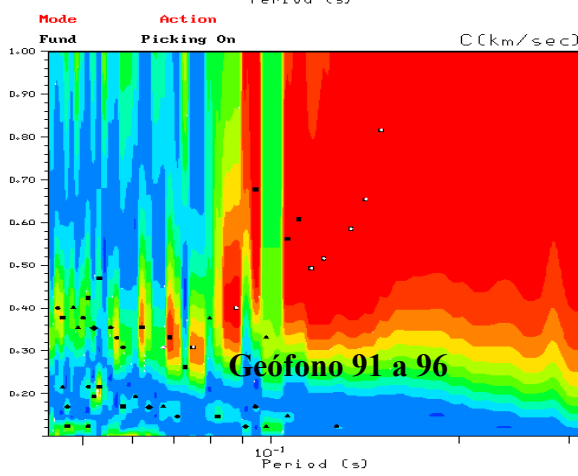
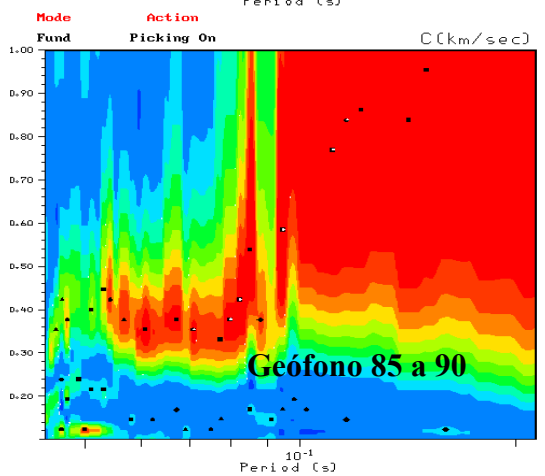
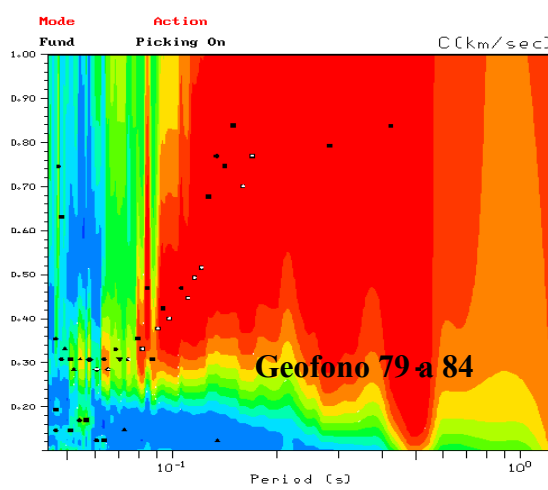
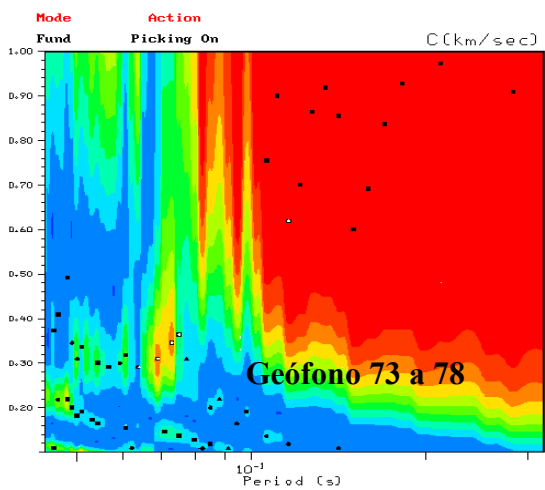
ESTRUCTURA		CONDICION SUPERFICIAL DE LAS JUNTAS				
		MUY BUENA Superficies rugosas e insul- teradas	BUENA Superfi- cies rugosas, algo meteorizadas, con manchas de óxido	MEDIA Superfi- cies lisas, mo- deradamente meteorizadas, alteradas	MALA Superficies con espejos de fa- lla, muy alteradas, con recubrimien- tos compactos o rellenos que con- tienen fragmentos angulares de rocas	MUY MALA Superficies con espejos de falla, muy meteoriza- das, con rellenos o recu- brimientos de arcillas blandas
 <p>FRACTURADO - Macizo rocoso muy bien encajado e inalterado, consistente en bloques cúbicos formados por tres familias de discontinuidades ortogonales</p>	$m_v/m_i$	0.60	0.40	0.26	0.16	0.08
	s	0.190	0.062	0.015	0.003	0.0004
	a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	$E_m$	75,000	40,000	20,000	9,000	3,000
	v	0.2	0.02	0.25	0.25	0.25
	GSI	85	75	62	48	34
 <p>MUY FRACTURADO - Macizo rocoso encajado aunque algo alterado con bloques poliédricos angulares formados por cuatro o más familias de discontinuidades</p>	$m_v/m_i$	0.40	0.29	0.16	0.11	0.07
	s	0.062	0.021	0.003	0.001	0
	a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.53
	$E_m$	40,000	24,000	9,000	5,000	2,500
	v	0.2	0.25	0.25	0.25	0.3
	GSI	75	65	48	38	25
 <p>FRACTURADO/VETEADO - Plegado y fallado con muchas discontinuidades que se interseccionan formando bloques angulares</p>	$m_v/m_i$	0.24	0.17	0.12	0.08	0.06
	s	0.012	0.004	0.001	0	0
	a	0.5	0.5	0.5	0.5	0.55
	$E_m$	18,000	10,000	6,000	3,000	2,000
	v	0.25	0.25	0.25	0.3	0.3
	GSI	60	50	40	30	20
 <p>MACHACADO - Poco encajado y muy roto con una mezcla de bloques angulares y redondeados</p>	$m_v/m_i$	0.17	0.12	0.08	0.06	0.04
	s	0.004	0.001	0	0	0
	a	0.5	0.5	0.5	0.55	0.60
	$E_m$	10,000	6,000	3,000	2,000	1,000
	v	0.25	0.225	0.3	0.3	0.3
	GSI	50	40	30	20	10

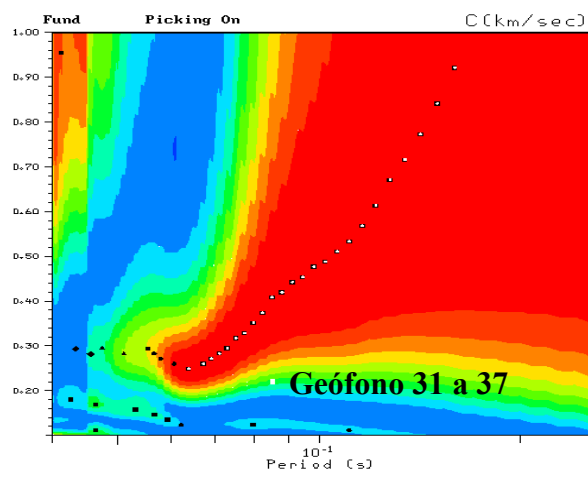
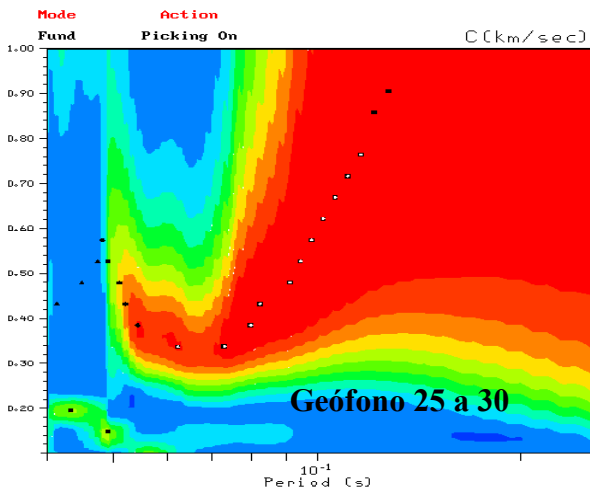
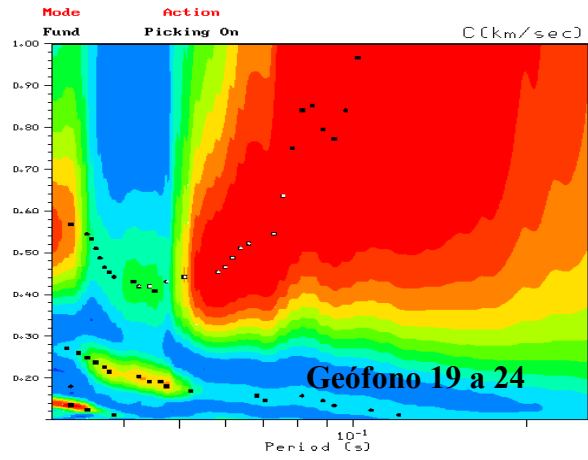
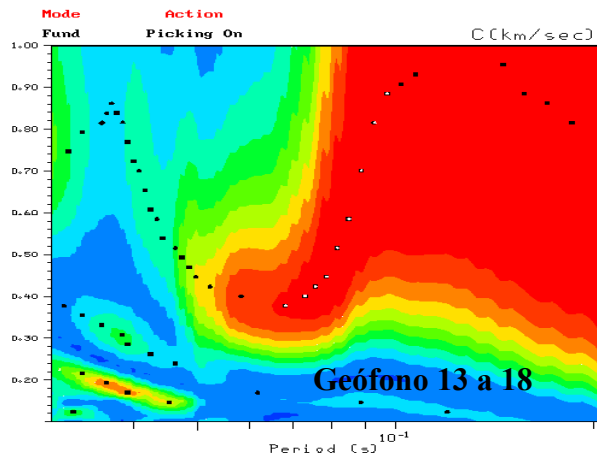
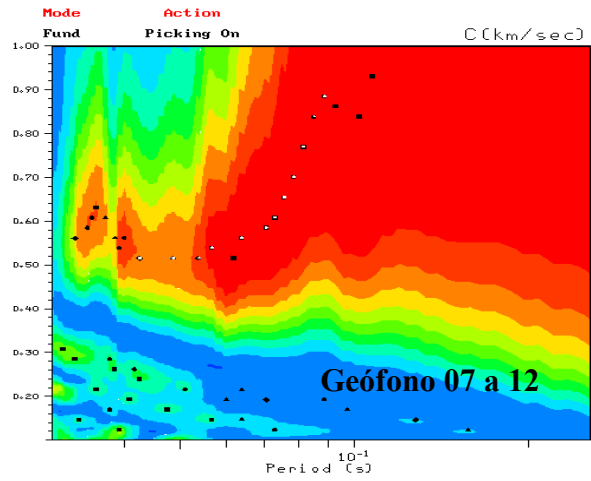
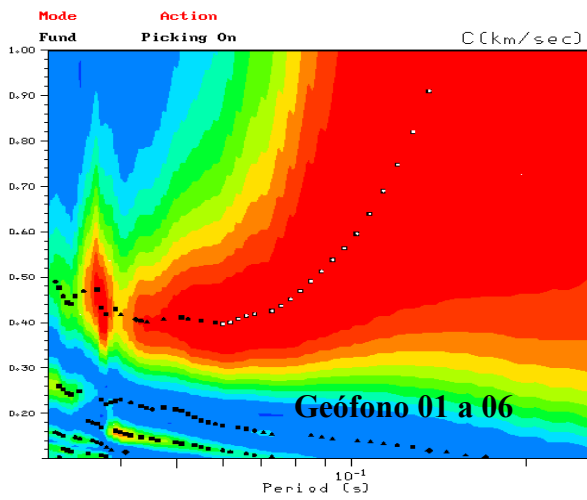
Figura 4.2: Tabla estimativa de las constantes  $m_{ms}/m_i$ , s, a, módulo de Young, Coeficiente del Poisson, y GSI del macizo rocoso en función de la estructura y la calidad del macizo rocosos, según Hoek et al., 1994.

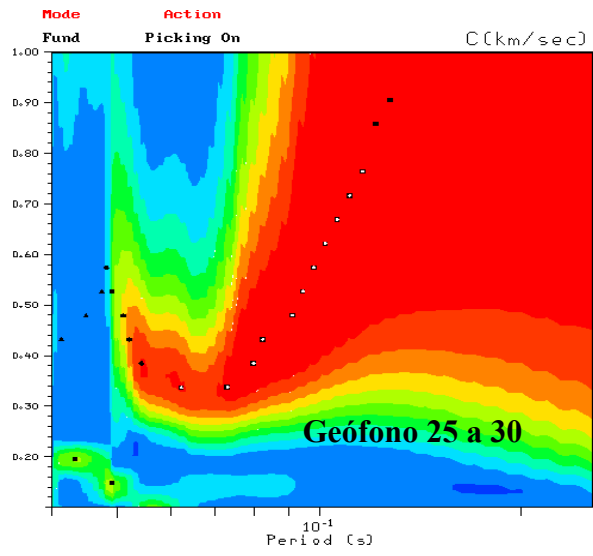
# ANEXO F

## Curvas de dispersión para el experimento 2



### Curvas de dispersión para el experimento 3





# Curvas de dispersión para el experimento 4

