



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**ATENUACION SISMICA DE LAS ARCILLAS DEL
ORIENTE DE LA CUENCA DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**Exploración, Aguas subterráneas, Modelación y Percepción
Remota**

P R E S E N T A :

ING. JANERI NAVA BARRANCO

TUTOR:

M en C. MIGUEL RODRÍGUEZ GONZÁLEZ

Instituto de Ingeniería

Ciudad de México, México. FEBRERO DE 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Efraín Ovando Shelley
Secretario: Dr. Oscar Campos Enríquez
Vocal: M. en C. Miguel Rodríguez González
1^{er}. Suplente: Dr. Raúl Valenzuela Wong
2^{do}. Suplente: Dr. Víctor Manual Cruz Atienza

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

M en C. MIGUEL RODRÍGUEZ GONZÁLEZ

AGRADECIMIENTOS

Quiero dedicar esta tesis: a mis abuelos Rosa y Luis, los amo y extraño cada día, a mi mamá Juanita gracias por todo eres mi mayor soporte, te amo, a Jorge Guizar, gracias por tu apoyo incondicional, te amo. A mis hermano y familia por su compañía en los momentos más difíciles.

Estos últimos años han sido decisivos en mi vida profesional y personal, los disfrute al máximo gracias a ti, Jorge.

Gracias a mi tutor, M en C. Miguel Rodríguez González por su infinita paciencia, por su apoyo y por el gran ser humano que es, fue un placer trabajar con usted, gracias por todo. Sin olvidar a todo el equipo de estudiantes que trabajamos junto a él, gracias a todos por escuchar y colaborar en este proyecto.

Gracias al Instituto de Ingeniería que me cobijó como becaria estos años, gracias por su apoyo en cada uno de los proyectos que emprendí junto a mi tutor.

A cada uno de los miembros del jurado, gracias por su tiempo dedicado a este trabajo, lo valoro demasiado. En especial, gracias al Dr. Efraín Ovando Shelley por su disposición para colaborar en esta tesis.

Fue un placer pertenecer al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica, gracias a cada integrante por su disposición, apoyo y por todo lo que me enseñaron.

Finalmente, gracias a CONACYT por la confianza y el apoyo que brinda a todos aquellos que buscan superarse académicamente y a la Universidad Nacional Autónoma de México, pertenecer a esta gran institución es un honor y junto a mi alma máter (Benemérita Universidad Autónoma de Puebla) buscare poner en alto su nombre.

RESUMEN

El trabajo presenta el procedimiento desarrollado, para estimar valores del factor de calidad mecánico (Q_R) de las arcillas del oriente de la cuenca de México mediante la técnica Sísmica de Ondas Superficiales, desde el diseño del experimento, trabajo de campo, procesamiento de datos y la interpretación de los resultados. El procedimiento seguido se propone como una alternativa para ensayos en los que el objetivo es explorar la atenuación sísmica a profundidades de penetración del orden de hasta cuatro o cinco decenas de metros. La etapa de procesamiento de datos fue guiada por la técnica que mide el decaimiento de las amplitudes espectrales de las correlaciones cruzadas del campo de ruido sísmico ambiental, en función de la distancia, calculadas para estimar Q_R según la propuesta recientemente hecha por Liu *et al.* (2015). Los valores obtenidos de Q_R varían entre 20 y 40 para el ancho de banda de 1 a 7 Hz, estos valores son similares a los valores de amortiguamiento estimados con el ensayo de Columna Resonante, sugiriendo que la técnica sísmica puede ser útil al menos en las condiciones en que se realizó el presente experimento.

ABSTRACT

This thesis presents a method developed to estimate the mechanical quality factor (Q_R) of the eastern Valley of Mexico basin clays by using seismic surface waves. This thesis covers the design of the experiment, fieldwork, data processing and interpretation of results. The procedure followed is proposed as an alternative to physical tests whose objective is to explore the seismic attenuation at penetration depths of the order of up to 40 or 50 meters.

The data processing stage was guided by the technique that measures the decay of the spectral amplitudes of the cross-correlations of the field of ambient seismic noise, as a function of distance. In this way, we estimated Q_R according to the proposal recently made by Liu *et al.* (2015). The Q_R values obtained with the surface wave seismic technique range between 20 and 40 for the bandwidth from 1 to 7 Hz. These values are similar to the damping values estimated with the Resonant Column test, suggesting that the seismic technique can be useful at least under the conditions in which the present experiment was done.

CONTENIDO

RESUMEN	iii
ABSTRACT	iv
TABLA DE FIGURAS	vii
INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO I	5
MARCO TEÓRICO.....	5
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. Atenuación sísmica viscoelástico.....	6
1.2 Ruido sísmico ambiental	15
1.3. Correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental.	16
1.4 Sísmica de dispersión de ondas superficiales	25
CAPITULO II	30
ADQUISICIÓN DE DATOS	30
2. INTRODUCCIÓN	30
2.1. Área de estudio	30
2.2. Disposición geométrica de los sensores en el sitio de estudio.	33
2.3. Equipo.....	34
2.4. Parámetros de adquisición.....	35
CAPITULO III	37
METODOLOGIA DE LA INVESTIGACION.....	37
3. INTRODUCCIÓN	37
3.1. Preprocesamiento	38
3.2. Procesamiento de datos sísmicos	42
CAPITULO IV	52
RESULTADOS	52
4. INTRODUCCIÓN	52
4.1. Preprocesamiento	52
4.2. Curvas de dispersión y modelos de velocidad	55
4.3. Factor de calidad, QR	59
CAPITULO V	68
DISCUSIONES Y CONCLUSIONES.....	68

CONTENIDO

Bibliografía	73
ANEXOS	79
Anexo A. Glosario de términos.....	79
Anexo B. Corrección instrumental	83
Anexo C. Columna resonante.....	88

TABLA DE FIGURAS

Figura 1. Representación conceptual de la respuesta mecánica de geomateriales a excitaciones dinámicas. Modificada de (Foti , et al., 2015).....	10
Figura 2. Bucle histerético de esfuerzo-deformación experimental medido durante una prueba de cizalladura torsional realizada sobre una muestra de arcilla cilíndrica. Modificada de (Foti , et al., 2015).....	12
Figura 3. Diagrama de propagación de ruido sísmico y su correlación cruzada (Furlani, s/a).....	17
Figura 4. (a) Señales sísmica registradas en los receptores A y B, son señales idénticas separadas por un tiempo τ, que corresponden al tiempo de viaje de la onda entre los receptores. (b) Función de correlación de dos registros, en el cual el tiempo.....	18
Figura 5. Ilustración esquemática de la convergencia de las funciones de correlación de ruido y la función de Green. Se muestran dos receptores A y B junto con fuentes de ruido (círculos rojos) (Shapiro, et al., 2011).	19
Figura 6. Representación sistemática de las zonas de interferencia constructiva para ondas superficiales (rojo) y para ondas de cuerpo (verde). La línea solida negra muestra el rayo de una onda de cuerpo refractada conectando los receptores A y B (Shapiro, et al., 2011)	20
Figura 7. Simulaciones de funciones de correlación cruzada de una configuración básica de dos receptores. a) Resultados con una distribucion de fuentes isotropicas b) Resultadados con una distribucion de fuentes isotropicas pero con una atenuacion uniforme (Liu & Ben-Zion, 2013).....	23
Figura 8. Parámetros importantes en la dispersión de ondas superficiales.....	26
Figura 9. Representación elemental y rudimentario de una dispersión inversa.	26
Figura 10. Combinación de mediciones de ondas superficiales de fuente activa y pasiva. Modificada de (Foti , et al., 2015).....	28
Figura 11. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	31
Figura 12. Descripción de las unidades Geotécnicas en el área de estudio.	32
Figura 13. Configuración de los arreglos lineales. a) arreglo lineal de 24 receptores.....	33
Figura 14. Equipo de adquisición. a) Sismógrafo GEODE. b) Geófonos de 4.5 Hz.....	34
Figura 15. Componentes fundamentales del sismógrafo Geode.....	34

Figura 16. Representación esquemática del procedimiento para el cálculo de Q_R.	38
Figura 17. Archivo polos y ceros.	41
Figura 18. Comandos de SAC (Seismic Analysis Code) en orden, utilizados en la corrección instrumental.	42
Figura 19. Diagrama seguido para obtener una curva de dispersión y su respectivo modelo de velocidades de onda de corte.	43
Figura 20. Etapas de procesamiento de la técnica MAM. a) Registro de ruido sísmico ambiental. b) Espectro de velocidad. c) Curva de dispersión (línea continua). d) Modelo de velocidades de onda de corte.	44
Figura 21. Geometría en 2D de dos estaciones, una localizada en el origen y otra en x. El círculo verde representa Q_{in}, el blanco Q_{out} y el gris representa el campo lejano de ruido.	47
Figura 22. Geometría 2D para fuentes de ruido distribuidas aleatoriamente en un anillo (gris), estructuras de atenuación (azul, naranja y verde) y las estaciones sísmicas (Liu et al., 2015).	48
Figura 23. Diagrama de la disposición lineal de los tres receptores.	48
Figura 24. Taza sísmica registrada en un canal (arriba) y la misma traza con corrección instrumental (abajo).	53
Figura 25. Espectro de amplitud de un traza sísmica con y sin corrección instrumental.	53
Figura 26. PSD promedio para dos arreglos lineales uno de 115m (a) y 57.5m (b).	54
Figura 27. Espectros de velocidades, modo fundamental de las ondas Rayleigh (círculos rojos), modo superior (círculo amarillo) y posible efecto de aliasing (flecha roja). ...	56
Figura 28. Resultados del arreglo lineal SPAC7 (115m) y SPAC8 (57.5). SPAC7: Curva de dispersión (A) y Modelo de velocidades de onda cortante (B). SPAC8: Curva de dispersión (C) y Modelo de velocidades de onda cortante (D).	57
Figura 29. Modelo de velocidades de corte V_s (datos corregidos-C y no corregidos-NC) y su curva de dispersión.	58
Figura 30. Procesamiento y resultados del cálculo de Q_R. a) Correlaciones cruzadas en función del tiempo. b) Espectros de las correlaciones cruzadas. c) Ejemplo del resultado de Q_R, curvas de decaimiento de amplitud observada (Puntos) y el mejor ajuste (línea).	59
Figura 31. a) Correlación cruzada sin filtro de Wiener. b) Línea discontinua verde-correlación cruzada con filtro de Wiener y línea negra continua-correlación sin filtro.	60

Figura 32. A) Primera inversión. B) Ultima inversión tras el análisis de residuales.	61
Figura 33. A) Primera inversión. B) Ultima inversión tras el análisis de residuales.....	62
Figura 34. Resultados para separaciones entre receptores de 55, 60 y 115 metros. A) Correlaciones cruzadas. B) Espectro de amplitud de las correlaciones cruzadas. C) Decaimiento de amplitud relativo y valores de Q_R invertidos.....	63
Figura 35. Resultados para separaciones entre receptores de 70, 25 y 95 metros. A) Correlaciones cruzadas. B) Espectro de amplitud de las correlaciones cruzadas. C) Decaimiento de amplitud relativo y valores de Q_R invertidos.....	63
Figura 36. Resultados para separaciones entre receptores de 20, 25 y 35 metros. A) Correlaciones cruzadas. B) Espectro de amplitud de las correlaciones cruzadas. C) Decaimiento de amplitud relativo y valores de Q_R invertidos.....	64
Figura 37. Receptores una distancia de $x=30$ m	65
Figura 38. Receptores una distancia de $x=70$ m.	65
Figura 39. Receptores una distancia de $x=115$m.	66
Figura 40. Variación de Q_S con respecto a la frecuencia (interpretación tradicional usando la teoría de compensación de dispersión geométrica el concepto de atenuación lineal, resultando en que Q_f incrementa con la frecuencia).....	67
Figura 41. Representación del registro de ondas para el cálculo de la V_s y Q_S en dos receptores (triángulos invertidos negros). A) representación de una longitud de onda para la estimación de V_s C) ejemplo de registro que no funciona C) propagación de una onda de varias longitudes para la estimación de Q_S.....	70
Figura 42. Definición de un sistema lineal (Stein & Wyssession, 2003).....	83
Figura 43. Representación gráfica de un sismómetro (Aki & Richards G., 2002).	84
Figura 44. Sistema básico del equipo de columna resonante.....	89

INTRODUCCIÓN

La predicción de las características del movimiento del suelo durante sismos fuertes en un sitio que sustentará una obra civil importante es de gran interés en ingeniería sísmológica, debido a que estas características se relacionan con los daños que pueden generar sismos intensos en obras civiles. Las amplitudes que alcanza y el contenido de frecuencias en el que se desarrolla, son las características básicas para describir el movimiento del suelo.

Muchos son los sitios de interés que no cuentan con registros de movimiento fuertes del terreno, esto ha promovido el uso de técnicas sísmológicas que permitan hacer predicciones del movimiento del terreno en estos sitios. Entre las diferentes técnicas que se han propuesto se encuentra ahora la del ruido sísmico ambiental, que recientemente ha recibido fuerte impulso porque puede utilizarse en zonas urbanas y en construcción. Así, la investigación sobre el campo de ruido sísmico ambiental para aplicaciones en sísmología fue descrita por primera vez por Aki (1957). Para la década anterior, Claerbout (1968) estableció la manera de construir sismogramas de reflexión a partir de funciones de correlación cruzada (CC) de registros de sismos.

Por otro lado, Dziewonki (1969) estudio señales dispersivas por medio de técnicas de multi-filtrado (MFA-*Multi Filter Analysis*) para estimar principalmente velocidades de grupo. Siguiendo esta técnica de análisis, Mitchell, B. (1973) y Herrmann (1973) observaron que es posible distinguir el modo fundamental de las ondas Rayleigh y varios modos por sus patrones bien definidos en los registros. Tras un lapso de tiempo largo, Petersen (2003) mejora la técnica de MFA logrando mejorar la resolución del diagrama de frecuencia-velocidad, para identificar con mayor exactitud el modo fundamental y modos superiores de las ondas Rayleigh y, por consecuencia reducir el espacio de soluciones del modelo de velocidades de onda cortante, facilitando el uso de ondas superficiales para las prospecciones poco profundas.

En conjunto con todos los avances mencionados con respecto al ruido sísmico, a las correlaciones cruzadas (CC) y las velocidades de ondas superficiales, fue hasta Shapiro y Campillo (2004), Sabra *et al.* (2005) y Shapiro *et al.* (2005), cuando se estableció un posible procedimiento para obtener información acerca de la estructura de la velocidad de cortante en el interior de la Tierra por medio de la correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental, obtenidos en estaciones sísmológicas

INTRODUCCIÓN

separadas a diferentes distancias, que puede ser utilizada como sismograma virtual bajo la conjetura inicial de Claerbout (1968), de que la posición de una de las estaciones se comportaría como una fuente de ondas y la otra como el receptor. Tras los buenos resultados y sus aplicaciones alrededor del mundo, Bensen *et al.* (2007) especificó etapas de procesamiento para el análisis de registros de ruido sísmico, enfocándose en el preprocesamiento y en el control de calidad, con el fin de obtener mediciones fiables, flexibles y aplicables a una variedad de entornos y escalas.

Es así como, bajo el supuesto de que los campos de ondas reconstruidos a partir de las CC del ruido sísmico ambiental, que muestran la naturaleza del medio propagante, fue posible estimar la velocidad de propagación de cortante, siendo la principal aplicación que tuvieron las CC (e.g. Bensen, et al., 2007, Zhan, et al., 2014 y Zigone, et al., 2015).

Solo muy recientemente inició el interés de ocupar la amplitud de las CC, con el fin de cuantificar las características atenuantes de ondas sísmicas cuando se propagan en el subsuelo, esto, debido a que si la correlación se considera un sismograma virtual, la amplitud de ésta, contiene necesariamente información sobre la fuente, el trayecto y el sitio en donde se emplaza el receptor. A lo largo del trayecto que recorren las ondas sísmicas sucede que las amplitudes de estas se modifican, decrecen comúnmente, por causa de las propiedades anelásticas del medio y al esparcimiento, que crea la estructura de la velocidad de propagación de las formaciones geológicas, al encuentro con el tren de ondas que se propaga entre fuente y receptor. De manera similar la estructura geológica, y la misma superficie libre en la que está emplazado el sitio de registro, modifican la amplitud de las ondas sísmicas.

En el caso de ser ondas superficiales, el decaimiento en la amplitud es inversamente proporcional a la raíz de la distancia recorrida y, la disipación de su energía debe ser proporcional a la distancia, suponiendo que estas viajan desde la fuente que las origina a un receptor.

El proceso de estimación de la atenuación de ondas sísmicas incluidas en correlaciones cruzadas del campo de ruido sísmico ambiental es un tema que aún está en desarrollo. Prieto et al. (2009) propusieron que el promedio de la parte real de la coherencia entre dos registros del campo de ruido sísmico ambiental puede expresarse como $CC = J_0(\omega r/c)e^{-\alpha x} = J_0(\omega x/c)e^{-\omega x/2Q}$, que incluye un factor exponencial, el cual, lleva la atenuación del medio; así, en tanto pueda calcularse la parte real de la CC se fija la relación entre un observable, la parte real de CC y el factor de atenuación sísmica α , esto para una función de dispersión de la velocidad de fase $c(\omega)$. Note que en la propuesta anterior el factor exponencial multiplica la expresión del coeficiente de correlación, $J_0(\omega x/c)$, establecido por Aki

INTRODUCCIÓN

(1957), y definida como la correlación cruzada promedio, normalizada, entre dos registros simultáneos del campo de ruido sísmico.

Es preciso indicar que Aki (1957) utiliza como factor de normalización la densidad espectral del ruido sísmico ambiental obtenido en la estación central (en el caso en que se trate de un arreglo circular con estación central, desde luego en el caso de dos estaciones debe ser la densidad espectral de cualquiera de las estaciones). Mientras que la definición de coherencia es un cociente que lleva en el numerador la correlación cruzada de dos señales y en el denominador el producto de las densidades espectrales de cada uno de los registros obtenidos en ambas estaciones.

Años más tarde, Weaver (2011) y Tsai (2011) indican que la expresión propuesta por Prieto et al. (2009) no es adecuada, en sus respectivos trabajos establecieron también que la propuesta de Prieto es la adecuada en el caso de un campo equiparticionado, pero no es así en tanto el campo no tenga esa propiedad. La normalización alternativa de las correlaciones propuesta por ambos investigadores resulta en una función de Bessel en la que su disminución asintótica se debe a la atenuación y la distancia, y no por un elemento exponencial que es similar a la indicada por Aki (1957), tomando en consideración que el cálculo debe incluir un promedio acimutal con objeto de eliminar los efectos de la direccionalidad del ruido.

En el presente trabajo se construyen sismogramas virtuales de registros obtenidos en geófonos de 4.5 Hz (frecuencia natural), siguiendo el modelo propuesto por Liu et al. (2015) y Liu & Ben-Zion (2013) mediante la estimación de amplitud de la CC, para utilizarse en la determinación del decaimiento de la amplitud de ondas superficiales que prevalecen en los registros de ruido sísmico ambiental en los sedimentos lacustres del oriente de la ciudad de México. Esta zona conocida como antiguo lago de Texcoco, por su actual interés, ha estado bajo un intenso trabajo geotécnico y geofísico para su caracterización.

Este es el primer trabajo que pretende cuantificar la atenuación sísmica, a partir de datos de ruido sísmico ambiental para la zona de estudio y, se organiza en cuatro diferentes capítulos. El primero es el marco teórico que intenta dar una idea del concepto de atenuación sísmica y su cuantificación, además se definen de forma general las funciones de CC basadas en ruido sísmico ambiental y su amplitud. La parte restante presenta una breve descripción de la sísmica de dispersión de ondas superficiales y los métodos basados en ella, lo que es necesario para cuantificar la atenuación sísmica del suelo o rocas.

INTRODUCCIÓN

El capítulo II se presenta detalles de la etapa de adquisición de datos que incluye la descripción del sitio de estudio, su ubicación, la disposición geométrica de los receptores usada, los parámetros de adquisición y detalles de los instrumentos sísmicos empleados.

La metodología de esta tesis es descrita en el capítulo III dividida en dos bloques, el primero detalla el preprocesamiento de datos que requieren los registros de ruido sísmico ambiental que incluye la corrección instrumental. El segundo, por su parte, tiene como objetivo describir el método de Liu *et al.* (2015) y sus modificaciones para su aplicación bajo las características de la adquisición de los registros de ruido sísmico con receptores de periodo corto. Este capítulo menciona los softwares usados para estimar valores del factor de calidad Q_R del sitio de estudio. El capítulo IV por su parte, contiene los resultados de cada etapa del procesamiento de datos descrita en el capítulo anterior y especifica el análisis estadístico de los resultados.

Finalmente, en el capítulo V se resumen algunos comentarios y conclusiones de cada proceso realizado, dando algunas sugerencias para la mejora del trabajo reportado en esta tesis. Es importante mencionar que se cuenta con tres anexos, el primero es un pequeño glosario de términos, el segundo trata de las bases teóricas de una corrección instrumental y el último contiene una breve reseña del ensaye de Columna resonante.

CAPITULO I

MARCO TEÓRICO

1. INTRODUCCIÓN

Para conceptualizar la propagación de ondas sísmicas en la Tierra, se establece inicialmente el requerimiento que el medio rocoso del planeta, por el que las ondas sísmicas se propagan sea elástico. Así, la amplitud de una onda sísmica en una Tierra idealizada y elástica, es controlada por la reflexión y transmisión de energía, y por dispersión geométrica. En particular, el modelo elástico lineal se basa en la ley de Hooke, en donde a partir de consideraciones de conservación de energía, homogeneidad e isotropía, se llegan a relacionar los esfuerzos con las deformaciones mediante dos parámetros elásticos (constantes elásticas de Lamé) que, a su vez, son constantes en el medio, pero independientes de la velocidad de deformación.

No obstante, se sabe que la Tierra no es perfectamente elástica, esto hace que las amplitudes de las ondas sísmicas que se propagan se atenúen con el tiempo y el espacio (Bugeja, 2011). Así, las amplitudes de las ondas sísmicas al propagarse en la Tierra, se ven afectadas por una variedad de procesos, entre los cuales están: dispersión geométrica, esparcimiento y anelasticidad. Los primeros dos son procesos elásticos que provocan el incremento o disminución de la amplitud, mediante un intercambio de energía dentro del campo de onda (Stein & Wysession, 2003). En particular, la dispersión geométrica se produce cuando un frente de onda se expande (o se contrae) y la amplitud de la onda disminuye (o aumenta) y, el esparcimiento es la redistribución de energía elástica por reflexión, refracción y difracción en direcciones alejadas del receptor (Cormier, 2011). En contraste, la anelasticidad, también llamada atenuación intrínseca, es una manifestación de la disipación de energía, en la cual, el movimiento de la onda activa procesos que convierten la energía de la onda a otras formas de energía (calor), por fricción interna (Stein & Wysession, 2003). Así pues, el comportamiento anelástico es en realidad un comportamiento viscoelástico.

CAPÍTULO I

La viscoelasticidad ha demostrado ser eficaz para describir fenómenos de propagación de ondas en materiales disipativos, como suelos y rocas a deformaciones pequeñas. De hecho, la evidencia experimental muestra que los geomateriales sometidos a excitaciones dinámicas, exhiben la capacidad de almacenar y disipar energía de deformación durante un periodo de tiempo finito, incluso a niveles de deformación muy pequeños (a niveles menores de 10^{-5}) (Foti , et al., 2015). De esa manera, el modelo viscoelástico acopla el comportamiento elástico, con algún componente viscoso y la relación esfuerzo-deformación ya no es algebraica sino integro-diferencial, por lo tanto, los parámetros elásticos no serán constantes, su relación con los esfuerzos no será lineal, y el modelo será dependiente al tiempo.

Este capítulo inicia con una revisión sobre la atenuación sísmica viscoelástica y las consideraciones teóricas generales para su estudio y medición, que serán finalmente los protagonistas de este trabajo junto con el sitio de estudio. Dentro de este contexto de la atenuación y su cuantificación, se presentan conceptos indispensables para la comprensión de este trabajo, como: ruido sísmico ambiental, funciones de correlación cruzada de ruido sísmico y avances en el estudio de sus amplitudes. Por último, se aborda el tema de sísmica de dispersión de ondas superficiales, el cual, es un elemento importante en la cuantificación de la atenuación. La información de este capítulo está basada principalmente en trabajos de Stein & Wysession (2003), Foti *et al.* (2015), Shapiro *et al.* (2011), Weaver (2005,2010,2011,2012,2013) y Cormier (2011).

1.1. Atenuación sísmica viscoelástico

La propiedad que describe el decaimiento de amplitud de una onda sísmica, que viaja a través de un medio es el coeficiente de atenuación. En términos generales, el coeficiente de atenuación es el decremento logarítmico de las amplitudes sísmicas corregidas por efectos de la fuente y receptor, e incluye la dispersión geométrica. Este coeficiente se puede representar de dos formas, dependiendo si la variación de la amplitud sísmica se mide en espacio o en tiempo, en un receptor dado.

Para poder describir lo anterior, se establece el “factor de trayectoria- $P_G(x, f)$ ”, que se define como la amplitud sísmica total al quitar los efectos de fuente y receptor. Entonces, en el espacio el factor de trayectoria- P_G se expresa como

$$P_G(x, f) = G_0(x, f)P(x, f) \quad (1.1)$$

CAPÍTULO I

donde x es la distancia fuente-receptor, $P(x, f)$ el factor de atenuación por trayectoria y $G_0(x, f)$ indica la dispersión geométrica (e.g. estimada para alguna estructura de velocidades y espesores particular, mediante la modelización de la propagación sísmica). Al aceptar que $G_0(x, f)$ representa una aproximación cercana a la realidad, el factor de trayectoria $P(x, f)$ debería ser igual a 1 para $x = 0$, y por lo tanto se escribe el factor de atenuación de trayectoria espacial como

$$P(x, f) = \exp[-\alpha^*(x, f)] \quad (1.2)$$

donde $\alpha^*(0, f) = 0$.

La ecuación (1.2), indica que las variaciones de $P(x, f)$ con la distancia es pequeña y proporcionales a sí mismas, puesto que su derivada es igual a estas variaciones mismas multiplicadas por la diferencial del coeficiente α^*

$$\delta P(x, f) = -P(x, f) \delta \alpha^*(x, f) \quad (1.3)$$

Así, el coeficiente de atenuación representa los efectos acumulados de la atenuación con respecto a la distancia, entre 0 y x . Para medidas de atenuación a menudo se involucran distancias cortas, estas cantidades están representadas por α

$$\alpha = \frac{\partial \alpha^*}{\partial x} \quad (1.4)$$

Integrando la última ecuación con respecto al espacio, se puede expresar el factor acumulativo de trayectoria espacial como,

$$\alpha^* = \int_0^x \alpha(x, f) dx \quad (1.5)$$

Y sustituyendo en la ecuación (1.1) las ecuaciones (1.2) y (1.5) se obtiene

$$P_G(x, f) = G_0(x, f) \exp\left(-\int_0^x \alpha(x, f) dx\right) \quad (1.6)$$

Esta expresión, enfatiza la característica del decaimiento exponencial de las amplitudes sísmicas con respecto a la distancia.

CAPÍTULO I

El decaimiento relativo de amplitud entre dos puntos del medio propagante se expresa entonces como el cociente de dos exponenciales y, al extraer el coeficiente de atenuación (α) este representa el decremento logarítmico de las amplitudes. Entre todos los parámetros de atenuación, esta cantidad es medible casi directamente, sin embargo, en la práctica común, otra propiedad derivada de α , se acostumbra incluir y es llamada “factor de calidad”, Q (Morozov, 2010).

En sismología, el factor de calidad es la pérdida de energía en cada ciclo y es proporcional a la energía de deformación máxima almacenada en un volumen de material que se ha sometido a esfuerzos cíclicos a una frecuencia (f), mediante la propagación de ondas en su interior. La relación adimensional de estas cantidades se toma como medida de anelasticidad,

$$\frac{1}{Q} = - \frac{\Delta W}{2\pi W} \quad (1.7)$$

donde W es la energía media de deformación dentro de un volumen y $-\Delta W$ es la energía perdida o trabajo realizado por ciclo debido a las imperfecciones en la elasticidad del material (Aki & Richards G., 2002). Sin embargo, esta definición es raramente de uso directo en la sismología.

De manera que para ondas que se propagan, la ecuación (1.7) conduce a la formula dada en términos de α

$$Q = \frac{\pi}{\alpha\lambda} \quad (1.8)$$

Donde Q representa el decaimiento de amplitud relativa, pero sobre una longitud de onda (λ) comparada con la densidad de energía de onda pico. De tal forma que, el coeficiente de atenuación espacial puede derivarse de Q :

$$\alpha = \frac{\pi}{Q\lambda} \quad (1.9)$$

Al sustituir ecuaciones anteriores en el factor de trayectoria (1.6) respecto al espacio, y tomando en cuenta que $\lambda = 2\pi c/\omega$, se obtiene

$$P(x, f) = G_0(x, f) \exp \left[- \frac{\omega x}{2cQ} \right] \quad (1.10)$$

donde ω es la frecuencia angular y c es la velocidad aparente. Esta ecuación sugiere la interpretación popular de la atenuación en relación con el número de ciclos de onda.

Al modificar el factor de trayectoria, esta muestra un valor constante de Q , lo que nos dice que cuanto mayor sea la frecuencia mayor será la atenuación, esto, porque para una distancia dada la onda de alta frecuencia tendrá mayor número de oscilaciones que una de baja frecuencia (Morozov, 2010), es decir; los valores de Q grandes implican pérdida de energía pequeña y los pequeños implican pérdidas importantes.

Por su parte, en el factor de trayectoria espacial la velocidad de propagación c depende de si es una onda P, S o superficial, de ahí que cuando $c = \text{ondas P}$ su atenuación se designa Q_P , para ondas S la atenuación es Q_S y para ondas superficiales la atenuación es Q_R y Q_L (ondas Rayleigh y Love respectivamente) (Stein & Wysession, 2003).

1.1.1. Modelo constitutivo de materiales disipativos lineales

La teoría de la viscoelasticidad lineal ha demostrado ser eficaz para describir fenómenos de propagación de ondas en materiales disipativos, como suelos y rocas a niveles de pequeña deformación. El comportamiento del suelo en esta región de deformaciones es prácticamente lineal y las pérdidas de energía son mínimas. Entonces al cuantificar la atenuación intrínseca esta se usa para caracterizar las propiedades disipativas del medio si, además, se considera un modelo constitutivo viscoelástico, se sumarán al estudio la deformación elástica resultante en el material propagante y el esfuerzo aplicado inducido por la onda.

Esta sección, describe la respuesta mecánica de los materiales disipativos sometidos a carga dinámica, cuando la amplitud de la deformación por esfuerzo cortante es pequeña, lo que significa que el punto de deformación en la Figura 1 está dentro de la superficie límite del umbral de deformación lineal. La Figura 1 también ilustra las superficies límite entre el umbral de deformación lineal, no lineal y volumétrico. Para los estados de deformación en el interior de la superficie límite de la deformación lineal, los geomateriales tienden a presentar una respuesta lineal bajo una carga estática-monótona y dinámica, cuando el fenómeno de disipación de energía no puede ser ignorado (aunque sea pequeño en magnitud). En la región débilmente no lineal, que está delimitada por la superficie límite de deformación volumétrica (para el cual el suelo comienza a presentar degradación.), la respuesta cíclica esfuerzo-deformación se caracteriza por bucles histeréticos que tienen un área mayor (mayor disipación de

energía) que permanece estable con un aumento en el número de ciclos. Con el aumento en el nivel de deformación, el punto de deformación traspasa la superficie límite de deformación volumétrica y entra en la región fuertemente no lineal, donde los bucles histeréticos se vuelven inestables a medida que aumenta el número de ciclos. En esta fase, la respuesta del suelo exhibe una marcada no linealidad con severa rigidez y degradación de la fuerza (Foti , et al., 2015).

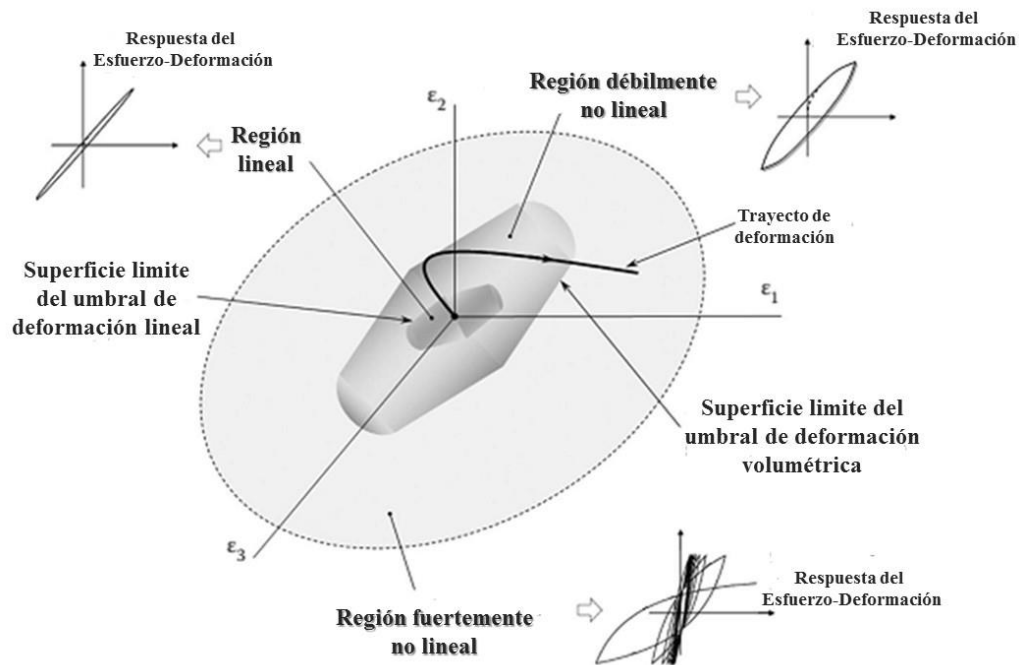


Figura 1. Representación conceptual de la respuesta mecánica de geomateriales a excitaciones dinámicas. Modificada de (Foti , et al., 2015)

Para iniciar esta descripción, es importante conocer los conceptos básicos de la teoría de viscoelasticidad, tal como el esfuerzo y deformación. El esfuerzo es una fuerza vectorial por unidad de área aplicada a un sólido, y en cuanto a la deformación, esta es una medida adimensional de deformación del sólido debido al esfuerzo aplicado. Así, el modelo constitutivo lineal más simple que se puede utilizar en estas circunstancias se establece por medio de una ecuación diferencial lineal:

$$L_1\sigma(t) = L_2\varepsilon(t) \quad (1.11)$$

donde L_1 y L_2 son combinaciones lineales de operadores del tiempo $\frac{d^n}{dt^n}$ o $\int dt^n$. Este tipo de ecuación puede describir tanto la deformación elástica de un material por un esfuerzo aplicado durante un corto intervalo de tiempo, como su comportamiento viscoso y su flujo a lo largo de un intervalo de tiempo más largo (Cormier, 2011).

CAPÍTULO I

La ecuación (1.11) puede usarse para calcular la respuesta del esfuerzo del material a un historial de deformaciones definido. Entonces, si el historial de deformación se especifica como una función armónica del tiempo, las relaciones constitutivas viscoelásticas tendrán una forma muy simple y la ecuación integro-diferencial se resumiría en la siguiente ecuación algebraica

$$\hat{\sigma}(\omega) = \hat{G}(\omega)\varepsilon(\omega) \quad (1.12a)$$

$$\hat{\varepsilon}(\omega) = \hat{J}(\omega)\hat{\sigma}(\omega) \quad (1.12b)$$

donde $\varepsilon(\omega)$ es el tensor de amplitud de deformación que representa la historia de deformaciones, $\hat{G}(\omega)$ es el módulo elástico complejo y $\hat{J}(\omega)$ es la capacitancia (cociente entre la deformación y su correspondiente esfuerzo), estos últimos dos términos describen la relación esfuerzo-deformación

El módulo elástico, $\hat{G}(\omega)$ y la capacitancia, $\hat{J}(\omega)$ deben ser números complejos para describir el retraso de fase de la deformación. $\hat{G}(\omega)$ y $\hat{J}(\omega)$ también deben ser dependientes de la frecuencia porque el retraso de fase de la deformación depende de la historia temporal del esfuerzo, cambiando la forma de la curva de histéresis con diferentes historiales de carga. La tendencia de la dependencia de la frecuencia puede deducirse del tiempo de retraso de la deformación. Por lo que, la cantidad por la cual el esfuerzo se retrasa detrás de la deformación se mide por el argumento del módulo complejo, que es también una medida de la cantidad de energía disipada por el material viscoelástico durante oscilaciones armónicas.

Una característica del módulo complejo es que su parte real será menor a cero o a una frecuencia muy baja y mayor a infinito o a una frecuencia muy alta; es decir, habrá una respuesta instantánea de deformación al esfuerzo aplicado, que es menor que la respuesta de equilibrio final después de un tiempo más largo. La diferencia entre el módulo de frecuencia infinita $G(\infty)$, que representa la respuesta instantánea o no-relajada, y el límite de baja frecuencia del módulo $G(0)$, para la respuesta de equilibrio o relajada, es ΔG ,

$$\Delta G = G(\infty) - G(0) \quad (1.13)$$

El módulo relajado y no-relajado son números reales puros, que se pueden determinar observando una secuencia de curvas de histéresis para aumentar las frecuencias de las cargas monocromáticas (Cormier, 2011). Son importantes, porque afirman que los materiales viscoelásticos son inherentemente dispersivos y la velocidad de propagación de una perturbación mecánica depende de la frecuencia (Foti, et al., 2015).

La comparación de las correspondientes ecuaciones constitutivas (1.11) y (1.12a-b) muestra que, en el dominio de la frecuencia, la relación esfuerzo-deformación se da simplemente mediante una ecuación algebraica. Sin embargo, en el dominio del tiempo, se da por una ecuación integro-diferencial mucho más complicada. Por lo tanto, el enfoque preferido es resolver un problema de valor límite viscoelástico lineal es en el dominio de la frecuencia (Foti , et al., 2015).

Así pues, la energía disipada por el material (por unidad de volumen) durante un ciclo de oscilación armónica, puede calcularse a partir del área limitada por el bucle histerético elíptico. Por ejemplo, oscilaciones sísmicas de varias longitudes de onda propagadas en un macizo rocoso excitan pequeñas deformaciones inferiores a 10^{-6} , las cuales, son recuperables durante un ciclo de oscilación sísmica, y retrasan el esfuerzo aplicado de la oscilación en el tiempo. Entonces, el desfase temporal, un ciclo de esfuerzo creciente y decreciente no produce un aumento y disminución perfectamente proporcionales en deformación, en su lugar, se produce un bucle de histéresis (Figura 2). El área encerrada por la curva de histéresis es una medida de la energía perdida por fricción interna. Durante el ciclo de esfuerzo asociado con el paso de una onda sísmica, la energía perdida por fricción interna no está disponible para deformar las regiones adyacentes del sólido delante del frente de onda y, ocasiona que la amplitud de la onda disminuya.

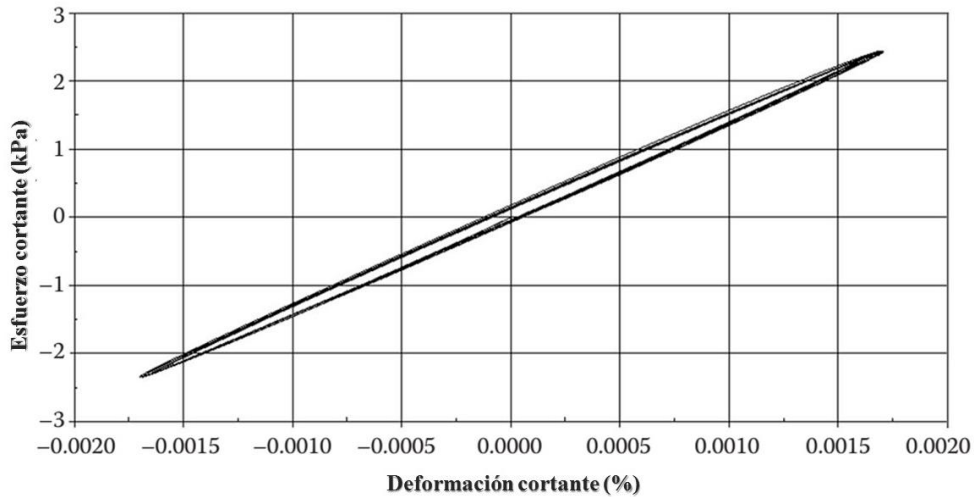


Figura 2. Bucle histerético de esfuerzo-deformación experimental medido durante una prueba de cizalladura torsional realizada sobre una muestra de arcilla cilíndrica. Modificada de (Foti , et al., 2015).

Otra característica importante ilustrada en la Figura 2, es que la forma elíptica de los bucles de esfuerzo-deformación cíclicos predichos por la teoría de viscoelasticidad lineal, coincide bastante bien con los geomateriales en las mediciones experimentales realizadas a deformaciones muy pequeñas.

CAPÍTULO I

Las diferentes definiciones de disipación de energía para suelos, coinciden entre sí, sólo cuando se aplican a materiales viscoelásticos débilmente disipativos. A pesar de los diferentes enfoques, la mayoría de estas definiciones implican parámetros adimensionales y proporcionales a la relación entre la energía disipada durante un ciclo de oscilación armónica ΔW_{ψ}^{dissi} y algunas medidas de la energía almacenada por unidad de volumen. En dinámica del suelo, el parámetro tradicionalmente utilizado como medida de la disipación de energía durante la excitación armónica es la denominada relación de amortiguación del material (o amortiguamiento)

$$D_{\psi}(\omega) = \frac{\Delta W_{\psi}^{dissi}(\omega)}{8\pi \cdot W_{\psi}^{prom}(\omega)} \quad (1.14)$$

Donde $W_{\psi}^{max}(\omega)$ es la energía máxima almacenada por unidad de volumen durante un ciclo de excitación armónica, $\psi = P, S$ es la relación de amortiguación del material asociada a la onda P y onda S y, el termino $W_{\psi}^{prom}(\omega)$ es la energía media almacenada durante un ciclo de oscilación armónica (Foti, et al., 2015), este parámetro es estimado comúnmente con un método de laboratorio llamado Columna resonante (ANEXO C). Por ejemplo, la Figura 2 muestra un bucle histerético de esfuerzo-deformación experimental, medido durante una prueba de cizalladura torsional realizada sobre una muestra de arcilla cilíndrica. A pesar de que la amplitud máxima de la deformación por cizallamiento está por debajo del umbral de deformación lineal (Figura 1), el bucle de esfuerzo-deformación encierra un área no endurecida, lo que demuestra que en los geomateriales la disipación de energía tiene lugar incluso con excitaciones dinámicas de muy baja amplitud. En este experimento particular, se midió que la relación de amortiguación era de aproximadamente 2%.

Los sismólogos usan una definición analógica y adimensional de la disipación de energía a través de un parámetro material denominado factor de calidad (ecuación 1.7) y denotado por $Q_{\psi}(\omega)$ (descrito en temas anteriores). La relación entre los dos parámetros $D_{\psi}(\omega)$ y $Q_{\psi}(\omega)$ es

$$Q_{\psi}(\omega) = \frac{1}{2D_{\psi}(\omega)} \quad (1.15)$$

Dando la oportunidad de expresar D (constante de amortiguamiento) en términos del factor de calidad.

En resumen, la estimación del componente de atenuación intrínseca (Q_ψ) puede utilizarse para caracterizar las propiedades disipativas del medio, asumiendo típicamente un modelo constitutivo viscoelásticos (Foti , et al., 2015) y puede ser comparado con diferentes conceptos como el amortiguamiento, o con una relaciona esfuerzo-deformación que resulta en un ciclo de histéresis donde Q es una medida del área contenida en el bucle de histéresis. Lo más importante es que las características de atenuación pueden revelar información única acerca de la litología, estado físico, grado de saturación de la roca, etc.

Finalmente, a pesar de que las relaciones constitutivas viscoelásticas a menudo reciben una interpretación física en términos de modelos formados por diversas combinaciones de resortes y puntos viscosos (e. g. Stein y Wyession, 2003), esto no es necesario, y como se ha explicado, es posible construirse modelos mucho más generales sin recurrir a redes de resortes.

1.1.2. Atenuación de ondas superficiales

La atenuación espacial de las ondas superficiales se asocia con la dispersión geométrica, el esparcimiento y la disipación de energía intrínseca causada por el amortiguamiento del material. La estimación del componente de atenuación intrínseca puede utilizarse para caracterizar las propiedades disipativas del medio, asumiendo típicamente un modelo constitutivo viscoelástico (Foti , et al., 2015).

En el enfoque clásico, el uso de técnicas basadas en el registro de ondas superficiales destinadas a estimar los factores de calidad Q , en particular Q_S , sólo puede realizarse después de la determinación del perfil V_S (modelo de velocidades de onda de corte) (Xia, et al., 2012) (Xia, et al., 2001), debido a que la atenuación de las ondas superficiales en un medio viscoelástico lineal homogéneo se rige principalmente por el factor de calidad de las ondas de corte.

Por lo tanto, la determinación del factor de calidad con base en las ondas superficiales se ha extendido gracias a la mejora de los métodos para determinar velocidades de V_S en la superficie, a los avances en la instrumentación sísmica, y a la posibilidad de registrar ondas superficiales sin necesidad de algún evento sísmico, por medio del llamado ruido sísmico ambiental.

1.2 Ruido sísmico ambiental

Aki (1957) fue el pionero en el uso del ruido sísmico ambiental para deducir la naturaleza del medio propagante sin necesidad de la presencia de un evento sísmico. Además, mostro como el coeficiente de autocorrelación de los movimientos verticales es proporcional a la función de Bessel de orden cero.

Con la capacidad de almacenar registros sísmicos de días, meses y años, el ruido sísmico se convirtió en una opción más de análisis de datos para la caracterización del interior de la Tierra. Comúnmente el ruido sísmico era eliminado o ignorado, porque se creía que no contenía información útil. Sin embargo, el estudio de sus características y de su aplicación, fue abordada en diversos estudios (e.g., Aki, 1957, Shapiro & Campillo, 2004, y demás).

Durante la década pasada, se demostró que el ruido sísmico contiene información determinista acerca de las características del medio propagante y que dicha información puede extraerse mediante su correlación cruzada. En definición, el ruido sísmico se compone de todas las ondas emitidas de manera aleatoria por fuentes de baja amplitud. A diferencia de los sismos es complicado localizar las fuentes que lo originan y conocer la señal asociada a cada fuente (Spica, 2015). De manera que, la distribución de las fuentes de ruido depende en gran medida de la gama espectral considerada. Actualmente, la naturaleza del tipo de ondas que conforman el ruido ambiental (Rayleigh, principalmente) se encuentra aceptada como una suposición, debido al tipo y distancias de los fenómenos que son considerados como generadores de microsismos (Tapia Herrera, 2009).

A altas frecuencias ($f > 1$ Hz), el ruido está fuertemente dominado por fuentes locales que pueden tener orígenes muy diferentes y son a menudo antropogénicas. A estas escalas, las propiedades del campo de ondas de ruido deben estudiarse para cada caso particular y no se puede hacer ninguna generalización razonable. A períodos más largos; es decir, a frecuencias bajas ($f < 1$ Hz), el ruido está dominado por fuentes naturales (Tabla 1) (Weaver, 2005).

	Origen		Amplitud (mm)
	Natural (microsisimos)	Inducido por la actividad humana (microremores)	
Fuente de energía	Océano		Entre: 10^{-4} y 10^{-3}
		Trafico/ industria/ Actividad humana	
	Oleaje contra las costas		
	Perturbaciones meteorológicas a gran escala		
	Ciclones en los océanos		
	Condiciones meteorológicas locales		
	Tremores volcánicos		
Ondas dominantes	Superficiales	Superficiales y de cuerpo	
Dependencia de la amplitud	Según los ciclos del fenómeno	Día/Noche Semana/fin de semana	
Tipos de ondas	Predomina el tipo Rayleigh	Rayleigh y Love	
Modo de vibración	Principalmente fundamental	Fundamental y posiblemente superiores	

Tabla 1. Clasificación de ruido ambiental producido por fuentes naturales y por actividad humana. Modificada de (Tapia Herrera, 2009).

Entre las ventajas del uso del ruido sísmico está la capacidad de caracterizar zonas sin necesidad de un evento sísmico incluso en zonas asísmicas, debido a que este ruido es propio de la Tierra. A pesar de que las técnicas que usan el ruido sísmico se ven afectadas por un mayor grado de incertidumbre, permite explorar volúmenes extensos y más representativos de una zona de estudio.

1.3. Correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental.

Como se mencionó anteriormente el uso del ruido sísmico para imágenes del subsuelo fue introducido por Aki (1957), mientras que Claerbout (1968) estableció la manera de construir sismogramas de reflexión desde la correlación de registro de sismos. No obstante, la aplicación del “Teorema de Correlación de Ruido” fue explotada al inicio en la era digital sismológica, cuando las series de tiempo extensas y digitales eran susceptibles de un análisis masivo.

Así, Shapiro et al. (2005) mostraron que la correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental en el dominio del tiempo de estaciones separadas desde cuatro hasta miles de kilómetros, da una traza donde sobresalen pulsos dispersos y coherentes en un ancho de banda de 0.05 a 2 Hz., que son utilizados como sismogramas virtuales siguiendo la conjetura de que la posición de uno de las estaciones se comportaría como una fuente de ondas (Figura 3).

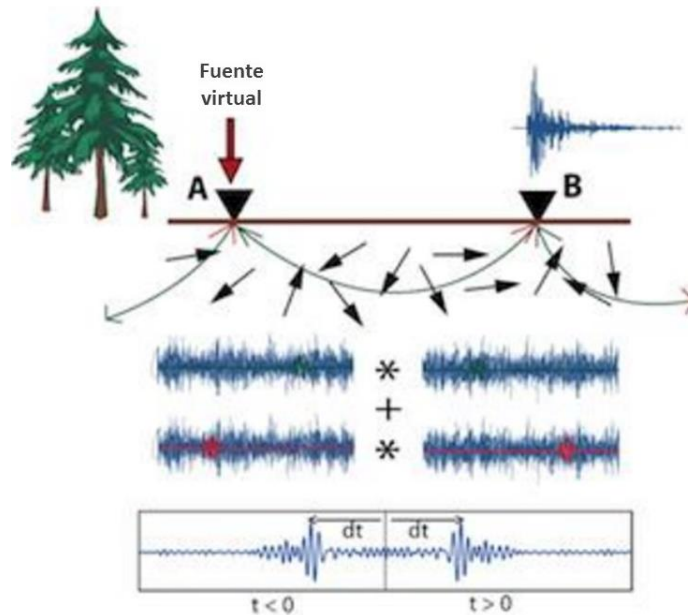


Figura 3. Diagrama de propagación de ruido sísmico y su correlación cruzada (Furlani, s/a).

Existen numerosas aplicaciones de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico ambiental (e.g Roux et al., 2005; Sánchez-Sesma & Campillo, 2006; Stehly et al., 2007; Shapiro et al., 2011), pero la idea básica es la misma. La función de correlación cruzada entre dos puntos (estaciones) converge hacia la función de Green, esto permite extraer ondas coherentes de las señales de ruido, aunque a primera vista, esta señal coherente aparezca oculta en el ruido sísmico (Zhan, et al., 2013).

Para el problema más general de las ondas elásticas, se podría resumir que la reconstrucción de la función de Green depende de la condición de equipartición de los diferentes componentes del campo elástico. La equipartición del campo de onda significa que, en un campo difuso, la energía disponible se distribuye equitativamente, con cantidades promedio fijas, el término también significa que las ondas son igualmente intensas desde todas las direcciones de incidencia (Weaver, 2010).

En otras palabras, la aparición de la función de Green es efectiva después de un proceso de promediado, derivado de la distribución aleatoria espacial de las fuentes de ruido al considerar series de larga duración (Campillo, et al., 2011). Una importante complicación, además de la distribución no homogénea de las fuentes de ruido, es que los registros continuos de señales sísmicas en la superficie de la Tierra son no estacionarios y no son un simple ruido blanco, por lo que, la convergencia de las funciones de correlación cruzada de ruido a las funciones de Green no es perfecta (Shapiro, et al., 2011).

CAPÍTULO I

Para entender lo descrito anteriormente, consideraremos que la correlación cruzada de dos señales ($C_{AB}(t)$) es una medida estadística usada para comparar dos señales, es decir, cuantificar el grado de similitud de una señal con otra desplazada en el tiempo.

Por su parte, las correlaciones cruzadas de señales sísmicas, consideran que las señales registradas en A y B tienen un tramo en común (Figura 4a), el que se cancelará, al realizar la correlación cruzada, quedando los tiempos de viaje en el tramo de τ .

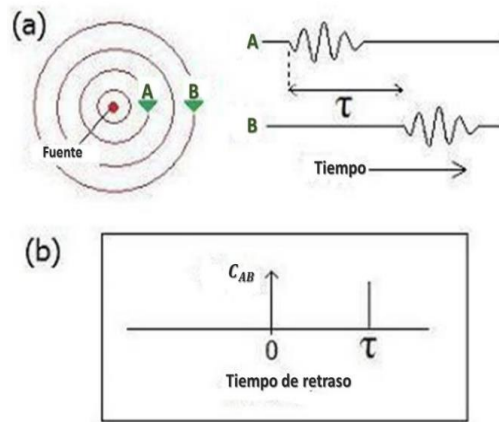


Figura 4. (a) Señales sísmica registradas en los receptores A y B, son señales idénticas separadas por un tiempo τ , que corresponden al tiempo de viaje de la onda entre los receptores. (b) Función de correlación de dos registros, en el cual el tiempo.

Lo anterior, se representa matemáticamente como:

$$C_{A,B}(\tau) = \frac{1}{T} \int_{-T}^T sA(t)sB(t + \tau)dt \quad (1.16)$$

donde $C_{A,B}(\tau)$ es la correlación cruzada en función del retraso en tiempo τ de dos señales A y B, sA y sB son las amplitudes de dos señales en función del tiempo y el parámetro T define el tamaño de la ventana sobre la cual la correlación cruzada es calculada.

A partir de la ecuación (1.16) sabemos que la correlación cruzada es calculada en tiempos de retraso positivo y negativo, donde la parte positiva (T) se conoce como “causal” y la negativa ($-T$) “anti-causal”.

Cada fuente de ruido individual tiene algún efecto en la correlación cruzada. Existen regiones (en forma de hipérbolas) donde las fuentes tendrán un efecto constructivo, en caso de que las fuentes se encuentren fuera de estas zonas, contribuyen de manera aleatoria y entonces se anulan de manera mutua, para comprender lo anterior se considere la Figura 5. En una situación idealizada, la función de correlación cruzada es simétrica alrededor del tiempo de retraso cero (Figura 5a), lo cual representa que, la parte causal es la energía que arriba en la estación B en respuesta a la fuente impulsiva de la estación A, y la energía en la parte anti-causal que llega a la estación A es la respuesta al arribo de energía de la estación B. Por lo tanto, se asume que ambas partes de la función de correlación cruzada contienen la misma información (energía) registrada, generada por una fuente constante (Shapiro, et al., 2011). En registros de ruido sísmico donde las correlaciones cruzadas son diferentes en su parte causal y anti-causal, esto es debido a que su fuente no es constante, en consecuencia, el contenido en energía varía dependiendo a la contribución de la fuente (Stehly, et al., 2007).

En la Figura 5b de muestra la situación cuando las zonas de interferencia constructiva están llenas sólo parcialmente como un resultado de una distribución de fuentes heterogénea. En tal caso, sólo la parte de la combinación teórica de la función de Green y su recíproco sería reconstruida con las funciones de correlación de ruido. En el caso extremo, cuando todas las fuentes se encuentran fuera de la zona de interferencia constructiva (Figura 5c), las funciones de correlación de ruido no corresponderían a toda la función de Green (Shapiro, et al., 2011).

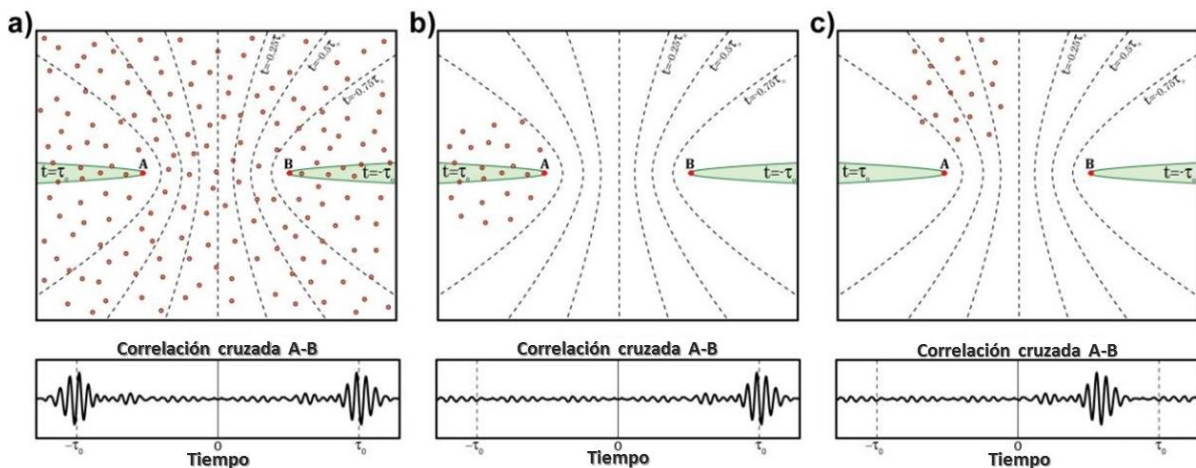


Figura 5. Ilustración esquemática de la convergencia de las funciones de correlación de ruido y la función de Green. Se muestran dos receptores A y B junto con fuentes de ruido (círculos rojos) (Shapiro, et al., 2011).

Para minimizar el efecto de anisotropía de las fuentes, las series de tiempo de ruido requieren un pre-procesamiento en orden, para balancear la contribución de diferentes fuentes. Los enfoques más utilizados hoy en día para este pre-procesamiento incluyen la normalización de la señal en tiempo y frecuencia. Tales normalizaciones, son muy eficientes para mejorar la convergencia de las funciones de correlación de ruido a la función de Green en términos del tipo de señal (o su fase). Su deficiencia es que principalmente eliminan la información de amplitud. Por lo cual, en algunos esquemas de pre-procesamiento, la normalización es remplazada por un análisis estadístico de las series de tiempo, orientados a no contemplar partes que no corresponden a fuentes fuertemente anómalas y por usar ventanas de tiempo apiladas para el cálculo de la correlación (Shapiro, et al., 2011).

Como se ilustra en la Figura 5, la reconstrucción eficaz de la función de Green (o al menos alguna de sus partes) desde la función de correlación de ruido, depende de la presencia de suficientes fuentes de ruido en las zonas de interferencia constructiva. Existe una gran diferencia entre la configuración de estas zonas para las ondas superficiales y para las ondas de cuerpo, estando estas últimas principalmente alejadas de la superficie (en profundidad) (Figura 6). Esta diferencia, combinada con el hecho de que la mayoría de las fuentes de ruido se localizan en la superficie de la Tierra, resultan en la reconstrucción dominante de las ondas superficiales (y principalmente de sus modos fundamentales) a partir de las funciones de correlación de ruido (Shapiro, et al., 2011).

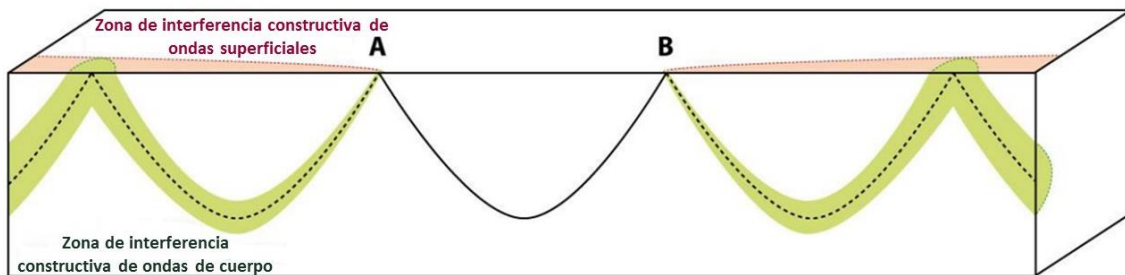


Figura 6. Representación sistemática de las zonas de interferencia constructiva para ondas superficiales (rojo) y para ondas de cuerpo (verde). La línea sólida negra muestra el rayo de una onda de cuerpo refractada conectando los receptores A y B (Shapiro, et al., 2011)

1.3.1 Amplitud de las correlaciones cruzadas del campo de ruido sísmico

Es en la estimación de la velocidad de propagación de onda cortante y en la tomografía en donde las correlaciones cruzadas de ruido sísmico tienen y han tenido su principal aplicación. Estas parten de la idea de que el ruido sísmico es difuso, pero no equiparticionado y tiende a estar dominado por las ondas Rayleigh. Lo anterior sólo se basa en la forma y simetría de la función de correlación ruido, a partir de las cuales es posible obtener Funciones de Green, y como estas dependen de la distribución de las fuentes de ruido. Sin embargo, existen pocos resultados que describan cómo las amplitudes de la CC dependen de tales características. Por ejemplo, actualmente no es posible tomar una distribución dada de fuentes de ruido y calcular las amplitudes de la correlación cruzada que se esperaría de esa distribución (Tsai, 2011).

Recientemente, los investigadores han comenzado a estar interesados en ir más allá de las mediciones de tiempo de viaje (tomografía) y enfocarse en el uso de las amplitudes de las CC de ruido sísmico. Prieto y Beroza (2008) han utilizado amplitudes de correlación de ruido para inferir movimientos de tierra. Prieto et al. (2009) usaron las amplitudes de coherencia para inferir la atenuación entre pares de estaciones (en el intervalo de tiempo 5-20 s), considerando que la coherencia es equivalente a las funciones de Green,

$$\gamma_{AB}(\omega) = \left\langle \frac{u_A(\omega)u_B^*(\omega)}{|u_A(\omega)||u_B(\omega)|} \right\rangle \propto G_{AB}(\omega) \quad (1.17)$$

donde $\gamma_{AB}(\omega)$ es la coherencia compleja, u_A y u_B son el ruido registrado en la estación A y B , el cociente entre los paréntesis $\langle \cdot \rangle$ es el espectro cruzado normalizado y $G_{AB}(\omega)$ es la función de Green para ondas superficiales. De los resultados, observaron que las amplitudes de la función de la coherencia (su parte real) son generalmente simétricas y reducen al aumentar la frecuencia con un decaimiento comparable al de una función de Bessel de orden cero, similar a lo propuesto por Aki (1957),

$$Re[\gamma_{AB}] = J_0\left(\frac{2\pi fx}{c(f)}\right) \propto G_{AB}(\omega) \quad (1.18)$$

donde f es la frecuencia, x distancia entre receptores, $c(f)$ la velocidad de fase y J_0 la función de Bessel de primera especie de orden cero.

A pesar del aparente éxito con las amplitudes de las CC de estos estudios, seguían los cuestionamientos en cuanto a la precisión de su estimación y medición, debido a que no se considera la influencia que tienen las fuentes de ruido y su distribución.

Para el siguiente año Cupillard y Capdeville (2010) observaron que la amplitud depende fuertemente de la distribución de las fuentes de ruido y del procesamiento aplicado a los registros de ruido antes de la CC; es decir, si las fuentes están uniformemente distribuidas la amplitud conservará las características del medio propagante. Mientras que, para una distribución no uniforme, la amplitud depende del procesamiento previo a los registros de ruido. No obstante, sus experimentos no fueron suficientes para demostrar cómo las amplitudes de las CC se ven afectadas para diferentes distribuciones de fuentes de ruido.

Tsai (2011) demostró que la dirección del ruido y distribución de sus fuentes, desempeñan un papel muy importante en la forma de las amplitudes de las CC en miras a recuperar la atenuación sísmica, los factores de amplificación del sitio y la dispersión. Tsai siguió el enfoque que supone, que existe una distribución espacial de fuentes de ruido específica, por medio de sus ecuaciones simplificadas de correlación cruzada normalizada como

$$C_{AB}^T(t) \equiv \frac{1}{2T} \int_{-T}^T u(A, \tau)u(B, \tau + t)d\tau \quad (1.19)$$

donde $u(A, \tau)$ y $u(B, \tau + t)$ representa el desplazamiento total de respuesta (amplitudes de una señal en función del tiempo y distancia en dos receptores), el parámetro T define el tamaño de la ventana sobre la cual la CC es calculada. De modo que, ${}_i C_{AB}^T(t)$ son correlaciones de paquetes de ondas (ventanas de tiempo), así la CC de conjunto es

$$C_{ABM}^E(t) \equiv \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M {}_i C_{AB}^T(t) \quad (1.20)$$

En la ecuación anterior, una aproximación de M se basa en la idea de que el sistema físico en el que se genera ruido es naturalmente atenuante y tiene un factor de calidad Q_p , entonces una aproximación para M en términos de Q_p y el tiempo de correlación total (T_o) es $M \approx \omega T_o / Q_p = T_o / T_a$ donde $T_a = Q_p / \omega$ es el tiempo exponencial de atenuación del sistema. Además de considerar diferentes distribuciones de fuentes, Tsai (2011) observó que las amplitudes de la CC son afectadas por otros parámetros como el tipo de fuentes de ruido (fuentes cercanas o lejanas que están relacionadas a diferentes frecuencias), distancia entre estaciones, y otros efectos por la anelasticidad.

Por su parte, Liu y Ben-Zion (2013) demostraron que no solo la distribución de fuentes de ruido influyen en la amplitud de las correlaciones cruzadas, si no que la atenuación tiene un efecto importante en las variaciones de amplitud aun cuando las fuentes de ruido sean isotropicas. Las simulaciones de Liu y Ben-Zion (2013) fueron con una configuración básica de dos receptores y atribuyeron una distribución isotropica de fuentes de ruido. Ellos observaron que las amplitudes de la función de CC (calculadas en el dominio de la frecuencia) son generalmente simétricas y reducen al aumentar la frecuencia, lo cual, es una propiedad de la función de Bessel de orden cero (Figura 7a), como un ejemplo de comparación, en el caso de una distribución de fuentes isotropicas pero con una atenuación uniforme, se observó mayor asimetría de las amplitudes de las funciones de CC a frecuencias más altas (Figura 7b).

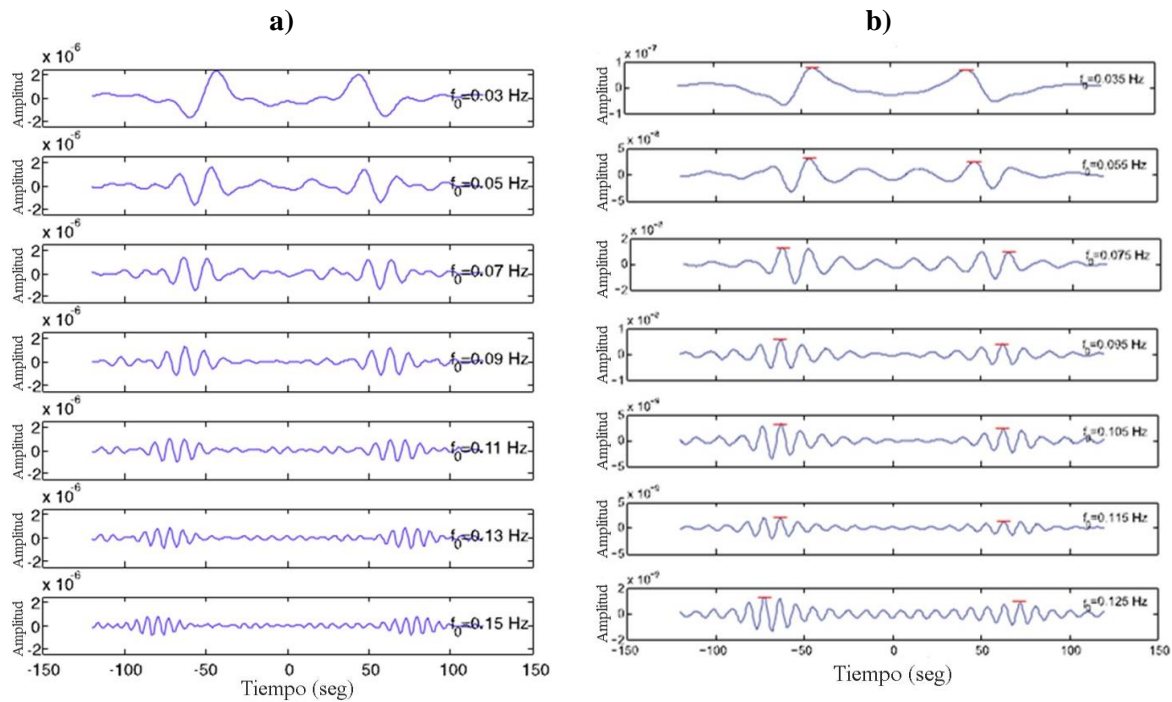


Figura 7. Simulaciones de funciones de correlación cruzada de una configuración básica de dos receptores. a) Resultados con una distribución de fuentes isotropicas b) Resultados con una distribución de fuentes isotropicas pero con una atenuación uniforme (Liu & Ben-Zion, 2013).

De manera que, los modelos analíticos de Liu y Ben-Zion (2013) que incluyen la función de decaimiento exponencial asociada con el tiempo de propagación entre las fuentes y estaciones, demostraron que la atenuación entre estaciones provoca reducción de la amplitud, la cual, no es exponencial.

En seguida, Weaver (2013) tras sus simulaciones corroboró que con CC de ruido sísmico que no son totalmente difusos es posible obtener funciones de Green con amplitudes iguales a la intensidad del ruido en dirección fuente-receptor y, por lo tanto, gobernadas por una función de transferencia, la cual incluye el coeficiente de atenuación, pero no un efecto geométrico derivado de $1/\sqrt{x}$ (x es la distancia fuente-receptor). Para el cálculo de las CC, Weaver (2013) se basa en la siguiente ecuación

$$\langle C(\tau) \rangle = \sum_t \langle \psi(t) \phi(t + \tau) \rangle = \sum_t P^{\psi\phi}(\tau) = N_t P^{\psi\phi}(\tau) \quad (1.21)$$

donde $\psi(t)$ y $\phi(t)$ son dos registros de ruido provenientes de receptores en distintas ubicaciones, $P^{\psi\phi}(\tau) = \langle \psi(t) \phi(t + \tau) \rangle$ es un paquete de ondas relacionado con la función de Green y N_t es el número de tiempo discreto t usado en la evaluación de $C(\tau)$. Aunque es similar a la estimación de la CC realizada por Tsai (2011), Weaver (2013) con el afán de obtener amplitudes de la CC fiables, realizó algún tipo de corrección que implicó el cálculo de la varianza y, las autocorrelaciones de las señales registradas y monitoreadas por medio del error cuadrático medio.

Los trabajos mencionados (Tsai, 2011, Liu & Ben-Zion, 2013, Weaver 2013) y sus resultados evidenciaron que la expresión de coherencia supuesta por Prieto et al. (2009), es válida sólo para un ejemplo idealizado de distribución de fuentes isotrópica, además de que está muy alejada de la realidad, por no considerar algún otro efecto que podría afectar las amplitudes de las CC.

Más adelante, Weemstra et al. (2015) mostraron que aparentemente el esparcimiento mitiga el efecto de la distribución de la fuente en la amplitud de la CC en lugar de la disipación de energía, pero aun faltan resultados que respalden esta teoría.

Finalmente, para el estudio de la amplitud de las CC se debe considerar que, ésta depende de la dirección de la propagación del campo de onda que no es isotrópico, lo que quiere decir que, el campo de onda no está equiparticionado. Además, estas amplitudes también dependen de la distancia entre receptores, la distribución y tipo de fuentes de ruido (Campo lejano o cercano, fuentes naturales o artificiales), y la atenuación sísmica (Liu & Ben-Zion, 2013; Liu et al., 2015).

1.4 Sísmica de dispersión de ondas superficiales

El análisis de la dispersión de ondas superficiales, estudia la liberación de energía y del cambio de estado de esfuerzos en un semiespacio elástico, derivado de la propagación de ondas de cuerpo y superficiales en una masa de suelo, caracterizada por cambios de rigidez en función de la profundidad o con discontinuidades presentes en el medio.

A medida que el conjunto de ondas superficiales (onda Rayleigh) se desplaza en un semiespacio, las frecuencias individuales se van separando las unas de las otras, lo que permite, una evaluación de las velocidades a las que se propagan las distintas frecuencias, lo anterior se representa gráficamente por medio de la llamada curva de dispersión.

Este tipo de ondas dispersivas son representativas de medios no homogéneos, caracterizados por una gran variabilidad de los valores de la velocidad de onda cortante V_S . Una característica importante de la dispersión de ondas es que un conjunto de velocidades de fase puede estar asociado con una frecuencia de onda Rayleigh, simplemente, porque estas ondas pueden viajar a diferentes velocidades para una frecuencia dada. La velocidad más baja es llamada velocidad del modo fundamental o primer modo (Foti , et al., 2015).

Para resumir el concepto detrás del uso de la dispersión de ondas Rayleigh para la caracterización de un sitio, supongamos un medio estratificado (Figura 8), donde la velocidad de propagación de la onda cortante aumenta con la profundidad. Se consideran entonces dos ondas Rayleigh: una de alta frecuencia y otra de baja frecuencia, la onda de alta frecuencia es influenciada por la capa más superficial, mientras que la de baja frecuencia tiene un mayor alcance a profundidad. Por lo tanto, el grafico de velocidad de fase-longitud de onda muestra una tendencia creciente en la velocidad de fase para longitudes de onda más largas, porque están influenciadas por las capas subyacentes. Teniendo en cuenta que existe una relación entre la longitud de onda y frecuencia, es posible representar esa misma información en un gráfico de frecuencia-velocidad de fase (curva de dispersión) capaz de resumir las velocidades de cada frecuencia. Este proceso es el llamado problema directo. Sin embargo, si la curva de dispersión se obtiene experimentalmente, entonces es posible resolver el problema inverso para obtener un perfil de velocidades de onda de corte (V_S), siendo éste el objetivo de las diferentes técnicas basadas en la sísmica de dispersión de ondas superficiales (Foti , et al., 2015).

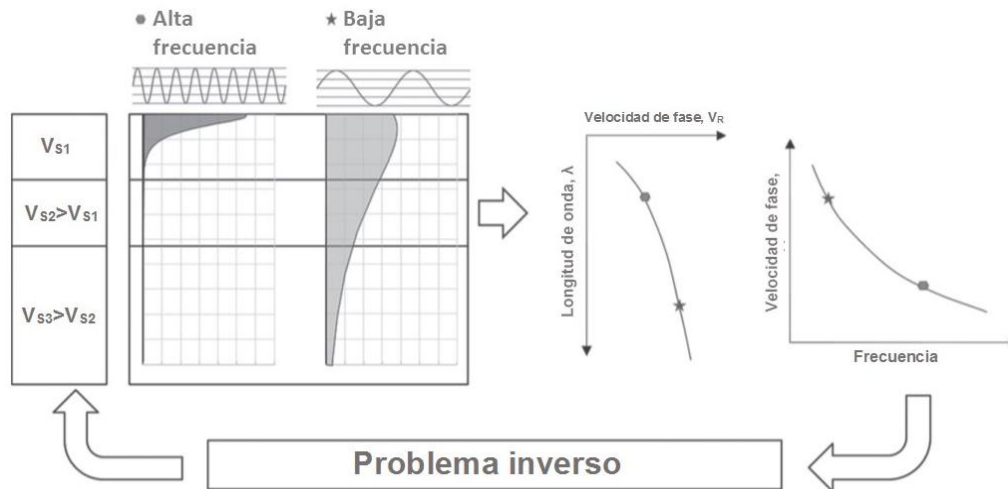


Figura 8. Parámetros importantes en la dispersión de ondas superficiales. Modificada de (Foti, et al., 2015).

Es importante considerar que cuando se trata con ondas superficiales, la porción de suelo que influye en la propagación de un componente dado (sea su velocidad y amplitud) es más o menos igual a $\lambda/3$ (Dal Moro, 2015).

Mientras que en la Figura 8 se describe un modelo estratigráfico muy simple, donde los materiales más profundos son más compactos que los superficiales, en la Figura 9 se observa un estrato blando entre dos capas duras (capaz de baja velocidad). En este caso, en cierto rango de frecuencias puede observarse una dispersión inversa (Dal Moro, 2015).

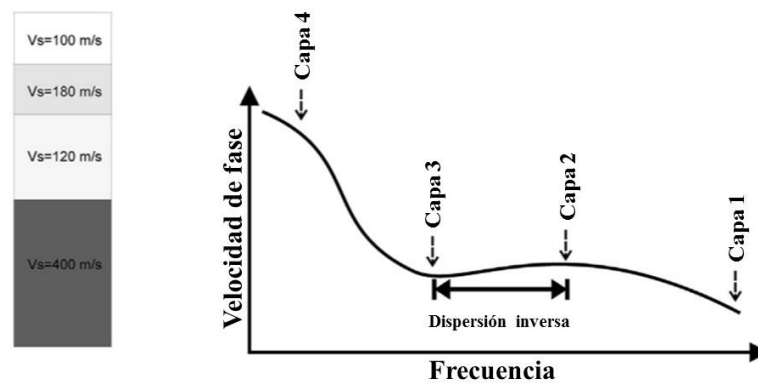


Figura 9. Representación elemental y rudimentario de una dispersión inversa. Modificada de Dal Moro (2015).

CAPÍTULO I

Por consiguiente, es claro que existen diversos parámetros que pueden afectar la velocidad de las ondas sísmicas, tales como: el estado de los materiales, la mineralogía, la porosidad, la cimentación, el contenido de arcillas, la geometría de los poros, anisotropía, edad de la roca, entre otros; y en cuanto a agentes externos, se tiene la saturación de agua u otros fluidos, presión de poros, temperatura, etc.

De tal forma que, las ondas superficiales son atractivas para el desarrollo de técnicas no invasivas para la caracterización de materiales a diferentes escalas (e. g. ondas superficiales ultrasónicas para identificar defectos de materiales y las ondas de superficie generadas por un sismo utilizadas para investigar la estructura de la corteza terrestre y el manto superior). A escala intermedia, los geofísicos o ingenieros geotécnicos usan ondas superficiales para la caracterización de geomateriales (Foti , et al. , 2015).

A fin de cuentas, el avance tecnológico ha logrado integrar el principio de la impedancia y disipación de ondas acústicas a la ingeniería geotécnica, desarrollando metodologías que permiten determinar las propiedades de rigidez del subsuelo, a partir de los desplazamientos superficiales de partículas, alteradas por un cambio en los esfuerzos de la masa de suelo por ondas superficiales de tipo Rayleigh.

1.4.1. Métodos basados en la sísmica de dispersión de ondas superficiales

El uso de la propagación de ondas para la determinación de las propiedades de un medio está bien establecido para la caracterización de un material. Se han diseñado varios ensayos para estimar velocidades de onda sísmica *in-situ*, con el propósito primario de evaluar la variación de la velocidad de onda de cortante a profundidad (es decir, un perfil de velocidades). En particular, las principales ventajas de los métodos sísmicos *in-situ* son estudiar los geomateriales en su estado inalterado (especialmente importante para los suelos difíciles de muestrear) y la posibilidad de estudiar un gran volumen de material involucrado. Aunque la aplicación más común es la medición de las velocidades de las ondas sísmicas, los ingenieros y sismólogos han utilizado métodos sísmicos *in-situ* para medir la atenuación de las ondas sísmicas, estimar módulos elásticos, calcular la relación de amortiguamiento material de los suelos, entre otros (Foti , et al., 2015)

Los métodos sísmicos basados en la sismica de dispersión de ondas superficiales se dividen a menudo en dos grandes categorías: fuente activa y pasiva. "Fuente activa" significa que la energía sísmica se genera intencionalmente (ondas Rayleigh en un rango de frecuencias de aproximadamente 4 a 100 HZ) en un lugar específico y la grabación comienza cuando la energía de la fuente se propaga en el suelo (Figura 10), esta energía puede ser originada por un evento sísmico, una detonación de explosivos o un simple marro. En contraste, las "Fuentes pasivas" se basan en la observación de movimientos en el suelo a corto y largo plazo, inducidos por el ruido cultural conocidos como ruido sísmico ambiental considerado estacionario en tiempo y espacio en la mayoría de las aplicaciones (Foti , et al., 2015).

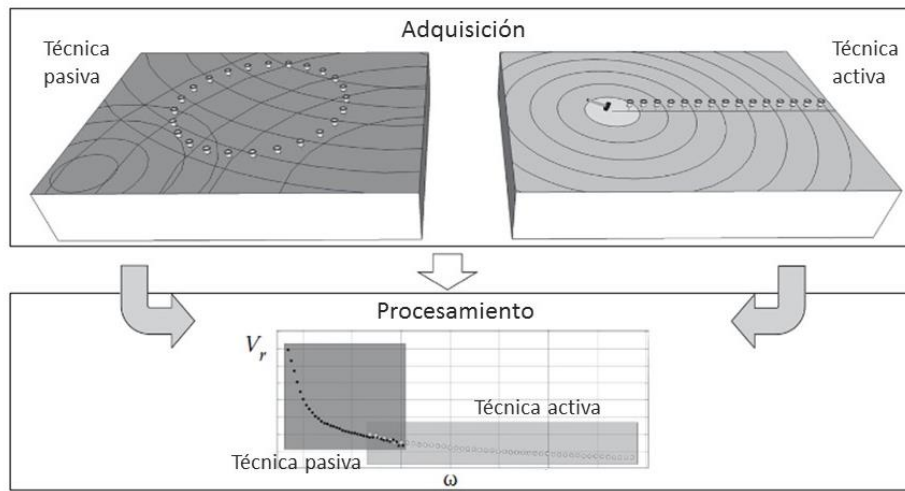


Figura 10. Combinación de mediciones de ondas superficiales de fuente activa y pasiva. Modificada de (Foti , et al., 2015).

Con respecto a la adquisición de datos, para técnicas de fuente activa se usan generalmente arreglos lineales desplazando la fuente a lo largo del arreglo (e. g. Análisis Multicanal de Ondas Superficiales-Multichannel Analysis of Surface Waves-MASW).

En cuanto a las vibraciones ambientales (ruido sísmico), su adquisición estaba limitada al uso de arreglos bidimensionales, ya que, no se conoce a-priori la dirección de propagación predominante de los distintos frentes de onda (Asten & Henstridge, 1984). Sin embargo, autores como Chávez-García, et al. (2006) extendieron las posibilidades de análisis en técnicas como Autocorrelación Espacial (Spatial Autocorrelation-SPAC), con la posibilidad de realizar ensayos pasivos con arreglos lineales de receptores, los cuales, entregan resultados satisfactorios en la mayoría de los casos.

Existen tres factores principales que deben manejarse con mucho cuidado para asegurar la efectividad de las técnicas que se basan en la dispersión de ondas superficiales: (i) el acoplamiento de los sensores, (ii) la instrumentación utilizada, (iii) las características de los parámetros de adquisición del registro y (iv) el procesamiento de los registros (Tapia Herrera, 2009). Aunque los métodos sísmicos agregan un grado de incertidumbre al no determinar directamente las propiedades buscadas, permiten explorar el suelo a grandes profundidades. A pesar de no ser métodos directos como los usados en Geotecnia, se consideran de gran apoyo para evaluar las propiedades *in-situ* del suelo; es decir, en sus condiciones reales.

CAPITULO II

ADQUISICIÓN DE DATOS

2. INTRODUCCIÓN

La adquisición de datos es el primer paso de cualquier método de caracterización sísmica, y comprende la generación y observación de los efectos de la propagación de las ondas sísmicas, en tiempo y espacio. Una fuente sísmica, un grupo de receptores y un sistema de adquisición son desplegados con una configuración apropiada para registrar el campo de onda (Foti , et al., 2015). La etapa de adquisición debe planificarse de acuerdo con los objetivos del estudio y las condiciones locales del sitio. Esto significa que, en algunos casos, la adquisición puede ser rápida y de bajo costo, mientras que en otros puede ser mucho más compleja y requerir un mayor esfuerzo. Cada aspecto que contempla el registro de datos sísmicos, incluyendo al personal experto en el fenómeno de ondas sísmicas, influyen en el tipo y calidad de registros sísmicos adquiridos, por consiguiente, en el procesamiento de datos y finalmente en el modelo del subsuelo recuperado.

La base del desarrollo de este trabajo se concentra en el análisis de registros de ruido sísmico ambiental, conocido como método sísmico pasivo, es por ello que se siguieron las condiciones de adquisición de cualquier método basado en el registro de ruido sísmico ambiental. A continuación, se mencionan detalles de la adquisición de datos que se implementó, tal como, características de la zona de estudio, parámetros de adquisición y equipo de adquisición de datos.

2.1. Área de estudio

A pesar de la extensa información disponible sobre los depósitos de arcillas en la zona centro de la Ciudad de México, el área del ex-lago de Texcoco permanecía insuficientemente explorada. Sin embargo, en los últimos años el interés en esta zona ha provocado un intenso trabajo geotécnico, complementado con diversas técnicas geofísicas, para de obtener parámetros sísmicos y geotécnicos que caractericen esta región para diseños ingenieriles.

La zona de estudio de esta tesis se ubica en las proximidades del antiguo Evaporador Solar al noreste de la Ciudad de México, conocido como “El caracol” a unos cuantos metros del centro de nuestra configuración de receptores, se elaboró un estudio de sonda suspendida dirigido por la Coordinación de Geotecnia del Instituto de Ingeniería (Figura 11).



**Figura 11. Mapa de ubicación de la zona de estudio.
Modificado de Fernández (2016).**

El área del ex-Lago de Texcoco presenta condiciones geotécnicas difíciles, por la presencia de estratos de arcillas lacustres altamente comprensibles de espesores importantes con intercalaciones de arenas y limos (Enríquez, et al., 2008). Cabe destacar, que esta área fue la parte más baja del Valle de México, por lo tanto, un receptor natural de escurrimientos de toda la cuenca.

Con base a exploraciones previas, se identificaron formaciones típicas del subsuelo de la Ciudad de México, identificadas también en el área de estudio: capa superficial (CS), formación arcillosa superior (FAS), capa dura (CD), formación arcillosa inferior (FAI) y depósitos profundos (DP), con ciertas diferencias (Fernandez, 2016).

La capa superficial es una secuencia de materiales naturales cubiertos por un relleno artificial heterogéneo. La formación arcillosa superior es muy uniforme y cuenta con intercalaciones de lentes duros que se pueden considerar como estratos secundarios, en general, estos lentes son más permeables que las arcillas, por lo que, influyen en la velocidad de consolidación de estas. La capa dura es un depósito heterogéneo, en el cual predominan limos arenosos con algo de arcilla y ocasionales gravas, esta capa desempeña un papel muy importante en las cimentaciones profundas de la ciudad de México, pero su espesor en el área de estudio es diverso. Con respecto a la Formación arcillosa inferior es una secuencia de estratos de arcilla separados por lentes duros, en un arreglo semejante al de la serie arcillosa superior. Por último, los depósitos profundos constituyen una serie de arenas y gravas aluviales limosas, cementadas con arcillas duras y carbonatos de calcio (Oviedo, 2012) (Figura 12).

	Unidad Geotécnica	Descripción	Espesor (m)
CS	CS – Costra Superficial	Arcilla de alta plasticidad, color café de consistencia media a blanda. Esta unidad corresponde al depósito lacustre que por variaciones estacionales se han endurecido debido al secado, vegetación y fluctuación del NAF.	0 a 1.5
FAS	FAS – Formación Arcillosa Superior	Arcilla de alta plasticidad, color café de consistencia muy blanda. Depósito lacustre en estado virgen (normalmente consolidado) de resistencia muy baja y que puede presentar grandes deformaciones; también presenta lentes de arena intercalados.	17 a 30
CD	CD – Capa Dura	Limo color gris oscuro de consistencia muy dura. Esta capa es muy resistente y con buena permeabilidad. Su espesor a diferencia del FAS, disminuye de Norte a Sur.	1 a 3
FAI	FAI – Formación Arcillosa Inferior	Arcilla de alta plasticidad de color gris oscuro de consistencia media a muy blanda, tiene lentes intercalados de ceniza.	10 a 14
SES	SES – Serie Estratificada Superior	Limos de alta plasticidad de consistencia dura, además arenas finas y arcillas intercaladas entre si.	8 a 11
FAP	FAP – Formación Arcillosa Profunda	Arcilla de alta plasticidad color gris de consistencia dura, presenta lentes de ceniza volcánica.	12 a 15
SEI	SEI – Serie Estratificada Inferior	Limos y arcillas de consistencia muy dura, intercalados con arenas finas de compacidad alta. Esta unidad esta conformada por materiales muy resistentes y poco deformables	5 (máximo explorado)

Figura 12. Descripción de las unidades Geotécnicas en el área de estudio. Modificado de CFE (2015)

2.2. Disposición geométrica de los sensores en el sitio de estudio.

El estudio consistió en ocho arreglos lineales, cuatro de 115 m y cuatro de 57.5 m de longitud. Después del primer despliegue de un primer arreglo lineal (115 m) se fijó un punto medio, que sirvió de guía para el resto de los arreglos (Figura 13a). A partir de ese primer arreglo, se redujo la distancia entre receptores para el segundo arreglo de longitud menor (57.5 m). Lo anterior se repitió un total de cuatro veces, rotando aproximadamente 45° el arreglo lineal, con base al punto central, para obtener un diseño similar a una circunferencia. La Figura 13b muestra un ejemplo de la configuración del ensayo implementado, que logra una cobertura azimutal en el registro de datos, esto, porque se sabe que el campo de onda de ruido sísmico ambiental incluye señal de todas direcciones posibles y que el usar arreglos lineales se supone que el campo de onda registrado sólo proviene de una dirección específica, así que, al rotarlo, se cubrirán en lo posible diferentes direcciones de propagación de ruido sísmico. A los arreglos lineales de longitud de 115 m se les asignaron los nombres de spac1, spac3, spac5, y spac7, al resto, nombres similares pero acompañados de números pares.

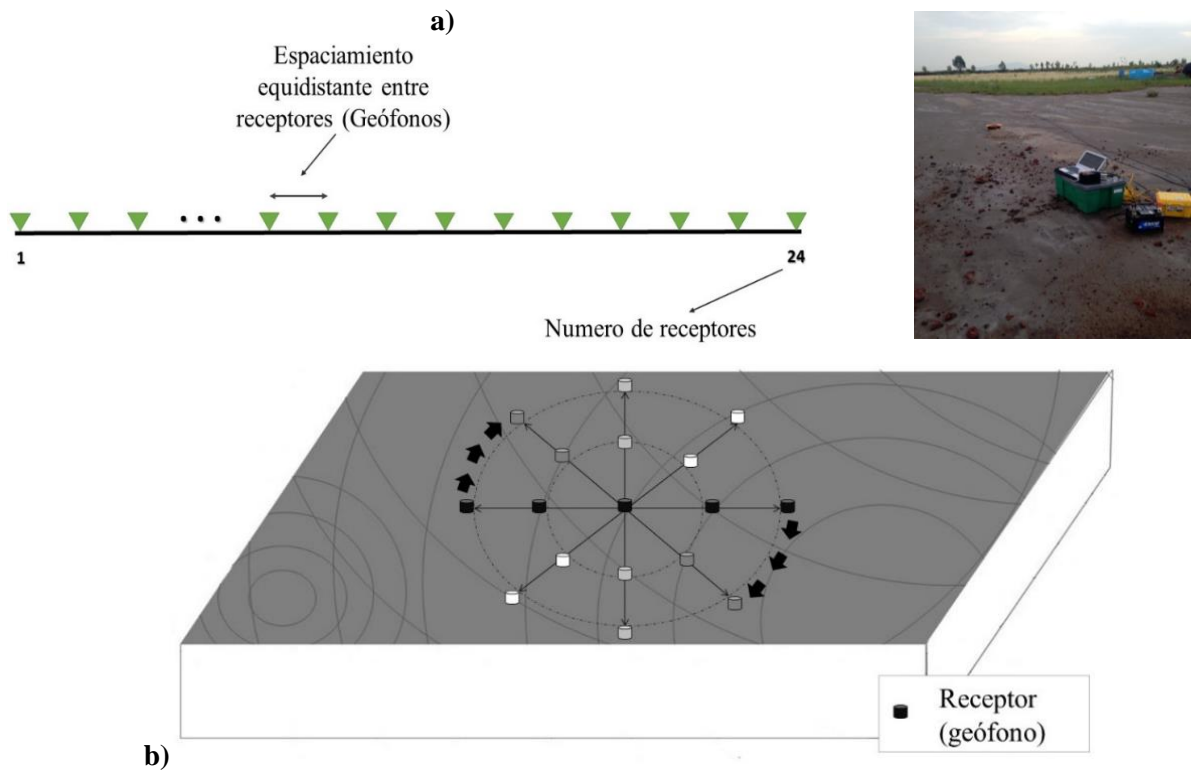


Figura 13. Configuración de los arreglos lineales. a) arreglo lineal de 24 receptores. b) configuración circular de los arreglos lineales.

2.3. Equipo

La adquisición de datos sísmicos se realizó con un sismógrafo multicanal conocido como “Geode” de 24 canales (equipo tradicional de refracción), y con el software “*Seismodule Controller Software*” ambos de la marca Geometrics (Figura 14).

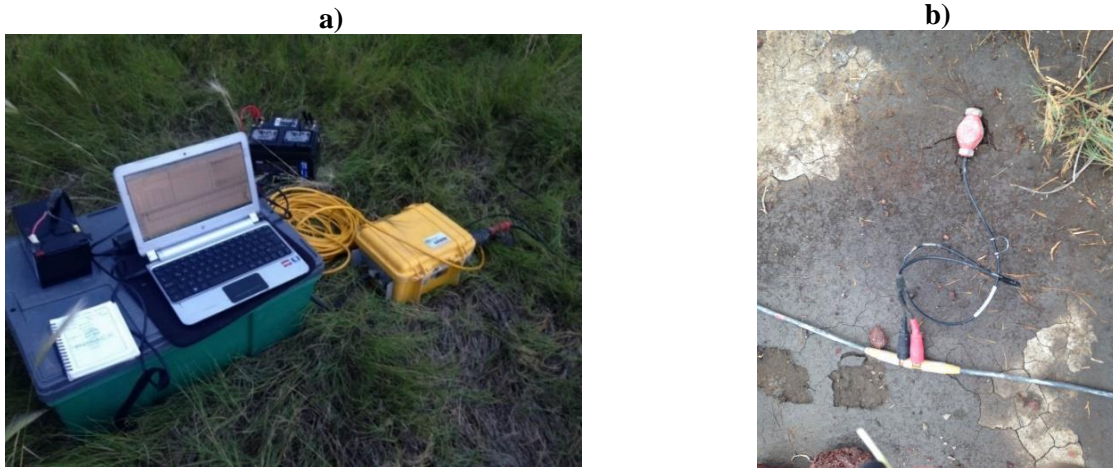


Figura 14. Equipo de adquisición. a) Sismógrafo GEODE. b) Geófonos de 4.5 Hz.

Este equipo sísmico consta de varias partes, que van desde los sensores sísmicos que detecta el movimiento del suelo (geófonos) hasta la computadora que controla el sistema y almacena los datos en forma digital, pasando por los sistemas de alimentación, adquisición, sincronía, conexiones, entre otros. El sismógrafo utilizado, proporciona una enorme flexibilidad a la hora de instalarlo en cualquier configuración y adaptarlo a las condiciones del terreno. En la figura 15, se muestra un esquema del equipo, en el que aparecen todos los componentes fundamentales que intervienen en la adquisición de datos.

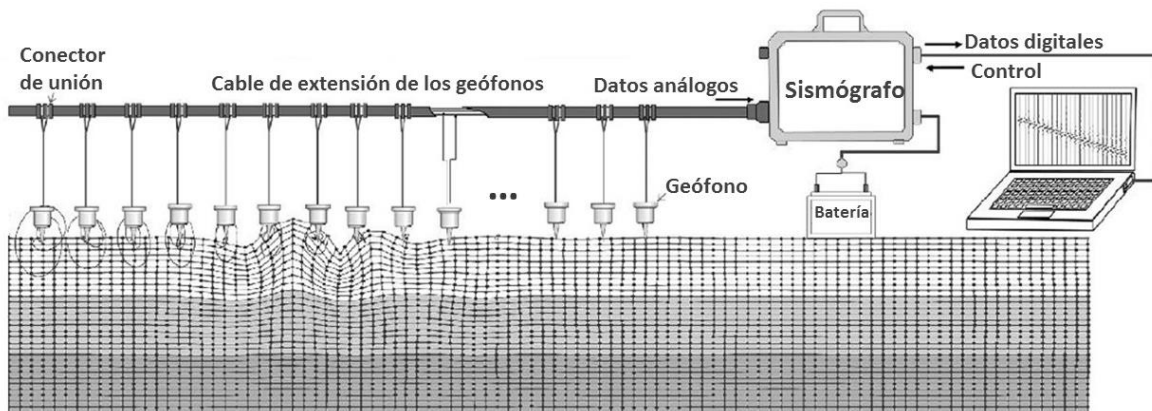


Figura 15. Componentes fundamentales del sismógrafo Geode.

El sismógrafo “Geode” registra en un ancho de banda de 1.7 Hz a 20 kHz y con un rango dinámico de 24-bit (Figura 15a). Este tipo de instrumento es pequeño, ligero y su manipulación es sencilla. Cabe señalar que, gracias a este tipo de instrumentos los problemas con respecto a la ganancia y filtros que pueden aplicarse al momento del registro de datos se han resuelto, siendo posible la manipulación de estos parámetros por el operador.

Con respecto a los sensores sísmicos encargados de convertir el movimiento del suelo en señales eléctricas que puedan ser interpretadas por el sistema, están los geófonos (velocímetros) usados en estudios de ingeniería de poca profundidad, siendo una pieza principal de la adquisición de datos porque condicionan el rango de frecuencias de las señales que podemos registrar junto con el sismógrafo utilizado. Los geófonos usados en este proyecto son capaces de recuperar la señal incluso a frecuencias inferiores a su propia frecuencia natural de 4.5 Hz, además de ser sensores individuales de una componente (vertical). El sensor se fija a la superficie del terreno de tal manera que se mueve junto con él, en respuesta al impulso generado por la fuente. El conector de unión usado en el geófono es un clip con un aislante de color, las envolturas exteriores y los clips, son de diferentes anchos y colores para fomentar el uso de la misma polaridad cada vez que se conectan (Figura 14b). La conexión entre sensores y el sistema de adquisición de datos está limitada en cuanto la apertura, pero es suficiente para los objetivos planteados.

Por último, es importantes mencionar que un análisis de atenuación generalmente se realiza usando arreglos lineales como se hizo en este proyecto. Es esencial que los efectos del ruido sean considerados y que las perturbaciones de amplitud sean minimizadas. Por ejemplo, el acoplamiento físico de cada receptor debe ser revisado cuidadosamente (Foti , et al., 2015).

2.4. Parámetros de adquisición

Como se indicó anteriormente, el registro de ruido sísmico ambiental involucra la energía generada por el ruido cultural, el tráfico, el viento, etc., en consecuencia, no existe ningún tipo de dispositivo para disparar la fuente de ruido y se inicie la grabación de datos. Aunque las fuentes de ruido preferidas son estables, a un nivel constante, no suelen tener esta característica y por ello el registro de ruido supone que el frente de onda es plano, estable e isótropo.

La adquisición se realizó con base en los parámetros de métodos sísmicos pasivos con una longitud del registro suficiente para obtener un número congruente de segmentos de datos y para contrarrestar el ruido intermitente (como el pasar de los automóviles). De modo que, los parámetros de adquisición en el dominio del tiempo se establecen en función de la resolución de frecuencia deseada y máxima de interés. El intervalo de muestreo fue de 0.004 s (segundos), para tener un total de 250 muestras por segundo. El tiempo de registro fue de 60 s y un total de 30 registros por línea, una de las ventajas del instrumento utilizado es que permite programar todo el proceso anterior y visualizar los registros grabados, para que todos los sensores funcionen y la calidad de los registros (que se eviten amplitudes anómalas comparadas con el resto). Los datos fueron almacenados en archivos con extensiones *.DAT siguiendo un número consecutivo, el cual es un formato que usualmente usa el sismógrafo Geode, su manipulación es sencilla y se guarda en formatos SEG-2, SEG-y y SEG-D, archivos que siguen los estándares de los archivos de datos sísmicos establecidos por la Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG).

Los detalles de los parámetros de adquisición se resumen en la siguiente tabla:

PARAMETROS	SPAC
Arreglos	Lineal
Tamaño del arreglo	115 y 57.5 m
Intervalo de geófonos	5 y 2.5 m
Total de geófonos	24 canales
Tipo de geófono.	Geófonos verticales de 4.5 Hz.
Disparo	Manual
Intervalo de muestro	0.004 s
Longitud del registro	60 segundos en cada registro, un total de por lo menos 30 registros.

Tabla 2. Parámetros de adquisición del ensaye.

CAPITULO III

METODOLOGIA DE LA INVESTIGACION

3. INTRODUCCIÓN

El proyecto de investigación, con el objetivo de obtener valores del factor de calidad (Q_R), se implementó en base a la metodología propuesta por Liu et al. (2015) para cuantificar el decaimiento de amplitud de las CC (Correlación Cruzada) de ruido sísmico ambiental. Este capítulo explica paso a paso la metodología para estimar Q_R , en su mayoría, por medio de una serie de funciones construidas dentro del entorno computacional de MATLAB (Matrix Laboratory), las cuales conceden control total sobre los registros de ruido durante las diferentes etapas de procesamiento.

El procesamiento de datos para el cálculo de Q_R , fue separado en tres etapas que pueden observarse en el diagrama de la Figura 16. La primera etapa de preprocesamiento de datos (fase 1) abarcó un importante lapso de tiempo, ya que, comúnmente a las señales registradas por geófonos de periodo corto no se les realiza corrección instrumental, de ahí que fue necesario corroborar la información utilizada en este proceso y los resultados un número importante de veces. Con fines prácticas, la segunda etapa de procesamiento de datos consiste en 2 fases: la fase 2 abarca la estimación de la curva de dispersión y la obtención de un modelo de velocidad de onda cortante a profundidad, y la fase 3, el cálculo del factor de calidad. La tercera y última etapa (fase 4), la cual, se discute el último capítulo se realizó con el propósito de validar resultados de Q_R con valores de amortiguamiento estimados con algún método de laboratorio (Columna Resonante), ya que se sabe que existe una estrecha relación entre este parámetro geotécnico y el Q_R , descrito en el capítulo I.

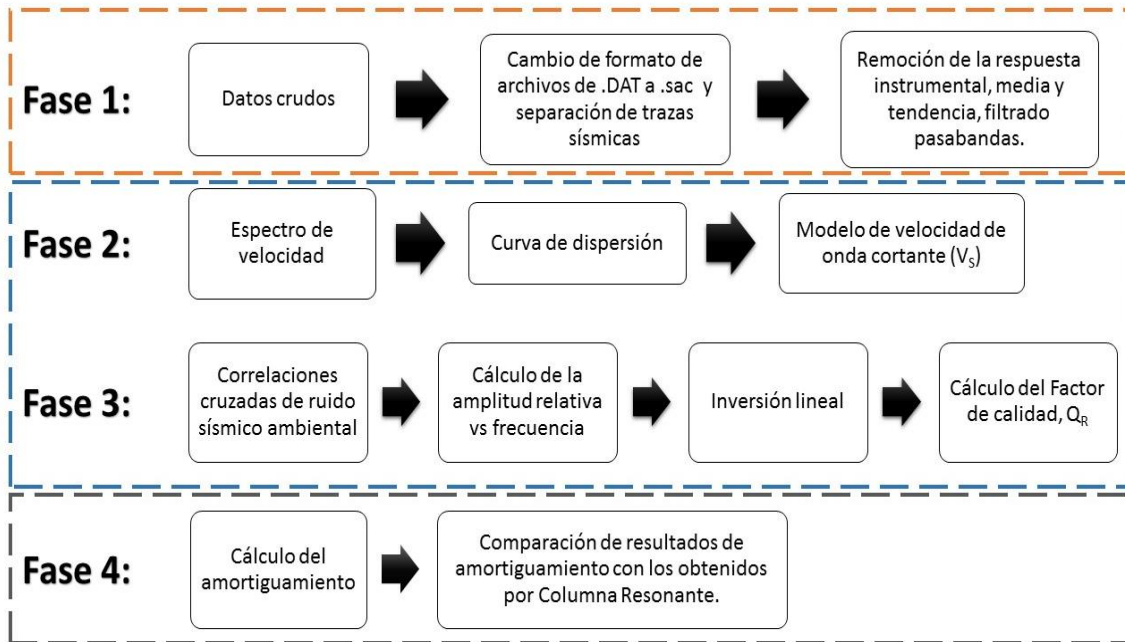


Figura 16. Representación esquemática del procedimiento para el cálculo de Q_R .

3.1. Preprocesamiento

Normalmente los registros de ruido sísmico de geófonos de periodo corto, no se les implementa la corrección instrumental. Sin embargo, es una opción para recuperar las amplitudes absolutas del suelo (las más próximas a la realidad) y de esa forma, remover amplitudes ajenas al suelo y provenientes del instrumento de registro utilizado (geófonos y digitalizador). Es necesario notar que, el sismógrafo empleado registra las señales sísmicas en cuentas, por lo que debe hacerse la respectiva corrección instrumental para obtener la señal en velocidad y expresarla en metros por segundo (m/s).

En este caso, se realizó para un equipo de adquisición de refracción tradicional. El primer paso para de la corrección instrumental fue recolectar todos los detalles del sismógrafo “Geode” y de sus receptores (geófonos GS-11D), los cuales se describen en las Tablas 3 y 4 respectivamente.

Sismógrafo digital “Geode” (Geometrics)	
Conversión A/D	24-bit
Rango dinámico	144 dB (sistema), 110 dB (instantáneo, medico) a 2 ms, 24 dB
Ancho de banda	1.75 Hz a 20 kHz
Crosstalk	-125 dB a 23.3 Hz, 24 db, 2ms
Señal máxima de entrada	2.8 V
Impedancia de entrada	20 kOhms, 0.02 uf.
Ganancia de amplificadores	24 dB o 15.848 veces

Tabla 3. Descripción de los parámetros de ADC de sismógrafo Geode de Geometrics.

Geófono GS-11D (Geospace)	
Frecuencia natural	4.5 Hz \pm .75 Hz
Amortiguamiento crítico	0.707
Sensitividad	100 v/m/s
Resistencia de la bobina -- R_g	380 Ohms
Sensitividad de voltaje intrínseca con 380 Ohms	.32 V/cm/s
Constante de transducción normalizada -- G (V/in/s)	0.42 (sq. Root of R_c) (1.0668 V/m/s)
Amortiguamiento de circuito abierto	.34 \pm 20%
Constante de amortiguamiento	762
Resistencia de bobina opcional -- R_e	4 000 Ohms
Masa	23.6 g

Tabla 4. Descripción del geófono de Geospace modelo GS-11D

Una vez que se detallaron las características de los instrumentos, se prosiguió con el cálculo de la función de transferencia, que incluye los polos y ceros, además la constante de normalización, por medio de las ecuaciones 11-15 del anexo B, como se muestra a continuación:

Polos

Teniendo en cuenta que $f_0 = 4.5 \text{ Hz}$ $\omega_0 = 2\pi(4.5 \text{ Hz}) = 28.27$ $h = 0.707$

$$p_1 = -28.27(0.707 + \sqrt{0.707^2 - 1}) = -19.9899 - 19.9960i \quad (3.1a)$$

$$p_2 = -28.27(0.707 - \sqrt{0.707^2 - 1}) = -19.9899 + 19.9960i \quad (3.1a)$$

Constante de normalización

Se consideran algunas de las características que se conocen del sensor y del digitalizador, como lo siguiente:

• **Digitalizador**

$$Ganancia = \frac{2^{23} \text{ cuentas}}{2.8 \text{ V}} = 2.9959 \times 10^6 \frac{\text{cuentas}}{\text{V}} \quad (3.2)$$

• **Amplificador:**

$$Rango \text{ Dinámico (dB)} = 24 \text{ db} = 20 \log\left(\frac{\text{max}}{\text{min}}\right) \quad (3.3a)$$

$$\left(\frac{\text{max}}{\text{min}}\right) = \log_{10}^{-1}\left(\frac{24}{20}\right) = 15.8 \quad (3.3b)$$

$$G_{total} = 100 \frac{\text{V}}{\text{m}} * 15.848 * 2.9959 \times 10^6 \frac{\text{cuentas}}{\text{V}} = 4.74795 \times 10^9 \frac{\text{cuentas}}{\text{m}} \quad (3.4)$$

Los valores anteriores conforman el archivo “polos y ceros” (Figura 17), este archivo también contiene una constante (Ec. 3.4), la cual, es un factor de escalamiento que representa la respuesta total del sismógrafo (en este caso del sensor y su digitalizador).

ZEROS	2
0.000000e+00	0.000000e+00
0.000000e+00	0.000000e+00
POLES	2
-0.19899e+02	-0.19996e+02
-0.19899e+02	-0.19996e+02
CONSTANT	4.74795e+09

Figura 17. Archivo polos y ceros.

Una vez que se cuenta con el archivo polos y ceros, por medio del programa SAC (Seismic Analysis Code) se realizó la corrección instrumental, con la función “*Transfer*”, la cual realiza una deconvolución para remover la respuesta instrumental. Una de las ventajas de su uso radica en las diversas opciones con las que cuenta, en este caso, se optó por la opción polos y ceros antes descrito. Habría que decir también que es una función fácil de utilizar y práctica, en este caso, permitió un ahorro de tiempo importante en el proceso.

Antes de realizar la corrección instrumental, como la Figura 16 muestra en la parte de Fase 1, primero se realiza un cambio de formato en los registros sísmicos con MATLAB. Se pasó de formato “*.DAT” a “*.sac” junto con una separación previa de trazas; es decir, un archivo normal “*.DAT” contiene la información de los parámetros de adquisición, así como los registrados de los 24 canales con los que consta nuestro equipo sísmico utilizado, entonces, la meta consiste en separar cada canal en un archivo individual, puesto que, el análisis de amplitud para cuantificar la atenuación sísmica es con trazas individuales.

Una vez que contamos con archivos de trazas individuales, se sigue el proceso que indica la Figura 18, para corregir cada uno de los registros en SAC. Primero se cargaron los archivos, se eliminó la tendencia y el promedio, se aplicó un “*taper*” de forma simétrica a los datos, de tal manera que, la señal sea cero para el primer y el último punto de datos, y aumente suavemente a su valor original relativo a cada extremo. Finalmente se empleó la función “*transfer*” seguido de un filtro *Butterworth* con frecuencias de esquina de .3 y 124 Hz.

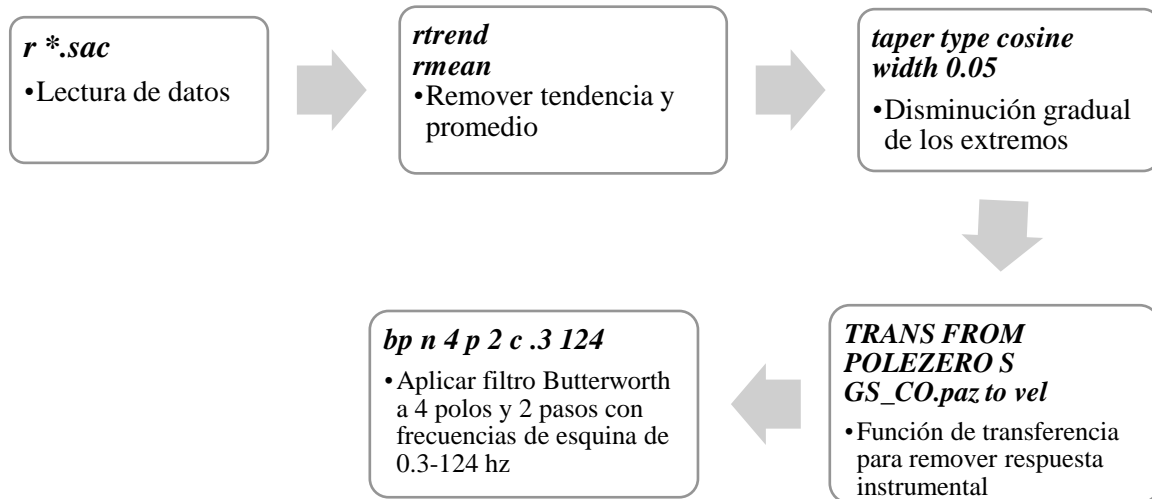


Figura 18. Comandos de SAC (*Seismic Analysis Code*) en orden, utilizados en la corrección instrumental.

3.2. Procesamiento de datos sísmicos

La etapa de procesamiento de datos tuvo como objetivo principal estimar valores del factor de calidad (Q_R), esta etapa se compone de las fases 2 y 3 (Figura 16) definidas con base en la metodología propuesta por Liu et al. (2015).

En la fase 2 es necesario un modelo de velocidades de fase respecto al rango de frecuencias de interés, el cual depende de la fuente sísmica. Gracias a que, en la etapa de adquisición de datos, se siguieron los requisitos de un levantamiento sísmico de ruido sísmico ambiental estándar, fue posible utilizar los mismos registros tanto en la fase 2 como en la fase 3. La diferencia radica en que, para el cálculo de Q_R se usan archivos de una traza, es decir, la señal de un receptor (Geófono), mientras que, para la estimación de la curva de dispersión son necesarios al menos 30 registros con las 24 componente (geofonos).

A continuación, se muestran detalles del procesamiento de datos y softwares utilizados en cada fase.

3.2.1. Curvas de dispersión

Dado que las ondas Rayleigh son dispersivas existen diferentes técnicas y programas basados en ello. De manera que, para obtener una curva de dispersión (velocidad de fase vs frecuencia) representativa del sitio de estudio, se usó el software *Seisimager/SW* de Geometrics que permite diferentes tipos de análisis de ondas superficiales. El módulo usado se basa en la técnica de fuente pasiva (ruido ambiental) llamada MAM (Medición de Arreglos de Microtremores). Esta técnica usa múltiples pares de receptores para construir un espectro de velocidad, del cual se obtiene una curva de dispersión y su respectivo modelo de velocidades de onda cortante (V_s).

El módulo de *Surface Wave Analysis Wizard* para fuente pasiva (MAM) consta de dos extensos:

- *Pickwin* (*Pick first break or Dispersion curves*- Picado de primeros arribos o de las Curvas de Dispersión)
- *Wave Eq.* (*Surface Wave Analysis*- Análisis de Ondas Superficiales)

La Figura 19 muestra el procedimiento seguido a través del método de procesamiento de MAM.

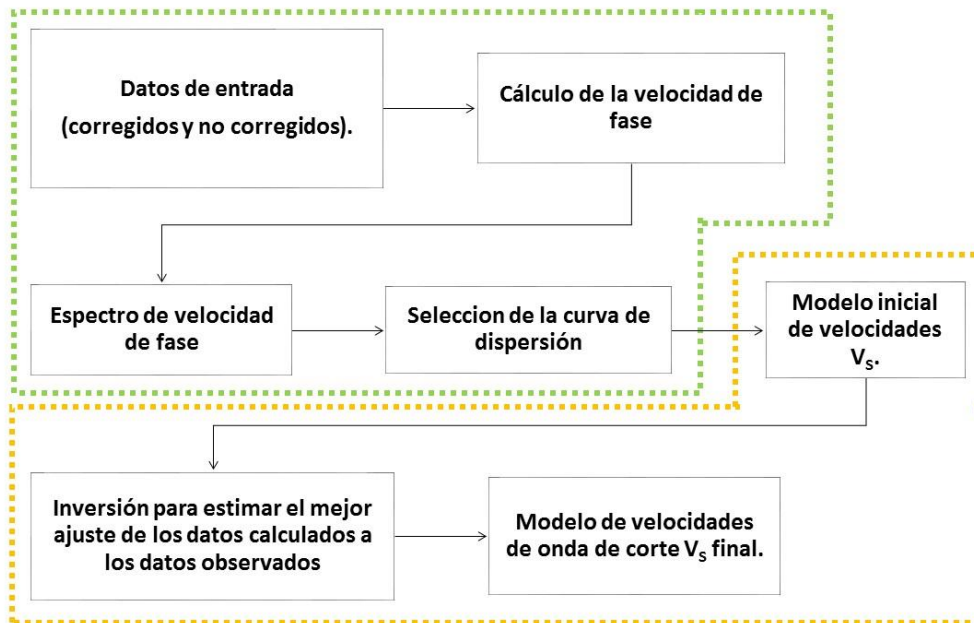


Figura 19. Diagrama seguido para obtener una curva de dispersión y su respectivo modelo de velocidades de onda de corte.

Pickwin tiene como objetivo estimar el espectro de velocidad para identificar la curva de dispersión, a partir del apilamiento de los 30 registros de duración de 60 s por línea (Figura 20a). El espectro de velocidad (Figura 20b). representa la velocidad de fase en función de la frecuencia, los valores en este espectro (sus colores) representan un tipo de factor de correlación por cada punto frecuencia-velocidad (en este caso azul significa una correlación alta). De ahí que, la curva de dispersión se obtiene a partir de los puntos frecuencia-velocidad con la mejor correlación, procurando que esta curva sea del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Una vez que se obtiene la curva de dispersión (Figura 20c), el siguiente paso con *Wave Eq.* es proponer un modelo por medio de parámetros iniciales (profundidad del modelo, número de capas, nivel freático, etc.) que dependen tanto de la adquisición de datos como de las características del sitio de estudio. Definido este modelo inicial y a través de un método de inversión (en este caso, mínimos cuadrados iterativos), se obtiene el mejor ajuste de los datos calculados con los observados representado por un modelo de velocidades de onda cortante, V_S (Figura 20d).

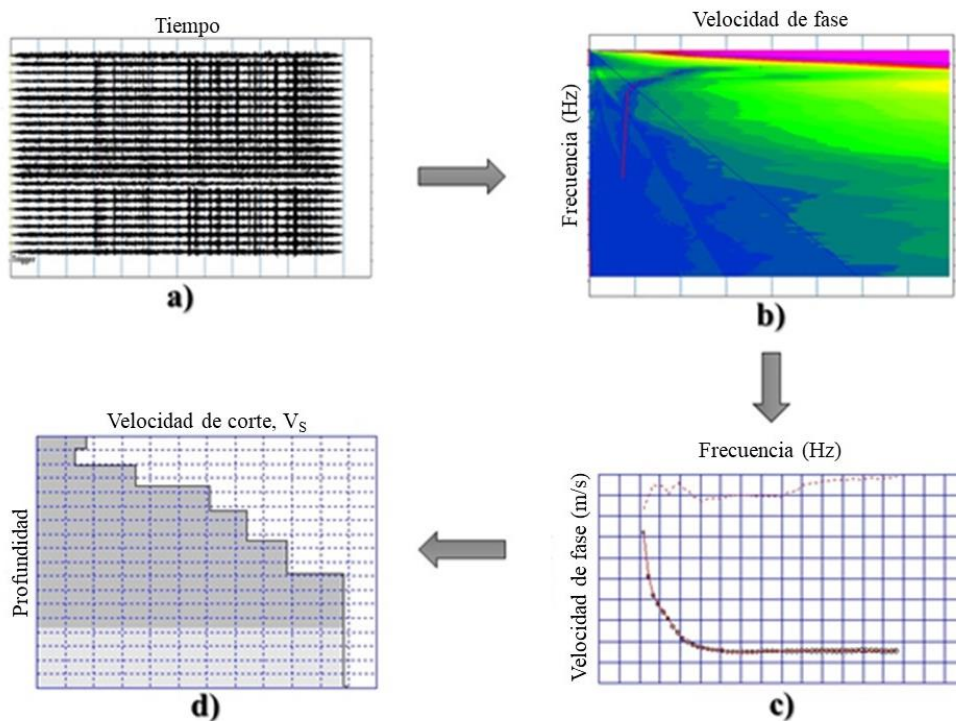


Figura 20. Etapas de procesamiento de la técnica MAM. a) Registro de ruido sísmico ambiental. b) Espectro de velocidad. c) Curva de dispersión (línea continua). d) Modelo de velocidades de onda de corte.

3.2.2. Factor de calidad (Q_R) basado en ruido sísmico ambiental

En el presente trabajo se construyeron sismogramas virtuales, mediante la CC de tercias de estaciones (receptores), para estimar el decaimiento de amplitud de las ondas superficiales, que prevalecen en los registros de ruido sísmico ambiental en los sedimentos lacustres del oriente de la ciudad de México.

De acuerdo a las bases teóricas del capítulo I, se sabe que las ondas superficiales se atenúan debido a: la expansión de los frentes de onda, como manifestación de un efecto geométrico y, a la absorción y el esparcimiento del material en que se desarrolla la propagación, que pueden cuantificarse mediante el parámetro Q .

Los primeros estudios que se involucraron en la cuantificación de la atenuación sísmica a partir de las amplitudes de las funciones de CC, se basaron en las funciones de coherencia que se sustentan en trabajos de Aki (1957) y Clearbout (1968). Para ello, Prieto et al. (2009) realizaron promedios azimutales de las CC en el dominio de la frecuencia, con el objetivo de hacer que el ruido sísmico ambiental sea isótropo y obviar preocupaciones sobre la direccionalidad del ruido. Antes de ese promedio, normalizaron las CC entre cada par de estaciones por RMS (Error cuadrático medio), ya que, observaron que el espectro cruzado normalizado de esa forma (Ec. 1.17) se denomina “coherencia”, la cual, se supone independiente de los factores de amplificación, además afirmaron que puede ser comparada con una función de Bessel de orden cero considerando una disminución exponencial por medio de la siguiente expresión

$$Re[\gamma_{AB}] = J_0\left(\frac{2\pi fx}{c(f)}\right) \cdot e^{-\alpha(f)x} \quad (3.5)$$

Con la ecuación anterior Prieto y otros estimaron la velocidad de fase $c(f)$ y la atenuación sísmica $\alpha(f)$.

Sin embargo, autores como Tsai (2011) lo corrigieron, este último autor comprobó que la afirmación en base a las funciones de coherencia son válidas sólo si existe una distribución isotropa de las fuentes de ruido, que si bien la atenuación es importante, de igual forma lo es la distribución de fuentes y que el promedio azimutal de la coherencia, no es suficiente para eliminar los efectos de la direccionalidad del ruido. El concluye que la atenuación puede contribuir a la disminución radial de la coherencia, pero que el efecto no es precisamente exponencial y esto sólo es válido bajo circunstancias especiales.

Weaver (2012) confirma los resultados de Tsai (2011), argumentando que la estimación de la coherencia con la ecuación (3.5) no está justificada, ya que la coherencia depende demasiado de la direccionalidad del ruido, incluso después del promediado azimutal. Igualmente, la coherencia puede disminuir debido a las variaciones de la velocidad de las ondas sísmicas y no con respecto a la atenuación. Weaver (2012) propone una normalización alternativa de las CC para eliminar los efectos de direccionalidad y restringe el uso sólo de la parte causal de la CC correspondiente a la propagación de 0 a x (el receptor A está en la posición 0 y el receptor B en la posición x),

$$\gamma_{AB}(\omega) \equiv \frac{u_A(\omega)u_B^*(\omega)}{|u_A(\omega)|^2} \quad (3.6)$$

en el que, el espectro cruzado es normalizado por el campo cuadrático medio en la estación de referencia y así, obtuvo un comportamiento como lo intuido (similar a una función de Bessel de orden cero).

Tiempo después, Weaver (2013) propone un método para estimar la atenuación de una matriz lineal de por lo menos cinco estaciones, basándose en la amplitud de las correlaciones cruzadas de pares de estaciones (X_{AB}). A partir de lo anterior él considera dos estaciones en la posición A y B , ambos a una distancia x (x debe ser similar o superior a las longitudes de onda objetivo) y obtiene para las amplitudes con la siguiente ecuación,

$$X_{AB} = s_A s_B B_A^{sgn(x_B - x_A)} \sqrt{\frac{2\pi c}{\omega |x_A - x_B|}} \exp\left(-\left|\int_{x_A}^{x_B} \alpha(x) dx\right|\right) \quad (3.7)$$

donde s_A y s_B son los factores de sitio con respecto a cada estación, $B_A^{sgn(x_B - x_A)}$ es la intensidad del campo de ondas del ruido sísmico en la estación A en dirección a B , en donde $sgn(x_B - x_A)$ define la dirección de la intensidad del campo siendo derecha cuando B_A es positiva e izquierda cuando es negativa. La ecuación 3.7 muestra que la amplitud de llegada disminuye de forma geométrica y exponencial, también se observa que la atenuación $\alpha(x)$ (coeficiente de atenuación espacial) en lo anterior incluye tanto la dispersión como la elasticidad del medio propagante.

Aplicando la ecuación de transferencia (Ec. 3.7) a ambos lados (causal y anticausal) de las amplitudes de la función de CC estimadas, a partir de las consideraciones derivadas de la ecuación 1.19, Weaver (2013) recuperó información sobre $\alpha(x)$ (coeficiente de atenuación), esto limitando suficientemente el campo de ruido, para permitir que las amplitudes de las formas de onda de CC de ruido, sean ajustadas a modelos de atenuación, intensidad de ruido y factores de amplificación de sitio espacialmente variables.

Ese mismo año Liu & Ben-Zion (2013) evalúa los efectos de la atenuación sísmica en las amplitudes de las CC de ruido sísmico entre pares de estaciones, además evaluó los efectos del campo lejano que ocasiona decaimiento exponencial de la amplitud y puede causar reducción en la asimétrica de las partes causal y anticausal que incrementa con la frecuencia (Figura 7).

Liu & Ben-Zion (2013) logran definir la atenuación entre un par de estaciones (Q_{in}) y entre fuente-receptor (Q_{out}) (Figura 21), demostrando que Q_{out} se asocia con el decaimiento exponencial y provoca asimetría en las amplitudes de las CC y por consecuencia, relacionada a la distribución de fuentes de ruido. Por otra parte, Q_{in} provoca cambios de fase y decaimiento simétrico no-exponencial de la amplitud de la CC.

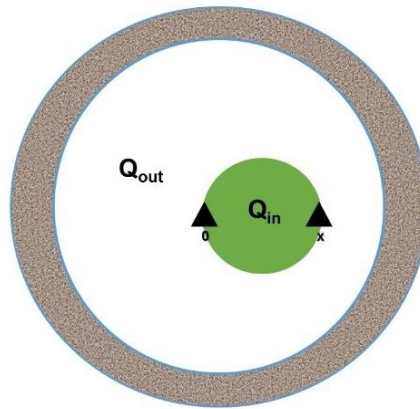


Figura 21. Geometría en 2D de dos estaciones, una localizada en el origen y otra en x. El círculo verde representa Q_{in} , el blanco Q_{out} y el gris representa el campo lejano de ruido. Modificada de Liu y Ben-Zion (2013).

Con el fin de estimar valores de Q_R (Factor de calidad de las ondas superficiales tipo Rayleigh), se implantó la técnica propuesta por Liu et al. (2015) (que es una continuación de Liu & Ben-Zion, 2013), la cual, utiliza el registro de ruido sísmico ambiental de estaciones colineales, y asume una sola dirección de propagación del ruido sísmico. Para afirmar lo anterior, se considera un par de estaciones en un sólido con tres factores de calidad (Q) diferentes, que caracterizan el medio entre y alrededor de las estaciones (Figura 22a), donde las fuentes de ruido están distribuidas de forma homogénea (denotado por el anillo color gris). Al estimar la amplitud de la CC del par de estaciones, esta se ve afectada principalmente por la propagación del ruido en direcciones determinadas, que contempla sólo una región de interferencia constructiva (Figura 22b).

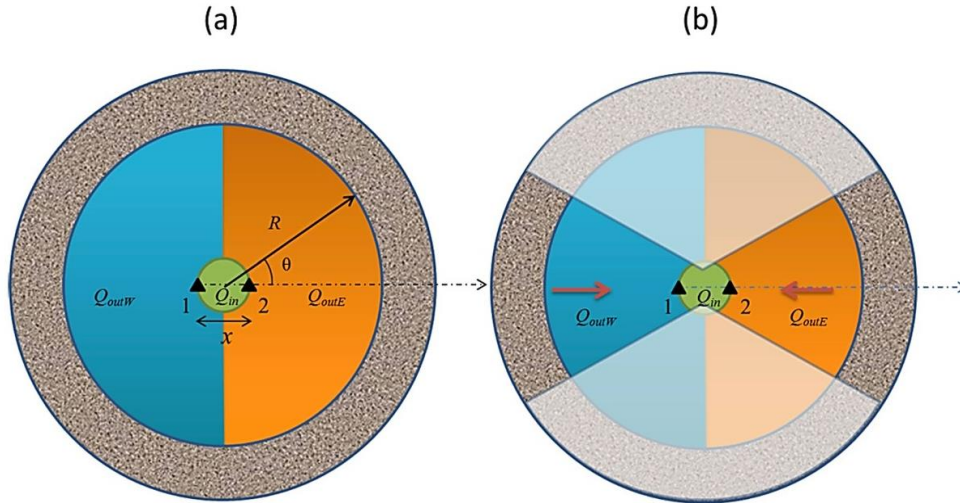


Figura 22. Geometría 2D para fuentes de ruido distribuidas aleatoriamente en un anillo (gris), estructuras de atenuación (azul, naranja y verde) y las estaciones sísmicas (Liu et al., 2015).

La técnica propone medir el decaimiento de amplitud de las CC entre los registros de ruido sísmico de pares de estaciones sísmicas, bajo el supuesto de que la distancia entre ellas x es mayor que la longitud de onda λ ($2\pi x \gg \lambda$) (Liu & Ben-Zion, 2013).

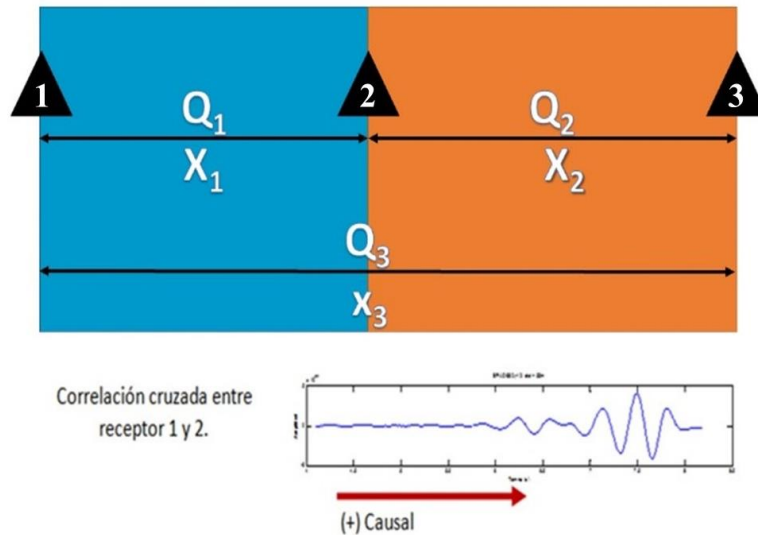


Figura 23. Diagrama de la disposición lineal de los tres receptores. Modificada de Liu et al., (2015).

Entonces, una inversión lineal sencilla se forma mediante el cálculo de las amplitudes de las CC entre cada par de estaciones de un arreglo lineal. La situación más simple, consiste en tres estaciones (Figura 23), las señales sísmicas registradas en estas estaciones se denotan por u_1 , u_2 y u_3 , respectivamente. Las amplitudes de las CC estimadas, ya sean causal o anticausal se expresan como $\hat{C}_{u_1 u_2}^\pm(\omega)$, $\hat{C}_{u_2 u_3}^\pm(\omega)$

y $\hat{C}_{u_1u_3}^\pm$, y representan las curvas de decaimiento de amplitud de tres estaciones. De manera que Liu et al. (2015) proponen el siguiente sistema de ecuaciones para estimar los tres factores de atenuación

$$\ln C_{u_2u_3}^+(\omega) - \ln C_{u_1u_3}^+(\omega) = \frac{-\omega x_1}{2c(\omega)Q_1} + \gamma_{2/1}$$

$$\ln C_{u_1u_3}^+(\omega) - \ln C_{u_1u_2}^+(\omega) = \frac{-\omega x_2}{2c(\omega)Q_2} + \gamma_{3/2}$$

$$\ln C_{u_2u_3}^+(\omega) - \ln C_{u_1u_2}^+(\omega) = \frac{-\omega x_3}{2c(\omega)Q_3} + \gamma_{3/1} \quad (3.8)$$

donde ω es la frecuencia angular, $c(\omega)$ la velocidad de fase, $x_{1,2,3}$ las distancias entre estaciones y su respectivo factor de calidad ($Q_{1,2,3}$) (Figura 23). Para el sistema de ecuaciones $\gamma_{2/1}$, $\gamma_{3/2}$ y $\gamma_{3/1}$ son los factores de amplificación del sitio que se asumen constantes en la banda de frecuencia utilizada en la inversión y se puede ignorar, siempre y cuando estén relacionados entre sí (Liu, et al., 2015).

3.2.2.1. Correlación cruzada de registros de ruido sísmico ambiental.

La técnica desarrollada por Liu et al. (2015) propone una forma específica de obtener las amplitudes de las CC de ruido sísmico, sin embargo, y para fines prácticos, en esta tesis se propone realizar las CC bajo un supuesto muy estándar en el análisis de señales sísmicas (Ec 1.16).

Como se ha mencionada en los apartados anteriores es importante determinar primero como se distribuyen las fuentes dominantes de ruido, por ello, nos basamos en la suposición para métodos sísmico como SPAC, que define al ruido sísmico como estacionario en tiempo y espacio, y proviene de una sola dirección.

Siendo así, las amplitudes de las CC se estimaron con la ayuda del software SAC; este software permite obtener estas funciones por medio de su comando “CORRELATE”, el cual, admite calcular una función de correlación promedio en un conjunto de ventanas (ajustables) de datos. Una vez que se obtienen las amplitudes, se realiza una transformada inversa para pasar al dominio de frecuencias y por fin, conseguir el decaimiento relativo de las amplitudes de las tres estaciones ($\hat{C}_{u_1u_2}^+(\omega)$, $\hat{C}_{u_2u_3}^+(\omega)$ y $\hat{C}_{u_1u_3}^+(\omega)$) (en este caso sólo para las partes causales).

3.2.2.2. Inversión lineal

En geofísica, se generan datos sintéticos para un modelo supuesto y se comparan con los observados. Esta etapa de procesamiento se conoce como inversión de datos, definida como un proceso de optimización en el que se busca un modelo que mejor explique las observaciones (Sen & Stoffa, 1995). En este caso, usamos el método conocido como mínimos cuadrados para resolver el problema lineal, con el fin de estimar los valores de Q y los factores de amplificación (γ) en una banda de frecuencias, delimitada por la curva de dispersión representativa de la zona. Por lo tanto, la inversión lineal de nuestro sistema de ecuaciones (3.8) es:

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \quad (3.9a)$$

$$\begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ d_3 \\ \vdots \\ \vdots \\ d_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{-\omega_1 x}{2c_1(\omega_1)} & 1 \\ \frac{-\omega_2 x}{2c_2(\omega_2)} & 1 \\ \frac{-\omega_3 x}{2c_3(\omega_3)} & 1 \\ \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots \\ \frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q \\ \gamma \end{bmatrix} \quad (3.9b)$$

donde d es el vector que contiene las amplitudes de las CC (en este caso la parte causal), es decir, la parte izquierda del sistema de ecuaciones (3.8) (Datos observados), G es la matriz de propagación (kernel) y m es el vector de parámetros. La sentencia básica de un problema inverso es que los parámetros del modelo y los datos observados están de algún modo relacionados.

Sabiendo que nuestro problema se puede representar como una línea recta, la solución de mínimos cuadrados para el problema inverso (Ec. 3.9a) es (Menke, 2012)

$$m^{est} = [G^T G]^{-1} G^T d = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N \left(\frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} \right)^2 & \sum_{i=1}^N \frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} \\ \sum_{i=1}^N \frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N \left(\frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} \right) d_i \\ \sum_{i=1}^N d_i \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

$$G^T G = \begin{bmatrix} \frac{-\omega_1 x}{2c_1(\omega_1)} & \frac{-\omega_2 x}{2c_2(\omega_2)} & \frac{-\omega_3 x}{2c_3(\omega_3)} & \cdots & \frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} \\ 1 & 1 & 1 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{-\omega_1 x}{2c_1(\omega_1)} & 1 \\ \frac{-\omega_2 x}{2c_2(\omega_2)} & 1 \\ \frac{-\omega_3 x}{2c_3(\omega_3)} & 1 \\ \vdots & \vdots \\ \frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} & 1 \end{bmatrix} \quad (3.10a)$$

$$G^T d = \begin{bmatrix} \frac{-\omega_1 x}{2c_1(\omega_1)} & \frac{-\omega_2 x}{2c_2(\omega_2)} & \frac{-\omega_3 x}{2c_3(\omega_3)} & \cdots & \frac{-\omega_i x}{2c_i(\omega_i)} \\ 1 & 1 & 1 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ d_3 \\ \vdots \\ d_i \end{bmatrix} \quad (3.10b)$$

Asumiendo que $[G^T G]^{-1}$ existe, m^{est} es la estimación de los parámetros del modelo derivados del conocimiento del kernel en un solo paso (Ec. 3.10). Una de las condiciones necesarias para que el sistema de ecuaciones lineales tenga una solución única, es que haya tantas ecuaciones como número de parámetros desconocidos. En este caso, se contó con un problema sobredeterminado, lo que implica que, las estimaciones de los parámetros del modelo no serán únicas y se tienen más datos que parámetros. Claramente, en tal situación, el sistema lineal de ecuaciones no puede encontrar una respuesta que se ajuste a todos los puntos de los datos observados (a menos que todos se encuentren sobre una línea recta), y la mejor estimación se obtiene en función de los valores del error (Sen & Stoffa, 1995).

Teniendo en cuenta lo antes descrito, se desarrolló un algoritmo en MATLAB para realizar el proceso de la Ec. (3.10) para cada una de las ecuaciones del sistema (3.8), y estimar los valores de Q_R entre estaciones (geófonos) a diferentes distancias

CAPITULO IV

RESULTADOS

4. INTRODUCCIÓN

En este apartado, se presentan los resultados de la estimación del factor de calidad (Q_R) para el sitio de estudio. No obstante, antes de examinar los resultados, es importante resumir las variaciones que se implementaron en el desarrollo del método propuesto.

En primer lugar, fue en la adquisición de campo (descrito en el capítulo II), mientras Liu *et al.*, (2015) se concentran en distancias entre receptores de más de 20 km y equipo más sofisticado de periodo intermedio de tres componentes, en este proyecto se usa un equipo tradicional de refracción con geófonos de periodo corto de componente vertical.

En segundo lugar, dado a que usamos distancias en términos de unos cuantos metros (115 m máximo), se estimó solo un modelo de velocidad de fase en función de la frecuencia (curva de dispersión), que se asigna al centro de nuestra disposición de receptores con cobertura azimutal (Figura 13b), a diferencia del método original que obtiene un modelo para cada par de estaciones. Finalmente, como se mencionó, el cálculo de la CC fue modificado, todo lo anterior con el propósito de simplificar el proceso y obtener resultados a profundidades someras (menores a 100 m) bajo el supuesto de que el ruido sísmico se propaga a una dirección específica, además de ser estacionario en tiempo y espacio.

4.1. Preprocesamiento

Para mejorar los resultados, se realizó una corrección instrumental a los registros para disponer de la señal cuasi-real del terreno. A continuación, se muestran imágenes de señales originales y corregidas (en tiempo y frecuencia) (Figuras 24-25), donde se mantiene el parecido en polaridades y, en la forma general de las trazas y los espectros, esto indica la fiabilidad del proceso de corrección. Es importante recordar que la corrección instrumental se realizó considerando el sensor y digitalizador (geófonos de 4.5 Hz y un Geode de Geometrics respectivamente).

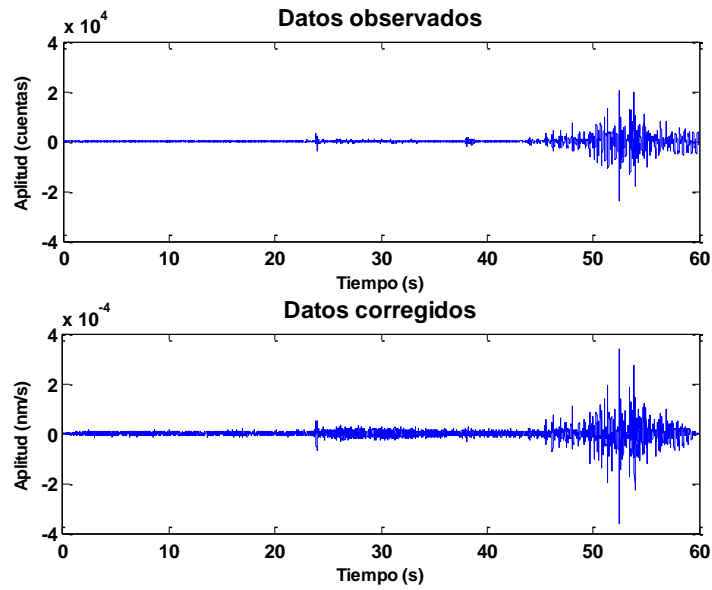


Figura 24. Taza sísmica registrada en un canal (arriba) y la misma traza con corrección instrumental (abajo).

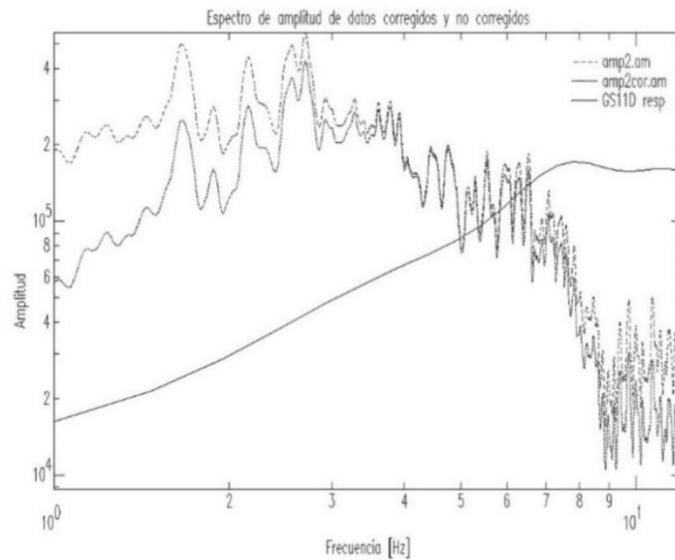


Figura 25. Espectro de amplitud de una traza sísmica con y sin corrección instrumental.

La Figura 26 ilustra las densidades espectrales de potencia (PSD—*Power Spectral Density*) de registros de 60 s de grabación (previamente corregidos) de diferentes longitudes. Estas funciones se calcularon en MATLAB y fue posible observar que la energía sobre la frecuencia de interés es mayor que en los datos originales, además de que entran dentro del modelo de Peterson (1993) para frecuencias asignadas a las ondas superficiales y originadas por fuentes pasivas.

Las PSD provén una medición objetiva de la variación del ruido sísmico, en general los registros de los arreglos lineales con mayor longitud (115 m) tuvieron un comportamiento similar al de la Figura 26a, mientras que para los arreglos de menor longitud (57.5 m) son similares a la Figura 26b, la situación anterior nos dice que las amplitudes en arreglos de mayor longitud son mayores que en los arreglos menores.

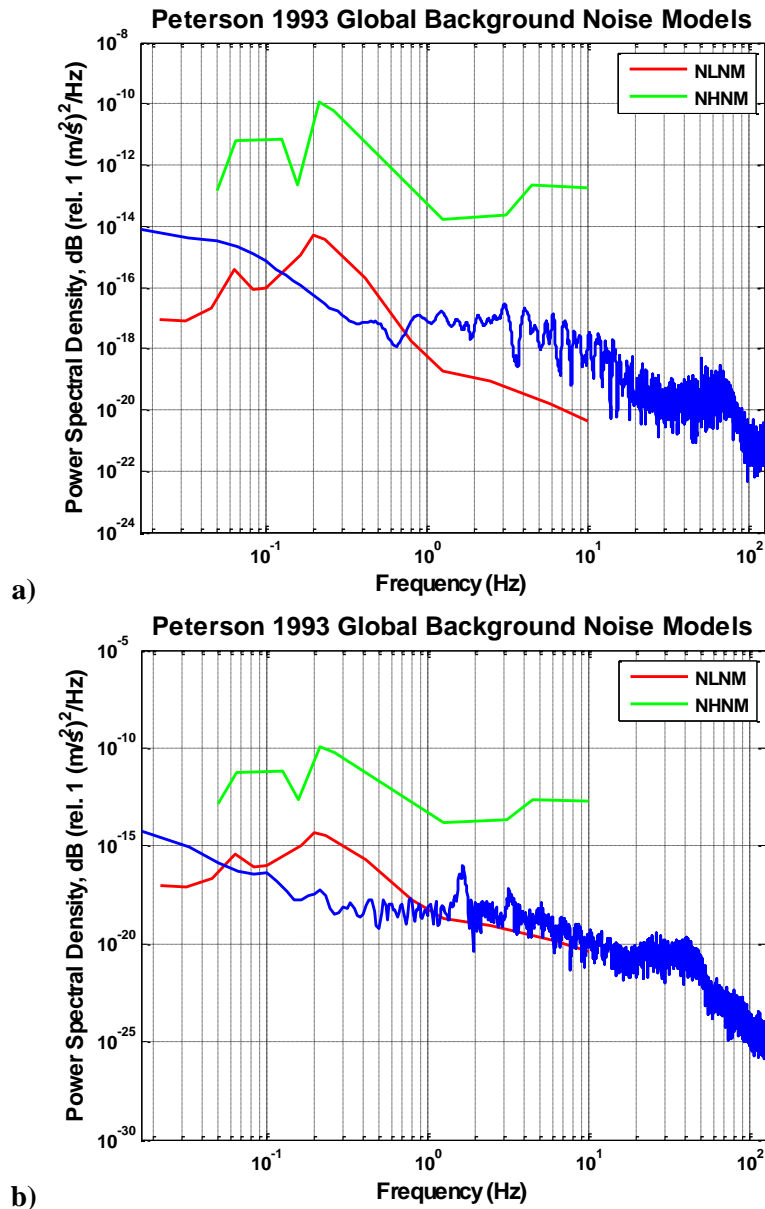
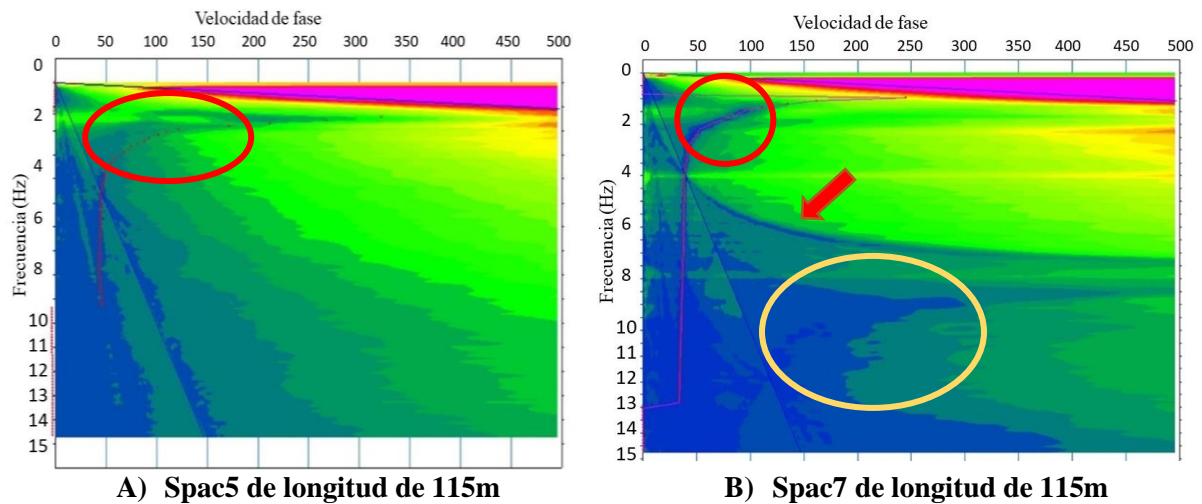


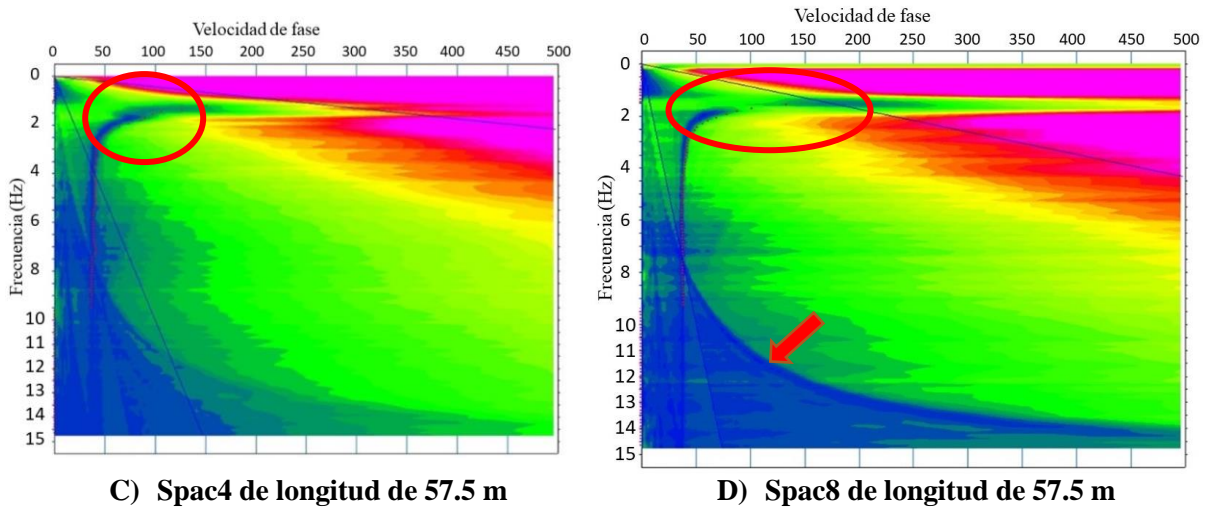
Figura 26. PSD promedio para dos arreglos lineales uno de 115m (a) y 57.5m (b).

4.2. Curvas de dispersión y modelos de velocidad

La curva de dispersión representativa del sitio de estudio se obtuvo a partir del análisis de datos con *SeisImager/SW* de *Gometrics*. Primero se usaron los ocho arreglos lineales, de los cuales se estimaron sus espectros de velocidad donde se seleccionaron las curvas de dispersión observadas.

La Figura 27 muestra algunos espectros que mantienen una tendencia. Las diferencias observadas están relacionadas a la longitud del arreglo y, por lo tanto, a su profundidad de alcance, igualmente pueden ser causadas por las variaciones de las fuentes de ruido sísmico (relacionadas a los horarios de adquisición de datos y a la actividad antropogénica propia del sitio en general). A pesar de ello y gracias a la corrección instrumental, el modo fundamental de las ondas Rayleigh fue más sencillo de identificar, incluso se pueden observar algún modo superior y efectos posiblemente debidos a *aliasing*. Las elipses rojas en las figuras representan los valores máximos de amplitud para una frecuencia determinada y son las curvas de dispersión observadas. Si bien, en los espectros de velocidad fue posible observar concentraciones de energía con aparentemente una buena resolución, se tuvo precaución con los efectos de un posible *aliasing* y, en zonas poco definidas (a velocidades de fase mayores a 300 m/s o con la influencia de algún posible modo diferente (a velocidades de fase de 0 a 50 m/s), ya que pueden resultar en velocidades sobreestimadas de la curva de dispersión o simplemente erróneas.





C) Spac4 de longitud de 57.5 m **D) Spac8 de longitud de 57.5 m**
Figura 27. Espectros de velocidades, modo fundamental de las ondas Rayleigh (círculos rojos), modo superior (círculo amarillo) y posible efecto de aliasing (flecha roja).

Una vez que se obtuvieron las curvas de dispersión observadas, el siguiente paso fue proponer parámetros iniciales, en este caso fueron la profundidad máxima de alcance, el número de capas, la velocidad mínima esperada y el nivel freático aproximado, como inicio de la inversión para obtener un modelo de velocidades. Como la mayoría de los métodos geofísicos, en este existe la no unicidad, por ello, fue importante conocer en lo posible nuestro sitio de estudio para reducir el espacio de soluciones e identificar algún problema en el software o en los datos adquiridos. Afortunadamente y gracias al alto grado de interés del sitio de estudio, existe un importante número de información y reportes disponibles. Por consiguiente, se genera un modelo de velocidades y curva de dispersión iniciales que se compararon con los observados, esto es conocido como problema inverso. El proceso en este problema es mediante un esquema de inversión que incluye la asignación de un modelo inicial (antes descrito) y el criterio de los cuadrados mínimos iterativos. Es así que los modelos finales tienen un nivel de error de ajuste menor del 4%, además de que se generan alrededor de menos de 12 iteraciones en promedio, donde, el comportamiento del error en cada iteración tuvo una buena convergencia, es decir; su comportamiento fue estable y disminuía con cada iteración sin presentar algún salto (aumento) inesperado.

Para arreglos de mayor longitud, se obtuvieron curvas de dispersión a un rango de frecuencias más amplio que, con respecto a los de menor longitud, claramente, esto se vio reflejado en la profundidad de alcance. En la Figura 28 podemos ver dos ejemplos de modelos de velocidades y su curva de dispersión (calculada y observada).

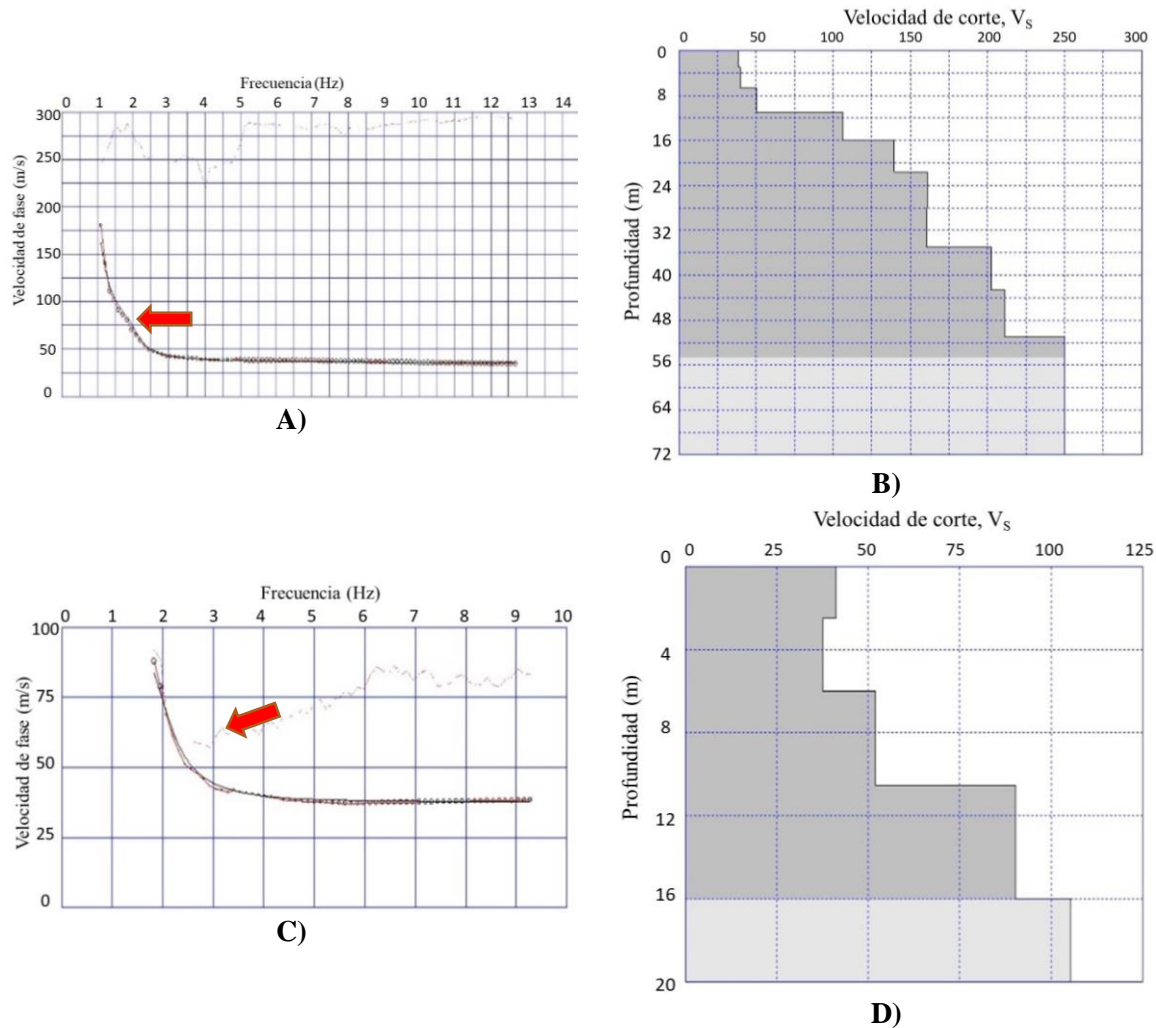


Figura 28. Resultados del arreglo lineal SPAC7 (115m) y SPAC8 (57.5). SPAC7: Curva de dispersión (A) y Modelo de velocidades de onda cortante (B). SPAC8: Curva de dispersión (C) y Modelo de velocidades de onda cortante (D).

En general, es de esperar que a pequeñas profundidades (primeros 8 m), los modelos de velocidad de corte finales tengan variaciones y que los modelos de mayor longitud tengan una mayor profundidad de penetración. Algo característico de cada curva de dispersión obtenida, es que presenta una dispersión inversa muy ligera (Figura 28, flecha color roja), probablemente debido a una capa de baja velocidad.

Tras finalizar el proceso antes descrito, se seleccionó el mejor modelo de V_s y su respectiva curva de dispersión, primero bajo la observación de que el rango de frecuencias de acción promedio es de 1 a 7 Hz. Al combinar los resultados a estos rangos de frecuencias, se determinó que la mejor aproximación corresponde a un arreglo de 115 m de longitud. Donde, los valores de la velocidad de fase en función de la frecuencia corresponden al modo fundamental de onda de Rayleigh de la estructura geotécnica

supuesta. La estructura de velocidades invertida (V_S) es un modelo con capas planas de espesor variable, en donde las velocidades consignadas son velocidades promedio a lo largo del tendido y el perfil debe asignarse a la mitad del tendido; es decir, se supone en el punto central de la disposición geométrica de los arreglos lineales descritos en capítulo II.

En la Figura 28 se consignan los valores estimados de velocidad de corte con y sin corrección instrumental finales, así como, aquellos obtenidos mediante el ensaye de sonda suspendida (IIUNAM, S/A). La estructura de la velocidad de cortante en función de la profundidad estimada en este estudio, parece ser una versión suavizada de aquella obtenida por la sonda. Es de considerar que, el ensaye de sonda suspendida mide velocidades de onda cortante cada 2 m aproximadamente, mientras que el método sísmico es un método no invasivo, y como sea mencionado, sólo se fía en ciertos parámetros para definir sus profundidades de alcance. En efecto, los contrastes altos de velocidad indicados por la sonda, sólo provocan incrementos de velocidad, a tasa menor, en la símica de dispersión.

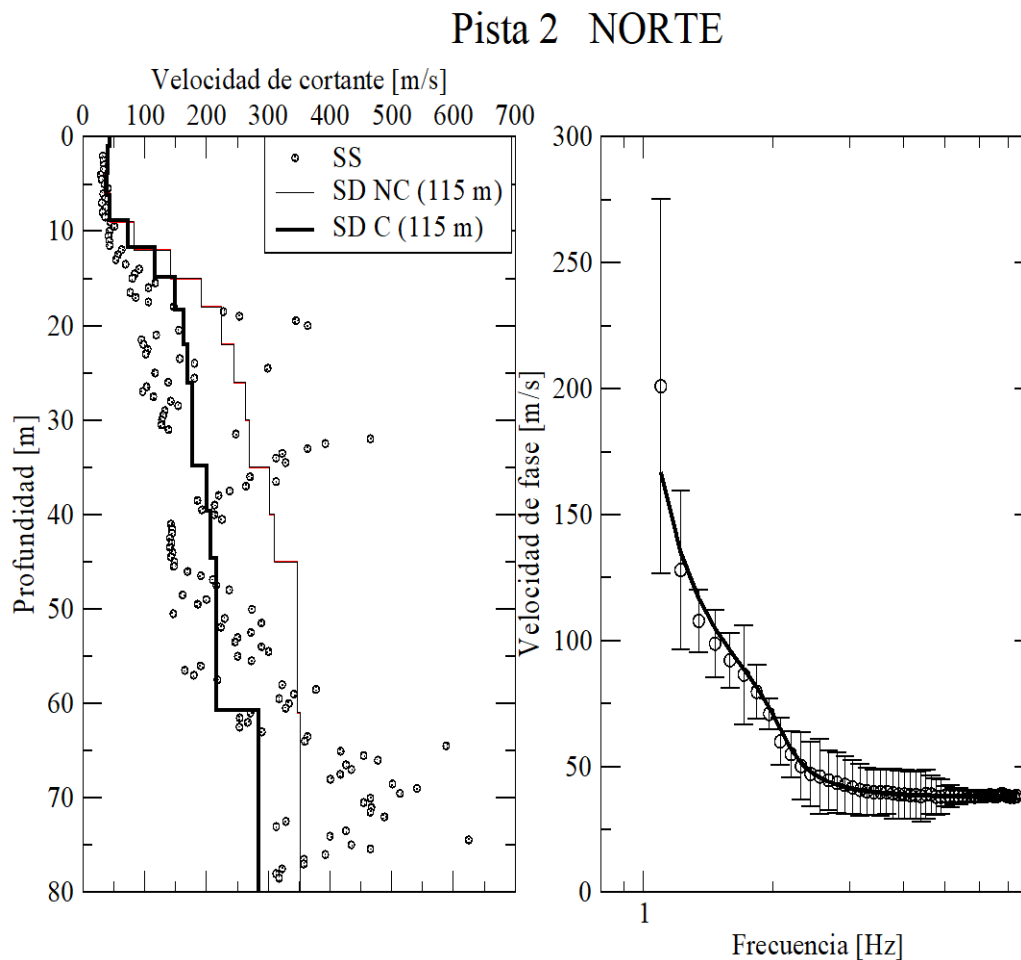


Figura 29. Modelo de velocidades de corte V_S (datos corregidos-C y no corregidos-NC) y su curva de dispersión.

4.3. Factor de calidad, Q_R

El proceso para el cálculo del factor de calidad, una vez aclarados los detalles de la metodología, tuvo algunos retos, principalmente en el desarrollo de los algoritmos de MATLAB, debido a que se tenía que manejar por lo menos 360 trazas por correlación.

El procedimiento seguido para obtener Q_R se resume en las siguientes etapas:

- Cálculo de las correlaciones cruzadas (Fig. 30a).
- Cálculo de los espectros correspondientes a cada correlación cruzada (Fig. 30b).
- Construcción del sistema de ecuaciones lineales con los valores de velocidad de fase $c(\omega)$, frecuencia angular $\omega = 2\pi f$, distancia entre receptores (x_1, x_2, x_3) y los espectros de las correlaciones cruzadas ($C_{u1u2}(\omega), C_{u2u3}(\omega)$ y $C_{u1u3}(\omega)$) (Ec. 3.8)
- Aplicar la inversión por mínimos cuadrados lineales para obtener valores de Q_R (Fig. 30c).

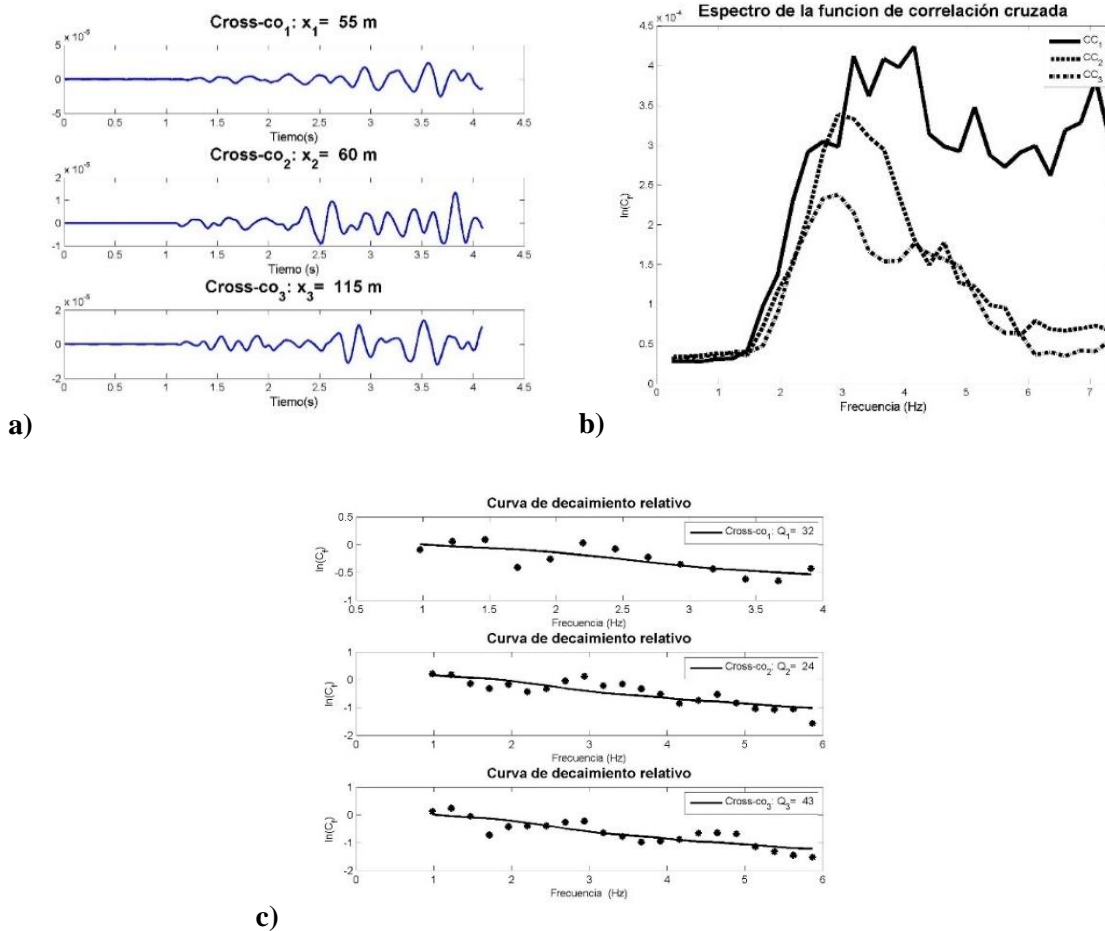


Figura 30. Procesamiento y resultados del cálculo de Q_R . a) Correlaciones cruzadas en función del tiempo. b) Espectros de las correlaciones cruzadas. c) Ejemplo del resultado de Q_R , curvas de decaimiento de amplitud observada (Puntos) y el mejor ajuste (linea).

El primer paso fue fijar las distancias que habría entre receptores (recordemos que usamos tres para cada correlación) que se definieron respecto a las longitudes de onda máximas, porque para una distancia dada la onda de longitudes de onda menores tendrá mayor número de oscilaciones que las de longitudes de onda mayores, las distancias máximas se asignaron en función de $2\pi x \gg \lambda$. Definidas las distancias entre sensores, se obtuvieron las correlaciones cruzadas con el software SAC, con las partes causales de estas y la curva de dispersión en un rango de frecuencias de 1 a 7 Hz antes estimada (Figura 28), se llevó a cabo la inversión lineal por mínimos cuadrados del sistema de ecuaciones (3.8).

Lo anterior se aplicó para más de diez correlaciones diferentes (diez diferentes combinaciones de receptores). Antes de iniciar con la inversión, se implementó un filtro de Wiener para reducir el nivel de ruido en las correlaciones cruzadas. En la Figura 31b muestra unos ejemplos, pese a que, en algunas correlaciones aparentemente cambia por completo la forma de la ondícula, al comparar la original (Figura 30a) con la corregida sabemos que la forma se mantiene y sólo sufre una amplificación, este efecto se observó en su mayoría en las correlaciones 2 (entre el primer geófono y el último de la tripleta), en otras palabras, entre receptores de mayor distancia entre ellos.

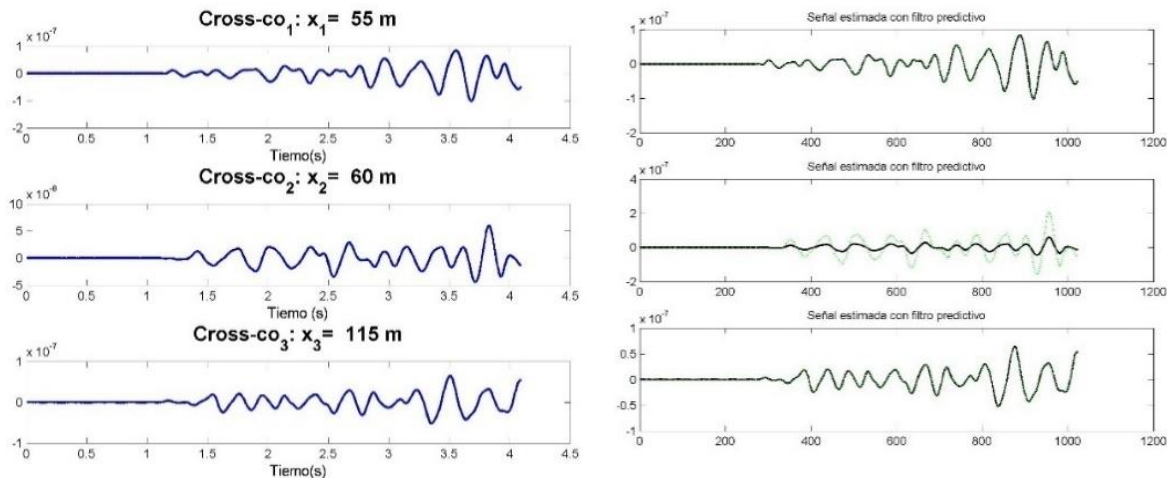


Figura 31. a) Correlación cruzada sin filtro de Wiener. b) Línea discontinua verde-correlación cruzada con filtro de Wiener y línea continua-correlación sin filtro.

Durante el proceso surgieron algunos problemas como la existencia de muestras anómalas en los primeros resultados, probablemente por las variaciones en amplitud provocadas por las diferentes fuentes de ruido sísmico, por ello, se efectuó un análisis de residuales. Éste, consistió en realizar una primera inversión y evaluarla con el parámetro estadístico llamado coeficiente de correlación, así, si la inversión lineal cumplía con un coeficiente de correlación mayor o igual a 0.6, el ajuste era aceptado y pasaba a la siguiente etapa. En caso de ser menor el coeficiente de correlación, los datos entraban a un análisis de

residuales enfocado al rango de frecuencias de interés, es decir; la banda de frecuencias de interés disminuía, eliminando una amplitud observada. Una vez que se elimina esta amplitud, se realiza nuevamente la inversión lineal y el ajuste es evaluado, este proceso se repite hasta que la restricción del valor de coeficiente de correlación se cumpla. Una de las limitaciones que se impusieron fue que, en caso de que el análisis de residuales eliminara más de la mitad de datos disponible esas trazas se excluirían del análisis final.

La razón por la que se asignó un valor mayor o igual al 0.6 de coeficiente de determinación es porque, si es más bajo los datos estarían mucho más dispersos, lejos de la linealidad y de la dirección de relación lineal. Lo anterior se puede observar en las Figuras 32 y 33, en los datos después del análisis de residuales, los coeficientes de determinación aumentan considerablemente y, disminuye el error cuadrático y desviación estándar. Aunque limita en algunos casos el rango de frecuencias, esto permite estimar valores del factor de calidad más cercanos a lo esperado, basándose en las condiciones del sitio de estudio.

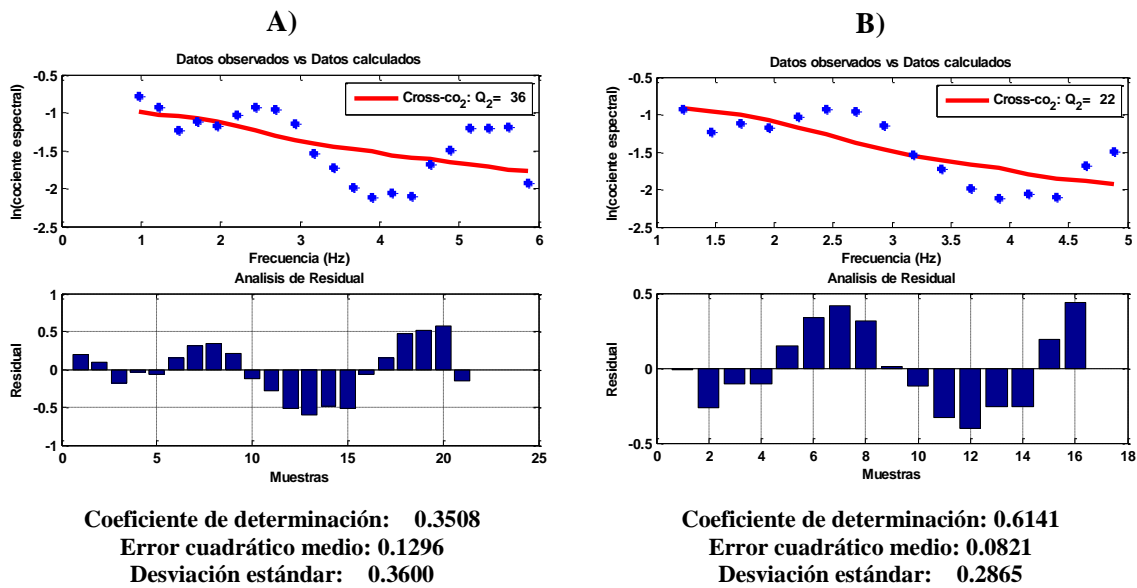
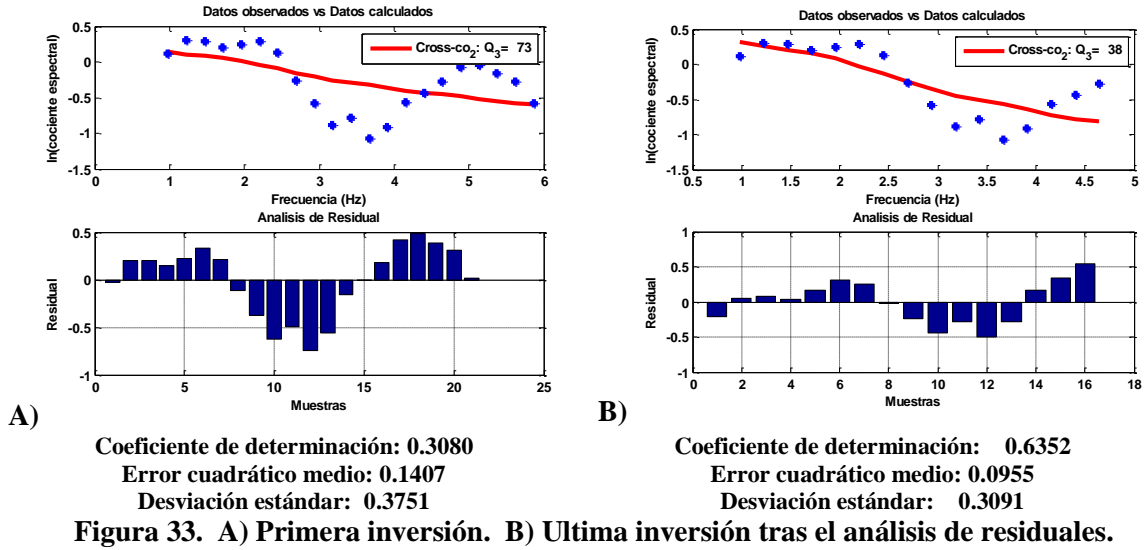
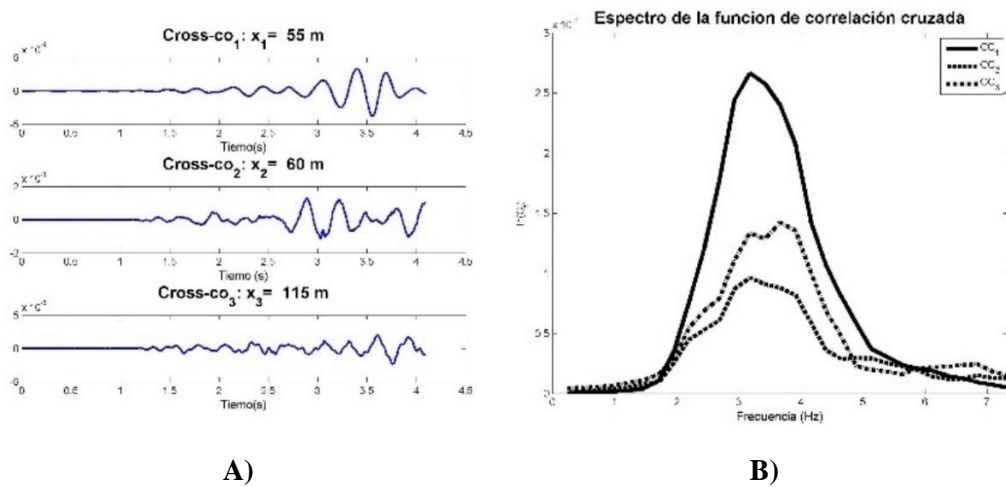
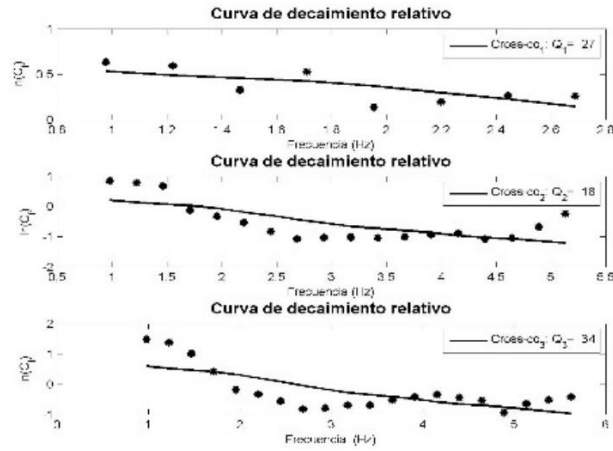


Figura 32. A) Primera inversión. B) Ultima inversión tras el análisis de residuales.



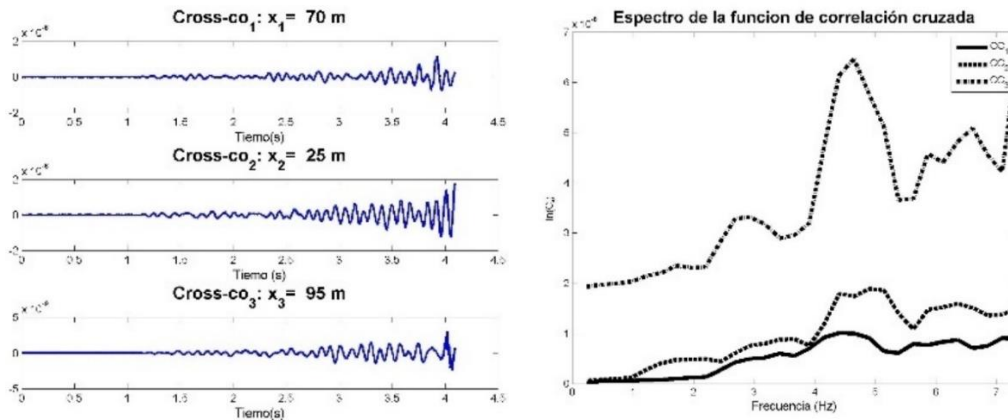
Tan pronto como se resolvieron detalles en la inversión y, sobre todo, en la optimización del algoritmo, los valores de Q_R se invirtieron a partir de las curvas de decaimiento relativo (Figura 34C, 35C y 36C).





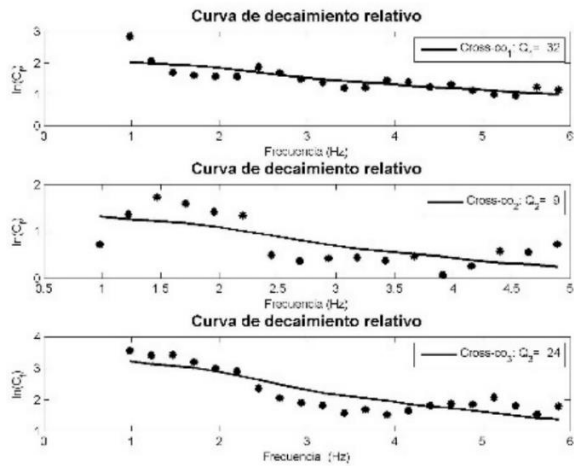
C)

Figura 34. Resultados para separaciones entre receptores de 55, 60 y 115 metros. A) Correlaciones cruzadas. B) Espectro de amplitud de las correlaciones cruzadas. C) Decaimiento de amplitud relativo y valores de Q_R invertidos.



A)

B)



C)

Figura 35. Resultados para separaciones entre receptores de 70, 25 y 95 metros. A) Correlaciones cruzadas. B) Espectro de amplitud de las correlaciones cruzadas. C) Decaimiento de amplitud relativo y valores de Q_R invertidos.

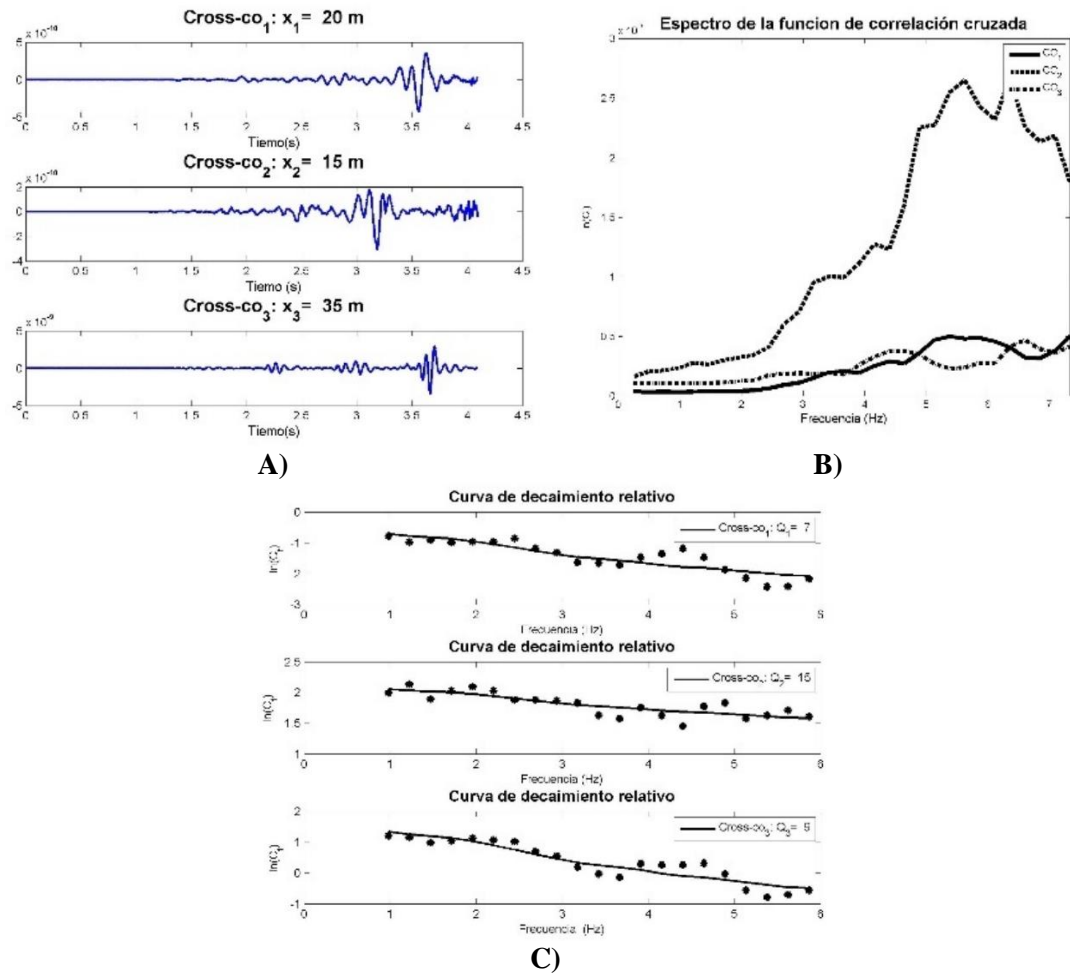


Figura 36. Resultados para separaciones entre receptores de 20, 25 y 35 metros. A) Correlaciones cruzadas. B) Espectro de amplitud de las correlaciones cruzadas. C) Decaimiento de amplitud relativo y valores de Q_R invertidos.

Para obtener un valor de Q_R promedio de cada distancia, se realizaron figuras que concentran los resultados de cada análisis de las diferentes distancias consideradas acompañadas de la estadística que caracteriza cada estimación. Como resultado, los valores estimados de Q_R para separaciones entre receptores de 30, 70 y 115 metros se consignan en las Figuras 37-39.

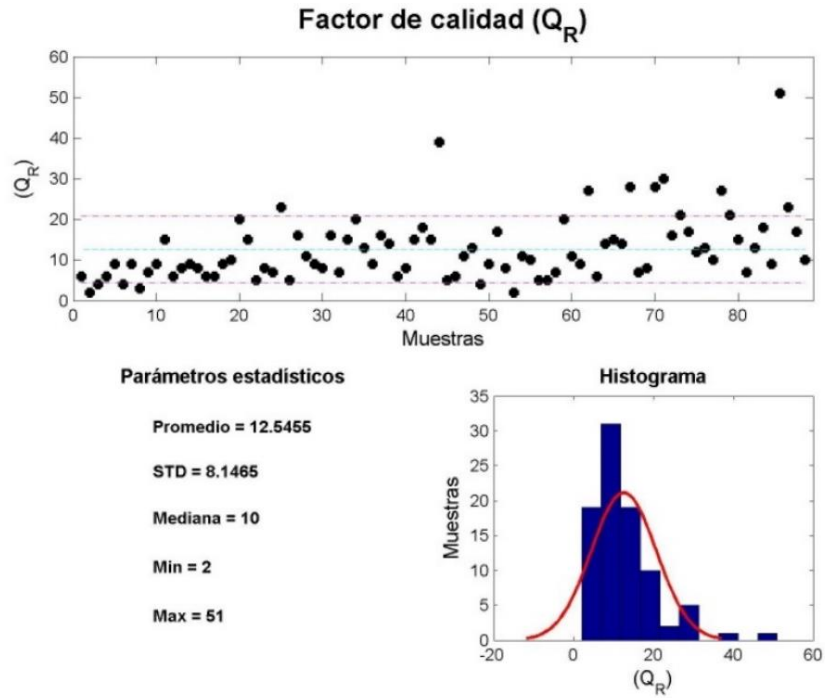


Figura 37. Receptores una distancia de $x=30$ m

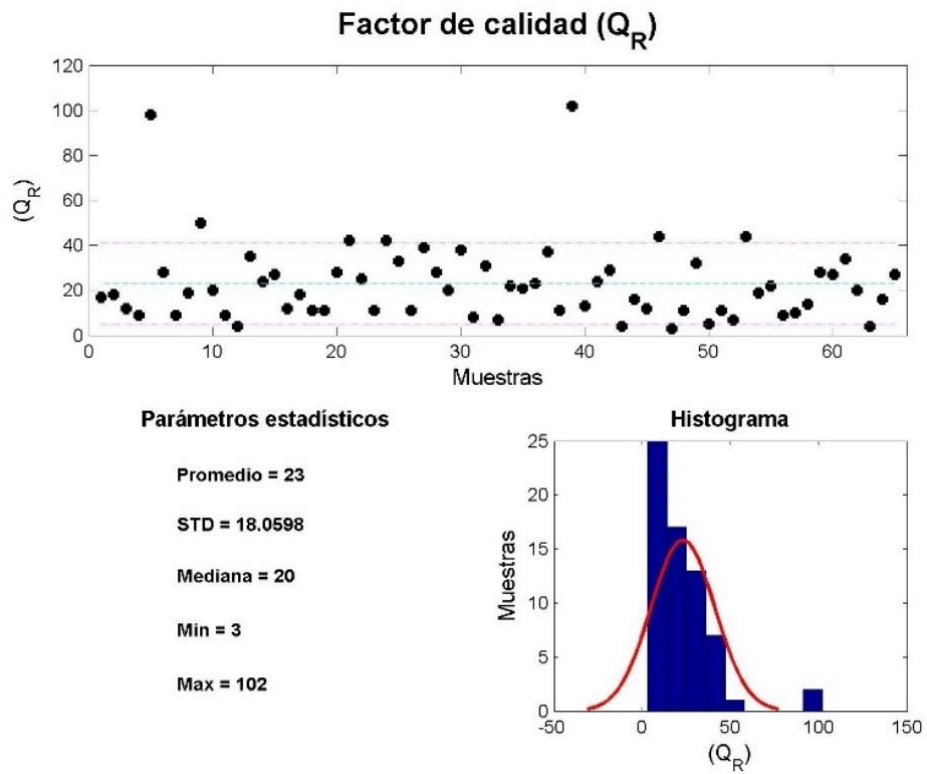


Figura 38. Receptores una distancia de $x=70$ m.

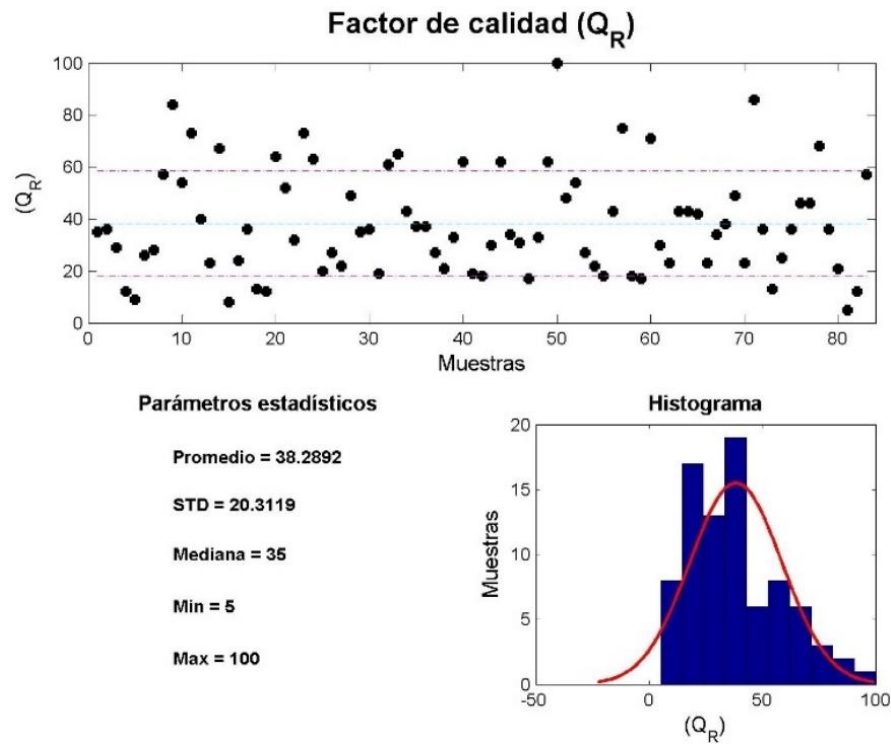


Figura 39. Receptores una distancia de $x=115m$.

Como se mencionó, la restricción sobre la separación entre las estaciones es, que ésta sea mayor que aproximadamente la sexta parte de la longitud de onda predominante, así se han promediado los valores estimados para separaciones mayores de 50 metros. La Tabla 5 consigna estos valores. Donde es claro, que los valores más bajos se encuentran a profundidades muy someras y éste aumenta conforme la distancia de receptores, y por consecuencia, con la profundidad de alcance (con una profundidad máxima de aproximadamente 40 m)

Distancia x_i (m)	Q_R
115	38
100	36
95	31
80	27
75	24
70	24
60	23
50	20

Tabla 5. Valores de Q_R respecto a las distancias entre receptores.

Como resultado, se estimaron valores de Q_R para el oriente de la Cuenca de México en la zona del Nuevo Aeropuerto de la Ciudad de México, este sitio se caracteriza por ser un suelo arcilloso con un alto grado de saturación dado que anteriormente era un lago. Los valores estimados de Q_R en función de la frecuencia se observan en la Figura 40 y se consigna un ejemplo típico de esta variación.

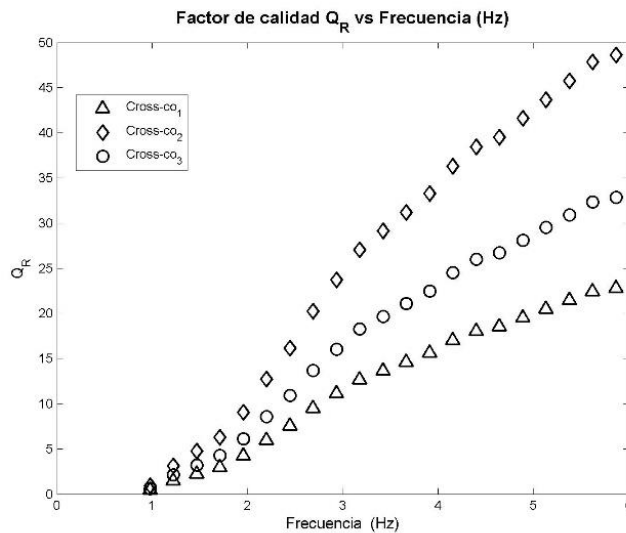


Figura 40. Variación de Q_R con respecto a la frecuencia (interpretación tradicional usando la teoría de compensación de dispersión geométrica el concepto de atenuación lineal, resultando en que $Q(f)$ incrementa con la frecuencia).

CAPITULO V

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Obtener la atenuación a partir de correlaciones cruzadas del ruido sísmico ambiental puede proporcionar información importante sobre las propiedades estructurales y de propagación de la onda entre receptores. Basándose en los trabajos de Liu et al. (2015), se desarrolló un algoritmo para el cálculo de Q_R mediante el uso de diversos registros de ruido sísmico ambiental de tres estaciones dispuestas linealmente. Por esta geometría, se supone que las correlaciones cruzadas comparten fuentes de ruido, pero, al usar sensores de periodo corto y los parámetros de adquisición de técnicas de sísmica pasiva (e.g. SPAC-Autocorrelación espacial), se asume que el ruido sísmico es estacionario en tiempo y espacio que proviene de una dirección.

Aunque la geometría de tripletas es una limitación del método, en cuanto a las rutas posibles de las cuales podemos cuantificar la atenuación, es posible realizar un número importante de combinaciones de sensores para poder cubrir la región de interés y con la disposición geométrica de sensores diseñada en esta tesis, lograr una cobertura azimutal que permita adquirir señales de todas direcciones posibles.

Es claro que los registros de ruido sísmico requieren un preprocesamiento en orden, para poder balancear la contribución de diferentes fuentes de ruido (fuentes intermitentes de altas frecuencias como las originadas por el paso de algún vehículo pesado), este proyecto parece lograr en cierto grado ese objetivo, manteniendo la forma de las ondícula posterior a su corrección instrumental. Pese a que, en las correlaciones cruzadas se observa que aún tienen esa asimetría debido a la distribución de las fuentes de ruido, aun cuando no puede ser totalmente corregidas son una buena aproximación, dado los buenos resultados obtenidos para Q_R . Es importante mencionar, que algunas de las normalizaciones realizadas por Liu et al. (2015), no se consideraron, debido a que los registros de ruido se encuentran a un intervalo de frecuencia muy diferente, además de la diferencia entre los instrumentos de adquisición.

Antes de iniciar la inversión de datos, el método se simplifico gracias a que las longitudes totales de los arreglos lineales se pueden ajustar a la restricción de separación de receptores para el cálculo del factor de calidad y, que la adquisición de datos sigue un estándar de registro de ruido sísmico ambiental, de modo que fue posible usarlos con el método de MAM para obtener la curva de dispersión, basándose

en la idea de que esta curva se asigna en el punto medio arreglo, obteniendo además un modelo de velocidades de onda de corte y posteriormente valores del factor de calidad.

La velocidad de corte estimada en los primeros 10 metros es cercana a 40 m/s para enseguida incrementar, de manera suave, hasta alcanzar la profundidad de 50 m a una velocidad de corte próxima a los 300 m/s, como una versión suavizada de la estructura obtenida con el ensaye de sonda suspendida. Gracias a la estimación de la curva de dispersión, fue posible delimitar el rango de frecuencias, que restringe las siguientes etapas, además de que es necesario para la inversión, conocer un modelo de velocidades de fase con respecto a la frecuencia.

Con respecto a la estimación de las CC fue muy claro que el preprocesamiento a las señales de ruido es más importante y que, manipular las amplitudes de las diferentes correlaciones cruzadas puede modificar la información real del efecto de atenuación, por lo tanto, los resultados podrían no ajustarse a los esperados del sitio de estudio. El único procedimiento que se aplicó a las amplitudes de la CC fue el filtro predictivo de Weaver. En general, este filtro no ocasiona cambios importantes en las amplitudes, pero debe implementarse con cuidado y se sugiere un monitoreo de los resultados, con el fin de asegurarse que este, no provoque algún cambio en las amplitudes de la CC, y que beneficie los resultados de la inversión.

A pesar de que el método de inversión es simple, el reto consistió en la manipulación de todos los datos disponibles y, obtener figuras que resuman los resultados finales; es decir, se buscó la optimización del algoritmo desarrollado para obtener Q_R . Las longitudes de onda predominantes en los registros analizados van desde cerca de cinco hasta aproximadamente los 150 m, y la profundidad de penetración de los ensayes realizados es, en el mejor de los casos, cerca de 50 m, profundidad máxima a la que se deben asociar los valores de velocidad de cortante y de factor de calidad Q_R estimados. Es importante mencionar que la longitud de onda está relacionada con la velocidad cortante y profundidad, mientras que varias longitudes de onda se relacionan a el factor de calidad y, por lo tanto, a la disipación de energía. En la Figura 41, se observa un ejemplo de lo anterior, para obtener la velocidad cortante se considera una longitud de onda debido a que se calcula en base a la coherencia de la onda registrada en un sensor y otro, mientras que para la estimación del factor de calidad es necesario varias longitudes de onda para poder realizar un análisis de la propagación de la onda.

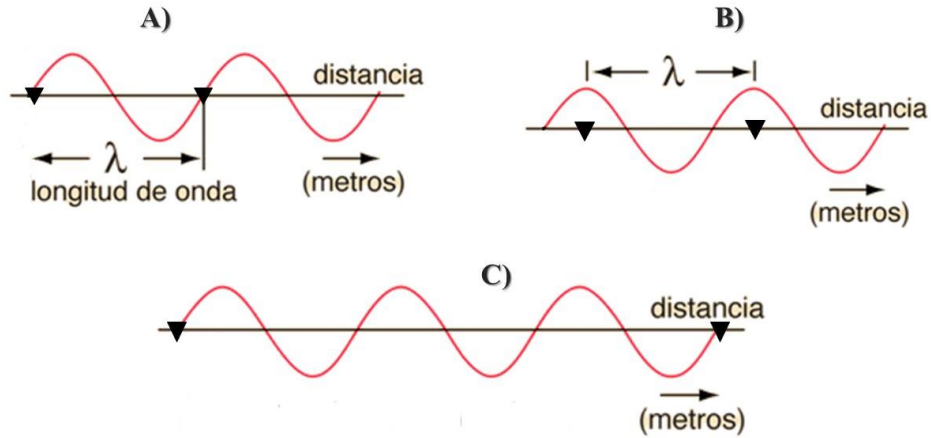


Figura 41. Representación del registro de ondas para el cálculo de la V_s y Q_R en dos receptores (triángulos invertidos negros). A) representación de una longitud de onda para la estimación de V_s C) ejemplo de registro que no funciona C) propagación de una onda de varias longitudes para la estimación de Q_R .

Los resultados finales tras la inversión, sugieren que la atenuación disminuye a profundidad; es decir, los valores del factor de calidad aumentan a profundidad y la transformación de energía de la onda en otro tipo de energía es cada vez menos eficiente, posiblemente debido al grado de saturación de arcillas de los primeros metros. Es indispensable tener en consideración que la complejidad para estimar la atenuación intrínseca radica en que no se conoce con exactitud la composición y distribución de los materiales que conforman el subsuelo, aunado a que, en el factor de calidad está incluido un número importante de mecanismos que producen la atenuación intrínseca. Por ejemplo, para estudios de suelo a nivel microscópico (e. g. Jones, 1986; Sams *et al.* 1997), la atenuación intrínseca se usan como indicador de actividad de una zona asociada a la gran complejidad estructural de la misma, presencia de fluidos, fracturas con fluidos, viscosidad del fluido en los poros y fracturas, regiones más consolidadas, entre otras.

Así, en el sitio estudiado prevalece un factor de calidad de $20 \leq Q_R \leq 40$, que se concentra en el ancho de banda de 1 a 6 Hz y para la separación máxima entre pares de estaciones. En tanto, se considere la relación entre el factor de calidad y el amortiguamiento, se tendrán valores de amortiguamiento entre 1 y 3 %. De modo comparativo, y siendo una posibilidad de validar los resultados finales, se compararon con valores de amortiguamiento entre 0.5 y 16 % que fueron estimados en los trabajos de Romo y Ovando-Shelley (1996), entre 2 y 20 % por Enríquez, et al. (2008), y muy recientemente de 1 a 17% por Ovando-Shelley y Hernández-Flores (2015).

Por otro lado, Rodríguez (1993) obtuvo valores de $Q_s=30f^{0.7}$ para el valle de México entre 2 y 16 Hz para los primeros 30m de profundidad. Autores Ortega y Quintanar, (2005) mencionan que la cuenca de México es caracterizada por un modelo de atenuación complejo a pequeñas distancias, pero la tendencia general es que la región es atenuante con $Q=110 f^{0.66}$. Por su parte Singh, et al. (2007), obtiene valores de $Q=98f^{0.72}$ para la parte central del cinturón volcánico mexicano que incluye el valle de México. La mayoría de los estudios que tienen como objetivo el cálculo de Q, se han realizado a profundidades mayores a niveles regionales y a frecuencias bajas.

Los resultados anteriores apoyan la conclusión de Marmureanu, et al. (2000), de que la atenuación sísmica en sedimentos de capas superficiales en función de los niveles de deformación inducidos por la propagación de las ondas sísmicas (en este caso de tipo Rayleigh), frecuencias y otros factores pueden afectar la respuesta dinámica de los sedimentos, como: el contenido de agua, consolidación etc.

Por otro lado, el factor de calidad a distancias locales aparentemente sugiere una atenuación sísmica mayor, lo que podría inferirse es que, las capas menos superficiales podrían ser las que menos amplifiquen las ondas sísmicas y ese fenómeno se derive de capas más profundas. La diferencia entre valores estimados en esta tesis y los estimados a escalas mayores (antes mencionados) sugiere que la disipación de energía es mayor en la superficie y que esta disminuye a profundidad. Algún proceso que pueda explicar esta disipación de energía en la zona de estudio, podría derivarse del tipo de suelo, que en su mayoría es de grano fino con niveles de saturación de agua importantes y variables. Además, es indispensable tener en consideración que la estimación de la atenuación intrínseca radica en que no se conoce con exactitud la composición y distribución de los materiales que conforman el subsuelo, aunado a que en el factor de calidad están incluidos un número importante de mecanismos que producen la atenuación intrínseca. Por ello, diversos estudios sobre todo los enfocados a nivel microscópico (e. g. Jones,1986; Sams *et al.* 1997), se usan como indicador a la actividad de una zona asociada a la gran complejidad estructural de la misma, presencia de fluidos (nivel de saturación), fracturas con fluidos, viscosidad del fluido en los poros y fracturas, regiones más consolidadas, entre otras. Sin embargo, se requiere un estudio que contemple un área mayor de la zona de estudio para poder afirmar lo anterior. Esto es de suma importancia, ya que podría ser de ayuda en el análisis de peligro sísmico y en la prevención de riesgos.

De manera que, la ventaja insoslayable del ensaye sísmico presentado es la oportunidad con la que se puede realizar el trabajo, donde cada una de sus etapas tanto adquisición como procesamiento e interpretación son sencillas y se obtienen buenos resultados.

Tras la descripción en el avance de la estimación de la atenuación sísmica, es obvio que sus aplicaciones y sus bases teóricas también han sufrido cambios. En los últimos años, se ha intentado separar efectos de dispersión geométrica, esparcimiento y anelasticidad sin un claro éxito. Pero una de las propuestas más relevantes es la de Morozov (2010), el afirma que el modelo teórico del cual se basa la estimación del factor de calidad no es correcto, ya que aparentemente no se ajusta a las condiciones reales de la Tierra. Él propone un nuevo modelo sin el parámetro Q (como lo conocemos), este nuevo modelo estima la atenuación con el concepto de “coeficiente de atenuación” (diferente al ya conocido), su principio es la mecánica lagrangiana o microscópica y la relación esfuerzo-deformación es descrita con ecuaciones de Euler-Lagrange. En ese concepto Morozov (2010) trata de abarcar diferentes procesos que pueden estar relacionados con la disipación de energía como la dispersión geométrica, el esparcimiento, entre otros, y separar sus efectos. Aunado a todo eso, él afirma que la dependencia de Q (tradicional) con la frecuencia descrita teóricamente, en datos reales es menos frecuente.

Este último efecto, se pudo observar en nuestras gráficas donde se calcula Q con respecto a la frecuencia, sólo un número específico de gráficos mostraron esta dependencia a la frecuencia. Tratando de buscar una explicación, se compararon sus PSD, las unidades de las amplitudes de los registros originales, registros con y sin corrección instrumental, entre otros, y no se consiguió notar alguna diferencia clara, que explique porque hay gráficas que no muestran una dependencia con la frecuencia. Por lo que, un ejercicio para evaluar la teoría de Morozov (2010) sería obtener usar los mismos registros sísmicos para estimar valores de su “coeficiente de atenuación” y compararlos con los nuestros.

Aunque en lo particular, no se apoya esa afirmación del todo, se sabe que los modelos deben ajustarse tanto a los avances tecnológicos como a las necesidades de la industria, y contar con un modelo que describa a detalle la disipación de energía y no sólo un promedio de esta, será de gran relevancia. Así que, es claro que los retos del futuro es trabajar en la optimización del análisis en general, en sustentar aún más las bases teóricas y el procesamiento de datos, para convertirse en una opción más para la caracterización del subsuelo con aplicaciones ingenieriles

Bibliografía

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Volumen 35, p. 415–457.
- Aki, K. & Richards G., P., 2002. *QUANTITATIVE SEISMOLOGY*. Second ed. Sausalito, California: University Science Books.
- Asten, . M. W. & Henstridge, J. D., 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *GEOPHYSICS*, 49(11), pp. 1828-1837..
- Bensen, y otros, 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169(doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.), pp. 1239 – 1260,.
- Bugeja, R., 2011. *Crustal Attenuation in the region of the Maltese Islands using Coda Wave Decay*. Malta: Department of Physics, University of Malta.
- Camacho-Tauta, J. F., 2011. *Evaluation of the Small-Strain Stiffness of Soil*. s.l.:s.n.
- CFE, C. F. d. E., 2015. *Union Mexicana de Asociaciones de Ingenieros, A. C.* [En línea] Available at: http://www.umai.org.mx/congreso2015/conferencias/Mesa5/3_Juan_Dios_Aleman_NAICM.pdf [Último acceso: Noviembre 2016].
- Campillo, M., Roux, P. & Shapiro, N. M., 2011. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysic*. s.l.:Springer Science+Business Media B.V.
- Chávez-García, F. J., Rodríguez , M. & Stephen, W. R., 2006. Subsoil structure using SPAC measurements along a line. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Volumen 96, pp. 729-736.
- Claerbout, J. F., 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response.. *GEOPHYSICS*, 33(2), pp. 264-269.

BIBLIOGRAFIA

- Cormier, V. F., 2011. Seismic viscoelastic attenuation. En: H. K. Gupta, ed. *ENCYCLOPEDIA of SOLID EARTH GEOPHYSICS*. Hyderabad: Springer.
- Cupillard, P. & Capdeville, Y., 2010. On the amplitude of surface waves obtained by noise correlation and the capability to recover the attenuation: a numerical approach. *Geophysical Journal International*, pp. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04586.x.
- Dal Moro, G., 2015. *Surface wave analysis for near surface applications*. Oxford: Elsevier.
- Enríquez, O., Osorio, L., Flores, O. & Mayoral, J., 2008. Determinación de las propiedades dinámicas de arcillas blandas de la zona noreste del ex Lago de Texcoco. *XXIV REUNIÓN NACIONAL DE MECÁNICA DE SUELOS*, Volumen I, pp. 121-127..
- Enríquez, O., Osorio, L., Flores, O. & Mayoral, J. M., 2008. Determinación de las propiedades dinámicas de arcillas blandas de la zona noreste del ex Lago de Texcoco. *XXIV REUNIÓN NACIONAL DE MECÁNICA DE SUELOS*, Volumen I, pp. 121-127.
- Fernandez, R. M., 2016. Comportamiento del suelo y obras en el ex Lago de Texcoco. *geotecnia*, Issue 238, pp. 20-27.
- Figuroa Soto, A., Clemente Chavez, A. & Zúñiga Dávila, M. F. R., 2008. *Deconvolución de Sismogramas digitales y determinación del ruido sísmico par el sismógrafo Trillium 120 instalado en el campus Juriquilla de la UNAM*. Juriquilla(Queretaro): BOL-E.
- Foti, S., Lai, C. G., Rix, G. J. & Strobbia, C., 2015. *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*. Primera ed. Boca Raton, FL: Taylor & Francis Group.
- Furlani, R., s/a. *AMPERE*. [En línea]
Available at: http://www.ampere.mx/uploads/1/3/2/8/13284960/si%CC%81smica_pasiva.pdf
- Havskov, J. & Alguacil, G., 2002. *Instrumentation in Earthquake Seismology*. Preliminary version ed. Norway: s.n.

BIBLIOGRAFIA

- Havskov, J. & Ottemöller, L., 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. With Sample Data, Exercises and Software.. En: *Routine Data Processing in Earthquake Seismology. With Sample Data, Exercises and Software..* New York: Springer Science+Business Media B.V., pp. 63-80.
- IIUNAM, C. d. e. y. g., S/A. *Estudio de Sonda Suspendida del area del Nuevo Aeropuerto de la Ciudad de Mexico*, Mexico: s.n.
- Jones, T. D., 1986. Pore fluids and frequency-dependent wave propagation in rocks. *GEOPHYSICS*, 51(10), pp. 1939--1953.
- Liu, X. & Ben-Zion, Y., 2013. Theoretical and numerical results on effects of attenuation on correlation functions of ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 194(doi: 10.1093/gji/ggt215), p. 1966–1983.
- Liu, X., Ben-Zion, Y. & Zigone, D., 2015. Extracting seismic attenuation coefficients from cross-correlations of ambient noise at linear triplets of stations. *Geophysical Journal International*, Issue 203, p. 1149–1163.
- Marmureanu, G., Bratoosin, D. & Cioflan, C. O., 2000. The Dependence of Q with Seismic-induced Strains and Frequencies for Surface Layers from Resonant Columns. *Pure and Applied Geophysics* , 157(0033-4553/001020269-11 \$ 1.50 + 0.2010), pp. 269-279 .
- Menke, W., 2012. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Tercera ed. Oxford. UK: ELSEVIER.
- Morozov, I. B., 2010. *Seismological attenuation without Q*. USA: Trafford.
- Murcia Lopez, D. A. & Perdomo Cruz, L. M., 2012. *Implementación del ensayo de Columna Resonante*. BOGOTA, D.C.: UNIVERSIDAD MILITAR NUEVA GRANADA.
- Ortega, . R. & Quintanar, L., 2005. A Study of the Local Magnitude Scale in the Basin of Mexico: Mutually Consistent Estimates of log A0 and Ground-Motion Scaling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), pp. 605–613, doi: 10.1785/0120030217.
- Ovando-Shelley, . E. & Hernández-Flores, Z., 2015. *Degradación Columna Resonante-TC*. Ciudad de Mexico: Coordinación de Geotecnia, Instituto de Ingeniería.

BIBLIOGRAFIA

- Oviedo, D. M., 2012. *Evolución de las cimentaciones en la zona de lago de la ciudad de México*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México .
- Perez Campos, X., 2015. *Corrección por la respuesta del instrumento*. Ciudad de México: Observación, procesamiento de datos sísmológicos (apuntes)..
- Peterson, J., 1993. Observations and modelling of background seismic noise. *Tech. rep., U.S. Geological survey.*.
- Prieto, G., Lawrence, J. & Beroza, G., 2009. Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field. *J. geophys. Res.*, 114(B7)(doi:10.1029/2008JB006067), p. B07303.
- Prieto, G. A. C. & Beroza, G., 2008. Earthquake ground motion prediction using the ambient seismic field. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 35(doi:10.1029/2008GL034428), p. L14304.
- Prieto, G. L. J. & B. G., 2009. Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field. *J. geophys. Res.*, 114(B7), B07303, doi:10.1029/2008JB006067.
- Romo, M. & Ovando-Shelley, E., 1996. Modeling the dynamic behaviour of Mexican clays. *Eleventh World Conference on Earthquake Engineering.*, Issue ISBN:006 042822 3.
- Romo, M. & Ovando-Shelley, E., 1996. *Modeling the dynamic behaviour of Mexican clays*. ISBN:006 042822 3. ed. s.l.:Eleventh World Conference on Earthquake Engineering. .
- Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A. & Roux, A., 2005. Ambient noise cross correlation in free space: theoretical approach. *J. Acoust. Soc. Am.*, Volumen 117, p. 79–84.
- Sabra, y otros, 2005. Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, L03310(doi:10.1029/2004GL021862.), p. 32 .
- Sams, M. S., Neep, J. P., Worthington, M. H. & King, M. S., 1997. The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks. *GEOPHYSICS*, 62(5), pp. 1456-1464.
- Xia, J., D. Miller, R., B. Park, C. & Ivanov, J., 2001. Feasibility of Determining Q of Near-surface Materials From Rayleigh Waves. *Society of Exploration Geophysicists*.

BIBLIOGRAFIA

- Sams, M. S., Neep, J. P., Worthington, . M. H. & King, M. S., 1997. The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks. *GEOPHYSICS*, 62(5), pp. 1456-1464.
- Sánchez-Sesma, . F. & Campillo, M., 2006. Retrieval of the Green Function from Cross-Correlation: The Canonical Elastic Problem. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Volumen 96, pp. 1182-1191.
- Sen, M. & Stoffa, P. L., 1995. *Global optimization methods in geophysical inversion*. Primera ed. Amsterdam: ELSEVIER.
- Shapiro, N. M., Campillo, M. & Roux, P., 2011. Seismic imaging using ambient noise. *ResearchGate*, pp. DOI: 10.1007/978-90-481-8702-7_218.
- Shapiro, N. M. & Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 31(doi:10.1029/2004GL019491), p. L07614.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. & Rit, . M., 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, Volumen 307, p. 1615–1618.
- Singh, S. K. y otros, 2007. Q of Lg Waves in the Central Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4, doi: 10.1785/0120060171), pp. 1259-1266.
- Snieder, R., 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *PHYSICAL REVIEW E*, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610. (69(4)), pp. 046610-1-8.
- Spica, Z. J., 2015. *Tomografía de volcanes usando el ruido sísmico*. Ciudad de Mexico: Comúnmente el ruido sísmico era eliminado o ignorado, porque se creía que no contenía información útil..
- Stehly, L., Campillo, M. & Shapiro, N. M., 2007. Traveltime measurements from noise correlation: stability. *Geophys. J*, Issue 171, p. 223–230.
- Stein, S. & Wysession, M., 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Primera ed. Berlin, Germany: Blackwell Publisging.
- Tapia Herrera, R., 2009. *Estudio comparativo de los métodos SASW, SPAC y HV-SPR para la estimación in-situ de propiedades del terreno* , Ensenada Baja California, Mexico.: Programa de posgrado en ciencias de la tierra, CICESE..

BIBLIOGRAFIA

- Tsai, V. C., 2011. Understanding the amplitudes of noise correlation measurements. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 116(doi:10.1029/2011JB008483), p. B09311.
- Weaver, R. L., 2005. Information from Seismic Noise. *SCIENCE*, pp. 1568-1569.
- Weaver, R. L., 2010. Equipartition and retrieval of Green's function. *Earthq Sci*, Issue 23, p. 397–402.
- Weaver, R. L., 2011. On the amplitudes of correlations and the inference of attenuations, specific intensities and site factors from ambient noise. *Comptes Rendus Geosciences*, Volumen 343, pp. 615-22 .
- Weaver, R. L., 2012. On the retrieval of attenuation from the azimuthally averaged coherency of a diffuse field. *preprint*, Volumen arXiv:1206.6513.
- Weaver, R. L., 2013. On the retrieval of attenuation and site amplifications from ambient noise on linear arrays: further numerical simulations. *Geophysical Journal International*, 193(doi: 10.1093/gji/ggt063), p. 1644–1657.
- Weemstra, C., Snieder, R. & Boschi, L., 2015. On the estimation of attenuation from the ambient seismic field: inferences from distributions of isotropic point scatterers. *Geophysical Journal International*, 203(doi: 10.1093/gji/ggv311), pp. 1054-1071.
- Xia, J., D. Miller, R., B. Park, C. & Ivanov, J., 2001. Feasibility of Determining Q of Near-surface Materials From Rayleigh Waves. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Xia, J., Xu, Y., D. Miller, R. & Ivanov, J., 2012. Estimation of near-surface quality factors by constrained inversion of Rayleigh-wave attenuation coefficients. *Journal of Applied Geophysics*, p. 137–144.
- Zhan, Z., Tsai, V. C. & Clayton, R. W., 2013. Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content. *Geophysical Journal International*, p. 1574–1581.

ANEXOS

Anexo A. Glosario de términos

Análisis Espectral de Ondas Superficiales (*Spectral Analysis of Surface Waves-SASW*): es realizado utilizando dos receptores alineados con una fuente activa. Generalmente la distancia entre la fuente y el primer receptor, es igual a la distancia entre ambos receptores. Al ejecutar el ensayo para una sólo posición de los receptores y fuente, se puede calcular la curva de dispersión para un rango acotado de frecuencias, por ello, se debe modificar la posición de los receptores y/o la fuente a lo largo del ensayo, para obtener la curva de dispersión para distintos rangos de frecuencias.

Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (*Multichannel Analysis of Surface Waves-MASW*): El método utiliza la dispersión de las ondas Rayleigh para obtener modelos de velocidades de onda cortante. El Método Sísmico MASW usa diferentes cantidades de receptores extendidos en modelos lineales, espaciados a distancias iguales y conectadas a un canal individual de registro. Existen dos principales ventajas que presenta este método, las cuales son: la capacidad de reconocimiento del modelo y la redundancia en las mediciones. La primera de ellas permite un alto control de calidad durante las fases de adquisición y procesamiento de datos. Por ejemplo, las ondas superficiales y de cuerpo pueden ser identificadas por separado, debido a su único tiempo de llegada y los modelos de amplitud obtenidos, son el resultado de la diferencia de velocidades de las ondas. La segunda ventaja del método permite aplicar varios tipos de técnicas para eliminar los ruidos y de esta forma, incrementar la proporción de ruido a la señal.

Anelasticidad: Desviación de la relación proporcional, entre esfuerzo y deformación. La dependencia de una deformación elástica, del esfuerzo y del tiempo.

Autocorrelación Espacial (*Spacial Autocorrelation-SPAC*): propuesta por Aki (1957) está basado en el supuesto de que el campo de ondas que componen las vibraciones ambientales es un proceso estocástico, que es estacionario tanto en tiempo como en espacio, y están compuestas en su mayoría por ondas superficiales, donde uno de sus modos de vibración

es dominante (generalmente el modo fundamental) del cual se obtienen curvas de dispersión (velocidad de fase vs frecuencia) y por medio de su inversión obtiene modelo de velocidades de onda de corte (V_s).

Coefficiente de correlación: es una medida de regresión que pretende cuantificar el grado de variación conjunta entre dos variables. Por tanto, es una medida estadística que cuantifica la dependencia lineal entre dos variables, es decir, si se representan en un diagrama de dispersión los valores que toman dos variables, el coeficiente de correlación lineal señalará lo bien o lo mal que el conjunto de puntos representados se aproxima a una recta.

Constantes elásticas de Lamé: Una de dos constantes elásticas que deben su nombre al matemático francés Gabriel Lamé (1795-1870); no tiene sentido físico, pero define importantes parámetros elásticos en combinación con μ . Lo más interesante es que la constante de Lamé, λ , es el módulo de compresibilidad (K) menos dos tercios del módulo de corte (μ):

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$$

La segunda constante de Lamé es el módulo de corte (μ)- es una medida de la oposición del medio a un esfuerzo cortante.

Dispersión geométrica: usualmente es descrita como el efecto de dispersión de la energía de la onda elástica dentro de un frente de onda que se expande o contrae y la amplitud de la onda disminuye o aumenta. Efecto de la estructura/medio propagante en las amplitudes sísmicas, en la ausencia de atenuación anelástica esparcimiento a pequeña escala.

Elasticidad: estudia la mecánica de los cuerpos sólidos, considerados como medios continuos. Considera las propiedades mecánicas de los sólidos elásticos de acuerdo con la ley de Hooke, es decir, la deformación es directamente proporcional al esfuerzo aplicado.

Equipartición: es un principio de mecánica estadística. Esto significa que la energía se distribuye en proporciones fijas entre todos los “estados” posibles (modos y/o tipos de ondas elásticas) en el campo de ondas.

Esparcimiento/scattering: la onda interactúa con cuerpos más pequeños que la longitud de onda con velocidad diferente que el medio propagante y se dispersa.

Filtro Butterworth; uno de los mejores filtros analógicos y más utilizados es el filtro de *Butterworth*, ya que este filtro tiene una buena función de respuesta, con una respuesta bastante plana en una banda de frecuencias y es fácil de construir hasta orden 10. Una de las propiedades más atractivas de este filtro es que la respuesta a la frecuencia de esquina, para cualquier orden, permanece siempre constante

Filtro de Wiener: Filtro que convierte una señal conocida en otra señal que, de acuerdo con mínimos cuadrados, es la más parecida a la señal deseada. El filtro de Wiener es uno de los filtros lineales óptimos más importantes. En su forma más general, consiste en una señal de entrada, $x(n)$, una respuesta deseada, $d(n)$, y un filtro lineal de respuesta impulsional $h(n)$. Este filtro es alimentado por $x(n)$ y produce a su salida $y(n)$. La diferencia entre la señal de salida del filtro, $y(n)$, y la señal deseada, $d(n)$, es el error de la estimación, $e(n)$. El objetivo del filtrado de Wiener es determinar la respuesta impulsional $h(n)$ de forma que el error $e(n)$ sea, en un sentido estadístico, "lo más pequeño posible".

Frecuencia (f): ritmo de repetición de un suceso regula. El número de ciclos de una onda o alguna otra oscilación o vibración, por segundo se expresa en Hertzios (ciclos por segundo).

Frecuencia angular (ω): cantidad proporcional a la frecuencia de un fenómeno periódico, pero que tiene las dimensiones de velocidad angular, se expresa en radianes por segundo = frecuencia en Hertzios por 2π radianes por ciclo.

Interferometría sísmica: técnica sísmica pasiva que hace uso de la correlación cruzada del ruido sísmico, con el fin de explorar la distribución de la velocidad de onda cortante en la estructura del subsuelo.

Longitud de onda (λ): es la distancia entre dos crestas o valles consecutivos

Modelo constitutivo: formulación matemática capaz de describir el funcionamiento físico macroscópico de un "sólido ideal", que resulta luego de aplicar hipótesis simples sobre un "sólido real". De aquí que la formulación de los modelos constitutivos sólo represente una "realidad condicionada" por ciertas hipótesis y por lo tanto su utilización debe realizarse consecuentemente con ellas. Debido a esto existen innumerables modelos constitutivos y actualmente se sigue trabajando en la formulación de otros nuevos, cuyo objetivo es conseguir una formulación suficiente y acorde con el problema que se requiere resolver, ya

que no es trivial obtener una formulación única que permite alcanzar la solución general para “todos los problemas”.

Numero de onda (k): Número de longitudes de onda que hay en la unidad de longitud.

SAC (*Seismic Analysis Code*): es un programa interactivo de propósito general diseñado para el estudio de señales secuenciales en el tiempo. Se ha hecho hincapié en las herramientas de análisis utilizadas por los sismólogos de investigación. Un archivo de datos SAC contiene un único componente de datos registrado en una sola estación sísmica. Cada archivo de datos también contiene un registro de encabezado que describe el contenido de ese archivo. Algunas entradas de cabecera deben estar presentes (por ejemplo, el número de puntos de datos, el tipo de archivo, etc.). Otros encabezamientos están siempre presentes para ciertos tipos de archivo (por ejemplo, intervalo de muestreo, hora de inicio, etc., para series temporales espaciadas uniformemente). Otras variables de cabecera son simplemente informativas y no son utilizadas directamente por el programa. El software de análisis SAC funciona en varias plataformas (Unix, Linux, Mac) y tiene formatos binarios y ASCII

Viscoelasticidad: es un tipo de comportamiento reológico anelástico que presentan ciertos materiales que exhiben tanto propiedades viscosas como propiedades elásticas cuando se deforman. En un sólido viscoelástico: la deformación generalmente depende del tiempo; aún en ausencia de fuerzas, la velocidad de deformación puede ser diferente de cero; las tensiones y esfuerzos resistidos dependen tanto de la deformación como de la velocidad de deformación.

Zonas de interferencia constructiva: zona en donde dos ondas o más ondas se solapan o entrecruzan. Cuando las ondas interfieren entre sí, la amplitud (intensidad o tamaño) de la onda resultante depende de las frecuencias, fases relativas (posiciones relativas de crestas y valles) y amplitudes de las ondas iniciales. En la interferencia constructiva se produce en los puntos en que dos ondas de la misma frecuencia que se solapan o entrecruzan están en fase; es decir, cuando las crestas y los valles de ambas ondas coinciden. En ese caso, las dos ondas se refuerzan mutuamente y forman una onda cuya amplitud es igual a la suma de las amplitudes individuales de las ondas originales.

Anexo B. Corrección instrumental

Los métodos sísmicos que se basan en el análisis de sismogramas para acceder a la información del suelo, que obtienen a través de su registro en instrumentos especializados que pueden ser analógicos o digitales, puede representar el desplazamiento, velocidad o aceleración del suelo como una función del tiempo. Sin embargo, estas señales registradas (sismogramas) proporcionan datos que son una imagen distorsionada del movimiento real del suelo, debido a que, intervienen diversos procesos desde el momento en que es detectado el movimiento del suelo en el receptor y hasta que podemos observar la señal digitalmente. Por ello, se busca recuperar el movimiento real del suelo de los registros sísmicos con la ayuda de técnicas matemáticas, lo que se conoce como corrección por respuesta instrumental.

La corrección instrumental es un proceso matemático que busca eliminar los efectos originados por los instrumentos sísmicos de medición y registro a la señal obtenida (sismograma).

Para poder visualizar lo anterior, se usa la idea de que el instrumento es un sistema lineal, que representa un proceso que toma una señal de entrada y la modifica a través de diversos operadores matemáticos, resultando una señal de salida. Los sistemas lineales poseen la propiedad de superposición (linealidad), es decir, si la señal de entrada $x(t)$ se multiplica por una constante, la señal de salida $y(t)$ también estará multiplicada por la misma constante, esto se puede entender cómo: si dos señales de diferente frecuencia y amplitud son las señales de entrada (Figura 41), entonces también dos señales con la misma frecuencia y, con diferente amplitud y fase son de salida (Havskov & Alguacil, 2002). Los sistemas lineales además de tener la propiedad antes mencionada, también pueden ser invariantes en el tiempo.

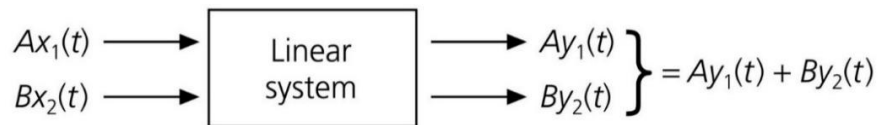


Figura 42. Definición de un sistema lineal (Stein & Wysession, 2003).

Por ejemplo, un sismómetro puede ser descrito como un sistema lineal que no varía con el tiempo (Figura 42). Un sismómetro en su forma básica consiste de una masa M unida a un punto de la tierra a través de un resorte y un amortiguador. Suponiendo que todo movimiento se limita en dirección x , representando el movimiento de la tierra en el sistema de referencia inercial como $u(t)$ y el movimiento de la masa M relativo a la tierra como $\xi(t)$. El resorte ejercerá una fuerza proporcional a su elongación $\xi - l_0$ desde su tensión-cero de longitud l_0 , y el amortiguador ejercerá una fuerza proporcional a la velocidad relativa $\dot{\xi}(t)$ entre la masa y la tierra. La ecuación de movimiento está dada por

$$M \frac{d^2}{dt^2} [\xi(t) + u(t)] + D \frac{d\xi(t)}{dt} = Mg - k[\xi(t) - l_0] = -k[\xi(t) - \xi_0] \quad (A1)$$

donde D y k representan constantes de proporcionalidad. Reescribiendo de una forma más sencilla la ecuación A1, se obtiene

$$\ddot{\xi} + 2\varepsilon\dot{\xi} + \omega_s^2\xi = -\ddot{u} \quad (A2)$$

donde $2\varepsilon = D/M$ y $\omega_s^2 = k/M$.

A partir de la ecuación A2, se entiende que el registro $\xi(t) = z(t)$ reproduce el desplazamiento de la tierra $-u(t)$ si el movimiento es rápido (aceleración $-\ddot{u}$ si el movimiento es lento) y el resto de los términos de esta ecuación describen los procesos del sensor (Aki & Richards G., 2002).

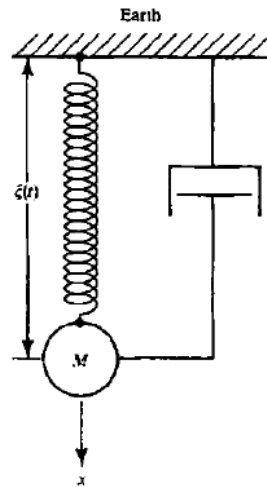


Figura 43. Representación gráfica de un sismómetro (Aki & Richards G., 2002).

De forma general y a partir de la ecuación A2, el sismograma es la convolución entre la respuesta instrumental del sismógrafo denotado por $h(t)$ que incluye los efectos combinados del sensor, amplificador, filtros y digitalizador, y para este caso la velocidad del suelo $\dot{u}(t)$. Así, el sismograma $z(t)$ es:

$$z(t) = \dot{u}(t) * h(t) \quad (A3)$$

donde $h(t)$ está expresado en velocidad (cuentas/m/s) y $z(t)$ tiene unidades de cuentas. El símbolo “*” representa la operación matemática de convolución en el dominio del tiempo, siendo una suma de dos señales. La ecuación A1 se puede expresar en términos de la frecuencia

$$Z(\omega) = \dot{U}(\omega) \cdot H(\omega) \quad (\text{A4})$$

ω es la frecuencia angular.

Al analizar las unidades de la ecuación A3 (Figueroa Soto, et al., 2008), observamos que:

$$[\text{cuentas}] = [m/s][\text{cuentas}/m/s] \quad (\text{A5})$$

Lo anterior muestra la posibilidad de recuperar la señal original proveniente del suelo, en este caso la velocidad, siempre y cuando se conozca a detalle la respuesta instrumental $H(\omega)$. Por ejemplo, para estudios que calculan parámetros como el factor de calidad (atenuación intrínseca), la amplitud es fundamental, ya que a partir de ella se describe la atenuación de las ondas sísmicas a través del medio propagante, obteniendo mejores resultados a partir de sismogramas sin los efectos del instrumento, es decir, el movimiento real del suelo.

Por consiguiente, para la recuperación de la señal original del suelo, se despeja $\dot{U}(\omega)$ de la ecuación A4 y se obtiene lo siguiente para un sensor de velocidad

$$\dot{U}(\omega) = \frac{Z(\omega)}{H(\omega)} \quad (\text{A6})$$

De modo que, $\dot{U}(\omega)$ se obtiene a través de la deconvolución, el cual, es un proceso matemático utilizado frecuentemente en la sismología como una división espectral de la señal de entrada ($Z(\omega)$) y la respuesta instrumental ($H(\omega)$), conocida como función de transferencia, (Havskov & Alguacil, 2002).

La respuesta del instrumento posee una amplitud y una fase dadas por:

$$A(\omega) = \sqrt{\text{Re}(U(\omega))^2 + \text{Im}(U(\omega))^2} \quad (\text{A7})$$

$$\Phi(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(U(\omega))}{\text{Im}(U(\omega))} \right) \quad (\text{A8})$$

A pesar de que podemos recuperar la velocidad del suelo a cualquier frecuencia, conociendo la respuesta instrumental, se debe tener cuidado de utilizar la banda de frecuencias, donde el instrumento registra realmente el movimiento del suelo y no ruido instrumental (Havskov & Alguacil, 2002). Por ende, conocer la respuesta instrumental o función de transferencia $H(\omega)$ involucra diversos detalles de los instrumentos sísmicos utilizados, en los cuales radica el éxito de la corrección instrumental.

Función de transferencia $H(\omega)$

La función de transferencia que permite realizar la corrección instrumental, contempla cada uno de los componentes que intervienen en el proceso electrónico de las señales sísmicas registradas por el sensor y digitalizador. En general, se puede representar por medio de una función racional de $i\omega$ como:

$$T(\omega) = \frac{a_0 + a_1(i\omega) + a_2(i\omega)^2 + \dots}{b_0 + b_1(i\omega) + b_2(i\omega)^2 + \dots} \quad (\text{A9})$$

donde a_i y b_i son constantes, y el número de términos depende de la complejidad del sistema.

La forma de la ecuación A9 más usada y sencilla para aplicaciones sísmicas es

$$H(\omega) = c \frac{(i\omega - z_1)(i\omega - z_2) \dots (i\omega - z_i)}{(i\omega - p_1)(i\omega - p_2) \dots (i\omega - p_j)} \quad (\text{A10})$$

donde c es un factor escalar o también llamado constante de normalización, z_i son los ceros o raíces del polinomio en el numerador y p_j son los polos o raíces del polinomio en el denominador de la función de transferencia. La ecuación A10 también conocida como representación de polos y ceros, ha sido un formato estándar para la función de transferencia de un sistema sísmico. Para un ejemplo estándar de dos polos y dos ceros, la función de transferencia es

$$H(\omega) = c \frac{(i\omega - 0)(i\omega - 0)}{(i\omega - p_1)(i\omega - p_2)} \quad (\text{A11})$$

Donde los ceros son cero y los polos son calculados por

$$p_1 = -\omega_0(h + \sqrt{h^2 - 1}) \quad (\text{A12})$$

$$p_2 = -\omega_0(h - \sqrt{h^2 - 1}) \quad (\text{A13})$$

donde $\omega_0 = 2\pi f_0$, $f_0 = T_0^{-1}$ y T_0 es el periodo libre del sismómetro, y h es el amortiguamiento (o fracción de amortiguamiento crítico).

La constante de normalización en este caso es -1. Debido a que h es generalmente menor que 1, los polos son números complejos, y éstos aparecen siempre en forma de pares conjugados (Havskov & Ottemöller, 2010).

A fin de cuentas, los valores de c y, de los polos y ceros dependen del tipo de instrumento utilizado en los registros sísmico. Entonces la respuesta total del registrador está dada por la multiplicación de las repuestas de cada uno de los elementos que lo componen. Así, para calcular de la respuesta total del sismógrafo (T_{total}) es

$$T_{total} = T_s * T_a * T_{ADC} * ... \quad (A14)$$

donde T_s es la respuesta del sismógrafo, T_a la del amplificador y T_{ADC} la respuesta del digitalizador, es importante recordar que sí, durante el registro se hace uso de filtros, estos también se añaden a la respuesta total del sismógrafo (Perez Campos, 2015).

A continuación, se describen algunas variables que se usan en el cálculo de la constante de normalización dadas por el proceso de conversión de analógico-digital que introduce ruido en los datos (Perez Campos, 2015):

- **Resolución/sensitividad.** - mínimo incremento detectable de amplitud, limitada por números de bits.
- **Ganancia.** - se expresa en cuentas/V y es el inverso de la resolución
- **Muestreo.** - número de muestras que adquiere por segundo.
- **Escala completa.** - máxima entrada (típicamente $\pm 1-30$ V).
- **Rango dinámico.** - Razón entre el máximo y el mínimo valor que el ADC puede proveer.

$$\text{rango dinamico (dB)} = 20 \log \left(\frac{máx}{mín} \right) \quad (A15)$$

- **Muestreo cruzado (*Cross talk*).** - interacción entre diferentes canales, se expresa en dB.
- **Impedancia de entrada.** - idealmente debería ser lo más grande posible para que el ADC no tenga influencia sobre los equipos. Se expresa en Ohms.

Anexo C. Columna resonante

Con el objeto de conocer el comportamiento dinámico del suelo a diferentes niveles de deformación, se realizan ensayos de Columna resonante (Figura 43). La determinación del módulo de Young, del módulo de corte y sus respectivas relaciones de amortiguamiento pueden ser determinadas según el esquema de aplicación de cargas que haya sido establecido, ya sea mediante la aplicación de fuerza axial o torque.

Con el equipo de columna resonante es posible desarrollar diferentes métodos de ensayo, una vez que se haya modificado y establecido las nuevas características de excitación a las cuales será sometida la muestra de suelo, esto con el fin de analizar las propiedades dinámicas a diferentes frecuencias de resonancia (Camacho-Tauta, 2011).

El equipo de columna resonante trabaja bajo dos condiciones especiales, aplicación de fuerza axial o inducción de torque, esto, según el tipo de propiedades dinámicas de interés a analizar. La Figura 43 presenta un esquema grafico del sistema que conforma el equipo mencionado.

Para determinar el módulo de Young y su relación de amortiguamiento asociada es necesario que el sistema actúe bajo carga axial, de otro modo, el módulo de cortante y su respectiva relación de amortiguamiento se obtienen cuando el sistema le genera torque al espécimen de estudio (Murcia Lopez & Perdomo Cruz, 2012).

Las características generales de la columna resonante son:

- Combinación de la Columna Resonante / dispositivo de corte torsional simple
- Detección automática de la frecuencia fundamental
- RC: coeficiente de amortiguamiento de ancho de banda de potencia media y de los datos de vibraciones
- TSS: coeficiente de amortiguamiento de ciclos de histéresis
- Presión de confinamiento de hasta 1 MPa
- Determinación de propiedades dinámicas de los suelos en un rango de deformaciones muy bajas a intermedias (0.0005% a 0.3%)

- Confinamiento isotrópico o anisotrópico.
- Deformación vertical máxima de 20 mm.
- Ensayo de muestras cilíndricas de suelo, ya sea macizas o huecas, de 70 ó 100 mm de diámetro exterior, 100 mm de altura y 20 mm de espesor de pared en las últimas.
- Cinco transductores para monitorear visualmente presión confinante, presión de poro, deformación volumétrica, carga vertical y deformación axial.

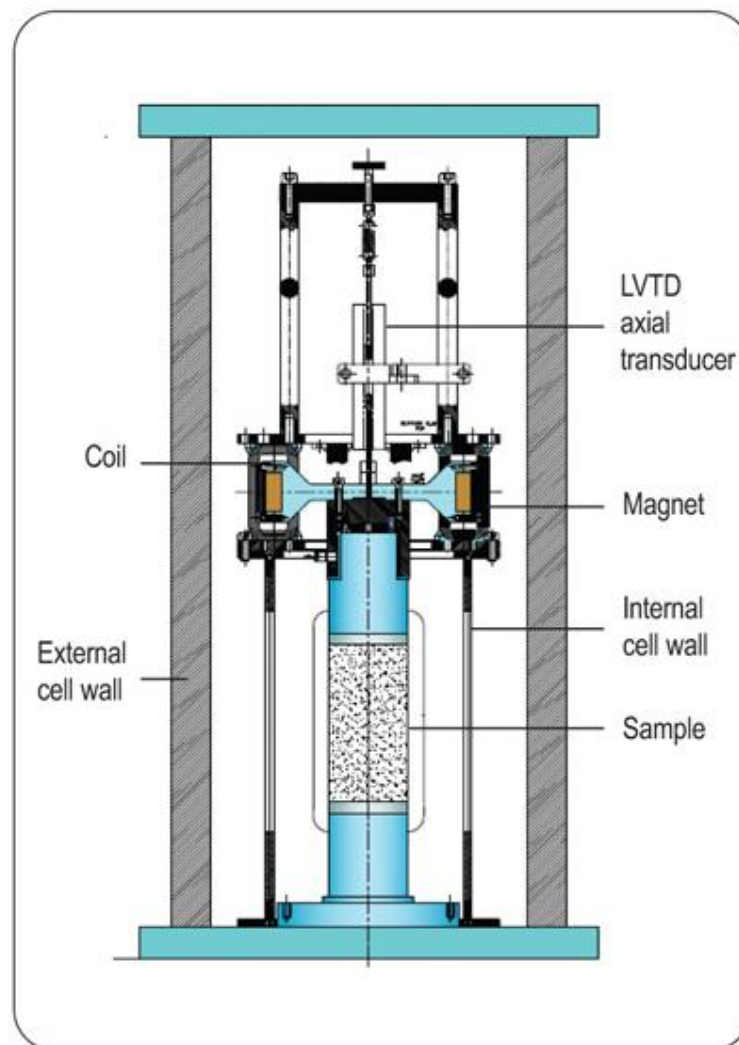


Figura 44. Sistema básico del equipo de columna resonante.