CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Estudio de atenuación y respuesta sísmica del terreno en la región noreste de Sonora, México

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

AVELINA IDALMIS FERNÁNDEZ HEREDIA

Ensenada, Baja California, México

2012

TESIS DEFENDIDA POR

Avelina Idalmis Fernández Heredia

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Carlos Isidro Huerta López
Codirector del Comité

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Codirector del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité

Dr. José Ignacio Restrepo Posada
Miembro del Comité

Dra. Luciana Astiz Delgado
Miembro del Comité

Dr. Antonio González Fernández
Coordinador del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

febrero 2012

RESUMEN de la tesis de Avelina Idalmis Fernández Heredia, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología. Ensenada, Baja California. Febrero, 2012.

ESTUDIO DE ATENUACIÓN Y RESPUESTA SÍSMICA DEL TERRENO EN LA REGIÓN NORESTE DE SONORA, MÉXICO

Resumen aprobado por:

C. Huerta.

Dr. Carlos Isidro Huerta López
Codirector de Tesis

Raul Castro

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Codirector de Tesis

Se presenta un estudio de atenuación y respuesta sísmica en la región noreste del estado de Sonora, México, la cual está caracterizada por la existencia de un sistema de fallas normales con dirección norte-sur, donde ocurrió el sismo del 3 de mayo de 1887 (Mw=7.5). Utilizando sismogramas de la Red Sísmica del Noreste de Sonora (RESNES), en el período comprendido entre los años 2003 y 2005, encontramos un valor promedio del parámetro de decaimiento espectral kappa cerca de la superficie $\kappa_0(z)$ = 0.04 s, para el noreste de Sonora. Una vez agrupadas las estaciones de acuerdo a su geología superficial y suponiendo que todas las estaciones dentro de un grupo dado tienen la misma atenuación superficial, se observó que $\kappa_0(z)$ toma valores de 0.0177 s para el grupo I sobre rocas ígneas extrusivas ácidas del Terciario, 0.0374 s para el grupo III sobre rocas del mismo tipo pero de edad Cretácico y 0.0842 s para el grupo II sobre conglomerados del Terciario. El período dominante calculado para los sitios considerados varía desde aproximadamente 0.12 s para sitios en roca de diferentes edades, hasta 0.17-0.20 s en sitios donde predominan los conglomerados del Terciario. El valor estimado del amortiguamiento, varía entre 2.8- y 5.7-%. La relación teórica $\xi = (V_s/2H)\kappa_0$ o su inversa, pueden ser utilizadas para la estimación del amortiguamiento en cualquier región. Para el área de estudio, las relaciones empíricas obtenidas ($\xi = (0.50 \pm 0.178) * \kappa_0(z)$ y $\kappa_0(z) = (2.01 \pm 0.489) * \xi$), pueden considerarse típicas de conglomerados en el área. El modelado de la respuesta sísmica local del terreno permitió conocer con más detalle los rangos de validez de los parámetros estimados: $\kappa_0(z)$, ξ, T_d, V_s, H, ρ y σ; y calcular los módulos elásticos de Young E y de Corte G; así mismo, aportan información relacionada con la estructura somera de la corteza que puede ser utilizada en la región para las determinaciones hipocentrales.

Palabras Clave: kappa, amortiguamiento, atenuación, respuesta sísmica, Sonora.

ABSTRACT of the thesis presented by Avelina Idalmis Fernández Heredia as a partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in Earth Science with orientation in Seismology. Ensenada, Baja California, México. February, 2012.

A STUDY OF ATTENUATION AND SEISMIC RESPONSE OF SOILS IN THE NORTHEASTERN REGION OF SONORA, MEXICO

We present a study of the seismic wave attenuation and seismic response in the northeastern region of Sonora. This region is characterized by the existence of a north-south normal faults system, where the May 3, 1887 (Mw=7.5) earthquake occurred. Using records from the RESNES network (Red Sísmica del Noreste de Sonora) between the period 2003 and 2005, we found an average value of the spectral decay parameter kappa near the surface $\kappa_0(z) = 0.04$ s, for the northeast of Sonora. Once the stations are grouped according to its shallow geology, and assuming that all stations within a given group have the same shallow attenuation, it was observed that $\kappa_0(z)$ takes values of 0.0177 s for Group I, on extruded acid igneous rocks (Tertiary), 0.0374 s for Group III, on rocks of the same type but from the Cretaceous, and 0.0842 s for Group II on Tertiary conglomerates. The dominant period calculated for the considered sites ranged from about 0.12 s for rock sites of different ages, up to 0.17-0.20 s at sites dominated by Tertiary conglomerates. The estimated value of damping, varies between 2.8% and 5.7%. The theoretical relationship $\xi = (V_s/2H)\kappa_0$ and its inverse, can be used to estimate the damping in any region. For the area studied, the obtained relations $\xi = (0.50 \pm 0.178) * \kappa_0(z)$ and, $\kappa_0(z) = (2.01 \pm 0.489) * \xi$ can be considered typical of the conglomerates in the area. The modeling of the local seismic site response, allowed to know, in more details, the range of validity of the estimated parameters: $\kappa_0(z)$, ξ, T_d, V_s, H, ρ y σ; and permits to calculate elastics Young E and Shear G modulus, as well as providing information of the shallow structure of the crust which can be used to improve the location of the hypocenters in the region.

Keywords: kappa, damping, attenuation, seismic response, Sonora.

Dedicatoria

A mis hijos:

Dayana Segura Fernández
Omar Luis Segura Fernández

Porque una vez más son ustedes los que han hecho el mayor sacrificio.

A mi esposo:

Rider Matos Rizo

Porque sin tu apoyo incondicional no lo hubiera logrado.

A la memoria de mis padres:

Francisca Antonia Heredia
Angel Fernández Román

Porque se que estarían muy orgullosos de mi.

Agradecimientos

En México:

A mis directores de tesis, Dr. Carlos I. Huerta López y Dr. Raúl R. Castro Escamilla por haberme asesorado científicamente durante todo el trabajo, por su apoyo moral, económico y por su gran paciencia.

A mis sinodales Dr. José M. Romo Jones, Dra. Luciana Astiz y Dr. José I. Restrepo, por sus aportes en este trabajo, sus recomendaciones y comentarios oportunos.

Al MC. Javier González y familia, que es también mi familia.

A todos los investigadores que a través de los cursos y consultas personales, contribuyeron a mi superación.

A todas las secretarias de la División, especialmente a mis amigas Silvia, Gabriela, Maricarmen, Guadalupe, Maricruz, así como a Enid, Magdalena, Bárbara, Lupita, Conchita y Martha.

A todos los técnicos que me dieron su apoyo durante mi estancia y me brindaron su amistad, especialmente a Euclides, Manuel, Antonio, Gustavo, Arturo, Humberto y Luis Inzunza.

A todo el personal administrativo por su apoyo y solidaridad, especialmente Ivón Best, Dolores 'Sarracino, Citlali Romero y Norma Fuentes. Al personal de la biblioteca siempre tan cordiales.

A mis amigos de siempre Madelén, David y familia, René y familia, Eugenio y familia, así como a Emilio y Conchita.

A mis compatriotas Enrique Arango y José Batista.

A mis "vecinas" Selene, Dulce, Gema y Almendra.

A mis compañeros de estudio, gracias por compartir conmigo y estar siempre pendientes de mi y de mi familia.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por ser la institución receptora de mis estudios.

Al Consejo de Ciencia y Tecnología por haberme beneficiado durante mis estudios con la beca No. 14247.

En Cuba:

A la Sra. Lourdes Pérez Griñán y al Sr. Raúl Segura Rodríguez.

A Arelis Segura y familia.

A Omar Segura, gracias por atender a los niños durante mi estancia en México.

Al resto de la familia Segura por su gran preocupación y apoyo.

A mi hermana Maura. A mis hermanos Moisés y Angelito. A mis sobrinas y sobrinos.

A mis tías Malú, Esther, Carmen, Dulce y María, y a mi tío Miguel, gracias por darme ánimo y estar pendientes de mis hijos.

Muchas gracias a todas mis primas y primos, especialmente a Eva que siempre me mantuvo al tanto, a Pilar y a Gisela por su gran apoyo. Gracias "mipris".

A mis amigas Griselda, Graciela, Olga, Zulima, Madelín, Ibia, Elisa y Carmen, gracias por el apoyo brindado.

A la familia Matos Rizo, gracias por todo el apoyo brindado.

En la Habana quiero agradecerle a la tía María.

Agradezco de todo corazón, la amistad que me brindó Lucía en el Capitolio.

CONTENIDO

Página

Resumen español ..... **i**
Resumen ingles ..... **ii**
Dedicatoria ..... **iii**
Agradecimientos ..... **iv**
Contenido ..... **vi**
Lista de Figuras ..... **viii**
Lista de Tablas ..... **xvii**
Capítulo I. Introducción **1**
I.1. Generalidades 1
I.2. Objetivos 3
I.3. Caracterización del área de estudio 5
I.4. Estructura de la tesis 8

Capítulo II. Determinación del parámetro de decaimiento espectral κ y de su valor específico cerca de la superficie $\kappa_0(z)$, para sitios litológicamente diferentes **10**
II.1. Introducción 10
II.2. Método 16
II.3. Datos 21
II.4. Resultados 27
II.5. Discusión 39
II.6. Conclusiones 43

Capítulo III. Estimación del amortiguamiento ξ y el período dominante T_d del suelo mediante el uso de la Técnica del Decremento Aleatorio **45**
III.1. Introducción 45
III.2. Técnica del Decremento Aleatorio (TDA) 48
III.3. Procesamiento de datos 57
III.4. Resultados 59
III.5. Discusión 69
III.6. Conclusiones 72

Capítulo IV. Relación entre el amortiguamiento ξ y el parámetro de decaimiento espectral $\kappa_0(z)$ **74**
IV.1. Introducción 74
IV.2. Relación experimental entre ξ y $\kappa_0(z)$ 75
IV.3. Relación teórica entre ξ y $\kappa_0(z)$ 79

CONTENIDO (continuación)

Página

IV.4. Conclusiones 83

Capítulo V. Modelado de la estructura somera bajo las estaciones de la red RESNES, usando el método de propagación de ondas mediante matrices de rigidez **84**

V.1. Introducción 84

V.2. Método 86

V.3. Análisis de sensibilidad 92

V.3.1. Sensibilidad del modelo a las variaciones del valor del coeficiente de Poisson (σ) 92

V.3.2. Sensibilidad del modelo a los cambios de densidad (ρ) 95

V.3.3. Efecto del amortiguamiento ξ en la frecuencia y amplitud de los tres primeros modos de vibración 97

V.3.4. Relación de la frecuencia y la amplitud de los tres primeros modos de vibración con respecto a los cambios en la velocidad de las ondas de corte en la capa 101

V.3.5. Sensibilidad del modelo a variaciones de espesor de la capa considerada 103

V.3.6. Sensibilidad al cambio del ángulo de incidencia (θ) 107

V.3.7. Superposición de diferentes tipos de ondas 109

V.3.8. Comparación de los resultados del modelado con los resultados que arroja el programa de Anderson (2011) 110

V.4. Resultados y discusión 112

V.5. Conclusiones 123

Capítulo VI. Conclusiones generales 125

Bibliografía 132

Anexos 138

Anexo A. Fecha, Hora y Magnitud por duración en cada estación de los 414 eventos contemplados en la Figura 5 138

Anexo B. From SESAME, WP12 of SESAME Project, deliverable D23.12, 2004 144

Anexo C. Obtención de la expresión general de la matriz de rigidez K para un modelo de capas horizontales, que relaciona el vector desplazamiento-esfuerzo en la posición z partiendo de una posición inicial z_0 145

Anexo D. Comparación entre los cocientes espectrales experimentales promedio(EW-NS)/Vertical y mediana(EW-NS)/Vertical), con el cociente espectral modelado (promedio(SV-SH)/Vertical) 152

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Ejemplo de un espectro de aceleración calculado para el sismo del 20 de septiembre de 2003, ocurrido en el noroeste de Sonora, México, con magnitud por duración M_D = 2.0. El sismo se localizó a una distancia aproximada de 26 Km de la estación Ojos Calientes. En la parte superior se muestran los tres registros de aceleración en las componentes (EW-rojo, NS-azul y Vertical-verde). Las líneas negras marcan la ventana de ondas S seleccionada. En la parte inferior se comparan los espectros de Fourier de las tres componentes con un espectro teórico (en negro), calculado según la ecuación (1). Del lado izquierdo se muestran los espectros calculados usando todo el registro del sismo y del lado derecho usando solamente la ventana de ondas S	14
2	Distribución de las estaciones de RESNES (triángulos); de los segmentos de fallas que rompieron durante la ocurrencia del sismo de 1887(PF-Pitáycachi, TF-Teras y OF-Otates); y de los principales poblados de la región (cuadrados). La estrella indica la localización epicentral del sismo del 3 de mayo de 1887	22
3	Ejemplo de las componentes NS de un sismo registrado en varias estaciones (BAC, DIV, MOC y NAC). El evento ocurrió el 5 de noviembre de 2004 a las 22:13 y tuvo una magnitud promedio de 2.47	23
4	Comparación de los espectros de amplitud de Fourier de la ventana de onda S (en azul) y una ventana de ruido de igual longitud (en rojo), de la componente NS de aceleración de un sismo registrado a 20.5 km de la estación DIV, el 27 de septiembre de 2004 (Izquierda) y de un sismo registrado a 21.2 km de la estación BAC, el 20 de julio de 2003 (Derecha). Se muestra el cociente Señal/Ruido entre ambos espectros (en negro)	24
5	Distribución de los registros de aceleración con respecto a la distancia y la magnitud	25

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
6	Respuesta instrumental de las estaciones de la red RESNES según González (2006)	27
7	Ventanas en frecuencia usadas para estimar κ. El comienzo de cada ventana corresponde a la frecuencia f_E a la cual las amplitudes espectrales comienzan a decaer exponencialmente. El final de la ventana está a la frecuencia donde el efecto del ruido interrumpe el decaimiento exponencial. La línea continua corresponde al promedio de todos los espectros calculados en cada estación, y las líneas discontinuas son ejemplos de espectros calculados a diferentes distancias entre 0 y 100 km	28
8	Valores de κ para cada estación calculados con ajuste lineal por mínimos cuadrados de las ventanas seleccionadas en los espectros de aceleración en escala log-lineal	29
9	Valores promedios de κ calculados cada 5 km de distancia epicentral, entre 0 y 100 km. Todas las estaciones se graficaron en la misma escala para mejor comparación	30
10	Ajuste de la dependencia de κ con la distancia según Anderson y Lei (1994) implementado en KFIT (líneas rojas) y Castro *et al.* (1990) implementado en NOPBRG (líneas azules). Los círculos representan los valores promedios de κ calculados cada 5 km	31
11	Valores promedios de κ calculados para intervalos de cada 0.25 de la magnitud	32
12	Distribución del valor promedio de κ por intervalos de 0.25 de la magnitud. Los eventos se agruparon previamente en intervalos de distancias de 20 km cada uno, entre 0 y 100 km	33

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
13	Superficie resultante $\kappa(r, M_D)$ estimada invirtiendo la ecuación (11)	34
14	Función $\kappa(r, z)$ a diferentes distancias, estimada con el método no paramétrico propuesto por Anderson y Lei (1994). La dependencia de κ con la distancia r es la misma para todas las estaciones, pero $\kappa_0(z)$ es única para cada estación	36
15	Función $\kappa(r, z)$ estimada para cada grupo de estaciones. La columna de la izquierda, son ejemplos de los valores observados de κ y su desviación estándar, para una estación del grupo (círculos). La línea continua es la función $\kappa(r, z)$ obtenida para la estación seleccionada y las líneas discontinuas es su valor correspondiente de *rms*. La columna de la derecha, muestra la función $\kappa(r, z)$ calculada para cada estación dentro del grupo	38
16	Función $\kappa(r, z)$ estimada para los tres grupos de estaciones con la misma clasificación litológica. Todas las estaciones dentro de cada grupo son consideradas como un mismo sitio, para calcular la dependencia con la distancia $\kappa(r)$ y $\kappa_0(z)$ es el valor promedio del grupo	39
17	Representación gráfica de la curva de vibración libre de un sistema lineal amortiguado	46
18	Representación gráfica de la hipótesis de la TDA	53
19	Comparación entre los períodos dominantes calculados a partir de: (a) – cociente espectral entre las componentes NS y Vertical de un registro de aceleración en la estación BAC. (b) – cociente espectral anterior llevado al dominio del tiempo al cual se le aplicó la TDA. (c) – Aplicando la TDA directamente sobre el registro de la componente NS	62

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
20	Amortiguamiento promedio de las cuatro estimaciones, con el coeficiente de correlación variando entre -0.5 y -1.0, y la hipótesis nula cercana a 0	64
21	Gráfico de Discrepancia (diferencia entre dos o más mediciones o valores de una misma cantidad)	65
22	Pendiente de la recta que relaciona ξ y $\kappa_0(z)$ obtenidas para toda la región con todas las estaciones (negro), y para cada de grupo de estaciones de acuerdo a la clasificación litológica: Grupo I (azul), Grupo II (magenta) y Grupo III (rojo). Los valores de las pendientes son: *m(grupo I)*= 4.9246; *m(grupo II)* = 0.4317; *m(grupo III)* = 2.0324. La pendiente del grupo II es el valor más cercano al resultado regional (*m*= 0.4986)	77
23	Pendiente de la recta que relaciona $\kappa_0(z)$ y ξ obtenidas para toda la región con todas las estaciones (negro), y para cada de grupo de estaciones de acuerdo a la clasificación litológica: Grupo I (azul), Grupo II (magenta) y Grupo III (rojo). Los valores de las pendientes son: *m(grupo I)*= 0.2031; *m(grupo II)* = 2.3164; *m(grupo III)* = 0.4920. La pendiente del grupo II es el valor más cercano al resultado regional (*m*= 2.0056)	78
24	Problema de anti-plano	88
25	Relación del cociente V_p/V_s con el coeficiente de Poisson σ	93
26	Variaciones que experimenta el valor de la frecuencia correspondiente a los tres primeros modos de vibración, dentro del rango de valores del coeficiente de Poisson	94
27	Comparación entre las amplitudes correspondientes a los tres primeros modos de vibración y el coeficiente de Poisson σ, para la función de transferencia de las ondas SH entre la superficie y el fondo de la capa considerada	95

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
28	Variaciones que experimenta el valor de la frecuencia correspondiente a los tres primeros modos de vibración, en relación a los cambios de densidad. La componente SV tiene el mismo comportamiento de la componente SH por lo que solo se muestra esta última en la figura	96
29	Comparación entre las amplitudes correspondientes a los tres primeros modos de vibración y la densidad, para la función de transferencia de las ondas SV entre la superficie y el fondo de la capa considerada	97
30	Efecto del amortiguamiento en la frecuencia correspondiente a los tres primeros modos de vibración del sistema de suelo considerado	98
31	Efecto del amortiguamiento en la amplitud correspondiente a los tres primeros modos de vibración del sistema de suelo considerado	99
32	Efecto del amortiguamiento en las amplitudes de la función de transferencia de la componente SV	100
33	Efecto del amortiguamiento sobre la amplitud en los espectros en superficie para la componente P	101
34	Efectos de los cambios de velocidad de las ondas de corte, sobre la frecuencia de los tres primeros modos de vibración, para las componentes SV (izquierda) y P (derecha). La componente SH tiene el mismo comportamiento a las SV	102
35	Efectos de los cambios de velocidad de las ondas de corte, sobre la amplitud de los tres primeros modos de vibración, para la componente SH. La componente SV tiene el mismo comportamiento a las SH	103

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
36	Efectos que los cambios en el espesor de la capa de suelo, provoca sobre la frecuencia de los tres primeros modos de vibración, para la función de transferencia de las componentes SV (izquierda) y P (derecha). La componente SH tiene el mismo comportamiento a las SV	104
37	Efectos los cambios en el espesor de la capa de suelo, provocan sobre la amplitud de los tres primeros modos de vibración, para la función de transferencia de la componente SH. La componente SV presenta un comportamiento similar	105
38	Efecto del cambio de espesor de la capa considerada, en la frecuencia de los tres primeros modos de vibración	106
39	Espectros calculados en la superficie libre, donde se comparan estos espectros para los tres tipos de ondas	107
40	Efecto del ángulo de incidencia del tren de ondas en la base de los estratos, sobre la frecuencia de los tres primeros modos, en la función de transferencia	108
41	Efecto del ángulo de incidencia del tren de ondas en la base de los estratos, sobre las amplitudes de los tres primeros modos, en la función de transferencia	108
42	Superposición de los tres tipos de ondas P, SV y SH	109
43	Comparación entre el modelo considerado en este trabajo (líneas azules) y el desarrollado por Anderson, 2011 (líneas rojas). Efectos en la respuesta de un sistema de una capa horizontal ante la incidencia vertical de una onda tipo SH, en términos de los espectros de Fourier en la superficie (izquierda) y en la base de la capa considerada (interfase entre la capa y el semi-espacio), (a la derecha)	111

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
44	Ejemplo para un sismo registrado en la estación NAC, donde se muestra el ángulo (θ = 60°), que se debe usar para rotar las componentes NS y EW de ese sismograma, para obtener las componentes radial y tangencial respectivamente, considerando incidencia de tipo vertical	116
45	Comparación entre los sismogramas sin rotar (izquierda) y rotados (derecha) de un sismo registrado en la estación NAC	117
46	Comparación entre los espectros de los sismogramas sin rotar (izquierda) y rotados (derecha) de un sismo registrado en la estación NAC	117
47	Comparación para un sismo en la estación NAC entre: (a) el cociente (promedio(NS-EW))/V obtenido experimentalmente de las componentes sin rotar, y (b) el cociente (promedio(R-T))/V rotado bajo un ángulo θ = 22°. En la parte inferior se comparan (c) el cociente (mediana(NS-EW))/V con (d) el cociente de las componentes rotadas (mediana(R-T))/V	118
48	Columnas litológicas obtenidas en cada sitio. Se presentan sobre un mapa del modelo digital de elevaciones	122
49	Columnas litológicas típicas del área de estudio y su comparación con la columna litológica generalizada del estado de Sonora	123
D.1	Comparación para el caso de la estación BAC, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	152

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
D.2	Comparación para el caso de la estación DIV, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	153
D.3	Comparación para el caso de la estación ELO, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	154
D.4	Comparación para el caso de la estación MOC, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	155
D.5	Comparación para el caso de la estación OJO, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	156

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
D.6	Comparación para el caso de la estación NAC, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	157
D.7	Comparación para el caso de la estación MOR, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	158
D.8	Comparación para el caso de la estación VHI, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizóntales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	159
D.9	Comparación para el caso de la estación OAX, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (EW-NS) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (SV-SH) sobre la vertical (línea discontinua en rojo)	160

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Clasificación de los sitios de registro según sus características litológicas, y valor estimado de $\kappa_0(z)$ para cada estación y grupo. Grupo I corresponde a estaciones localizadas sobre rocas ígneas extrusivas ácidas (Terciario); grupo II son estaciones ubicadas sobre conglomerados (Terciario); y grupo III son estaciones localizadas sobre rocas ígneas extrusivas ácidas (Cretácico)	36
II	Frecuencia natural (f_n) y amplitud espectral correspondiente a f_n (A_0) ($\pm$ desviación estándar). I_w es el largo de la ventana de tiempo usada para calcular el espectro; *nc* es el número de ciclos significativos considerados en la ventana; y σ_a es la desviación estándar de los valores mínimos y máximos de la amplitud	58
III	Amortiguamiento promedio y períodos dominantes con sus correspondientes desviaciones estándares, calculados para la estación BAC, usando ambas técnicas (cocientes espectrales H/V y TDA). Los resultados son similares usando diferentes partes de las series de tiempo	60
IV	Amortiguamiento promedio y período dominante para la estación BAC, usando la TDA sobre los registros de las tres componentes de aceleración (EW, NS y Vertical) y la componente de velocidad vertical, sin pre-procesar	61
V	Comparación entre el valor promedio del amortiguamiento obtenido en cada estación, con la estimación de la mediana y la moda	67
VI	Amortiguamiento promedio y su desviación estándar estimado para cada estación. Grupo al que pertenece cada estación según la clasificación litológica. Período dominante calculado usando cocientes espectrales H/V y TDA con sus correspondientes desviaciones estándares. Valor individual de $\kappa_0(z)$ estimado con todas las estaciones	68

LISTA DE TABLAS (continuación)

Tabla		Página
VII	Valores de las pendientes de las rectas que relacionan ξ vs $\kappa_0(z)$, y $\kappa_0(z)$ vs ξ, obtenidas para cada grupo de estaciones y como promedio del área con todas las estaciones de la red RESNES. Los valores de incertidumbre de 0.000 para el Grupo III, significa que esta es indefinida, puesto que dentro ese grupo solo se cuenta con un dato en la estación DIV, pues es la única estación dentro de ese grupo	79
VIII	Resumen de las propiedades estimadas, de la primera capa bajo las estaciones de la red RESNES. H - Espesor de la capa, V_s - Velocidad de las ondas de corte, ρ - densidad, σ - coeficiente de Poisson, E - Módulo de Young y G- Módulo de Corte	130
IX	Valores del Módulo de Young E para rocas y otros materiales, tomados de Ortiz (1998) y de la página http://www.construaprende.com	131

Capítulo I

Introducción

I.1. Generalidades

Una de las mejores fuentes de información para estudiar la respuesta del suelo en un sitio determinado, ante la ocurrencia de sismos de moderada y gran magnitud, se obtiene, a través de las observaciones del movimiento del terreno durante terremotos. Los registros del movimiento del suelo provocados por sismos, contienen información sobre la fuente sísmica, la trayectoria de propagación de las ondas, la respuesta en frecuencia de los instrumentos de registro, así como del ruido ambiental debido a las condiciones específicas existentes en los sitios de registro. Parte de esta información puede usarse para estudiar la respuesta sísmica del sitio de registro (los efectos de sitio).

Los efectos de sitio pueden ser considerados como una función de las propiedades de los suelos y de las características del campo de onda incidente, por tal motivo, tanto el conocimiento de los diferentes mecanismos de transmisión y atenuación de la energía sísmica, como el conocimiento detallado del sitio, en términos de la geometría, topografía, espesor de los sedimentos, velocidad de propagación de las ondas, módulos elásticos, densidad y amortiguamiento, son esenciales para describir completamente los procesos físicos involucrados en la respuesta sísmica del sitio.

Desafortunadamente, el proceso de transmisión y atenuación de las ondas sísmicas es muy complejo pues involucra comportamientos inelásticos de los

materiales terrestres, y por otro lado, no siempre se cuenta con información suficiente sobre las propiedades de los suelos y en muchos casos, estos análisis son muy costosos. Consecuentemente para obtener estimaciones confiables de las leyes de atenuación y de la respuesta del suelo, en particular del efecto de sitio, es necesario usar métodos confiables para descifrar la información contenida en los sismogramas y poder así estimar eficientemente la contribución específica de estos factores.

Cuando ocurre un terremoto, las ondas sísmicas se propagan desde el hipocentro, en todas direcciones. Las amplitudes de estas ondas van disminuyendo debido a la pérdida de energía de las mismas. En esta pérdida total de energía intervienen los procesos de expansión geométrica, atenuación intrínseca y esparcimiento (scattering). La atenuación corresponde a la pérdida de energía debida a estos dos últimos procesos.

El factor de calidad Q es el parámetro comúnmente usado en sismología para estimar la pérdida de energía. Sin embargo, las funciones de atenuación obtenidas a través de Q, no permiten evaluar de manera explícita la reducción de las amplitudes cercanas a la superficie, debidas a variaciones en las condiciones geológicas bajo cada estación de registro.

Esta reducción de las amplitudes puede determinarse a través del uso del parámetro de decaimiento espectral kappa (κ), el cual se puede descomponer en la atenuación cercana a la superficie bajo el sitio de registro ($\kappa_0(z)$) y la atenuación promedio fuente-estación ($\kappa(r)$).

Por otro lado, existen varios métodos y pruebas experimentales que pueden usarse para medir las propiedades del suelo. Entre ellas hay pruebas de laboratorio y de campo (*in situ*).

Las pruebas de laboratorio son realizadas con muestras de suelo tomadas en el campo y tienen la desventaja, de que son costosas y se modifican las condiciones iniciales de la muestra (ej. perforaciones o pozos). Las pruebas *in situ* son realizadas en el sitio sin cambiar las condiciones del suelo.

Las propiedades geotécnicas del terreno, se pueden obtener utilizando mediciones *in situ* con métodos sísmicos no destructivos tales como la Técnica del Decremento Aleatorio (TDA). Esta técnica, permite determinar *in situ* algunos parámetros de suelos con depósitos sometidos a diferentes niveles de esfuerzos, entre los que se encuentran el período dominante (T_d) y el amortiguamiento intrínseco de los materiales (ξ).

Tanto el parámetro de decaimiento espectral kappa cerca de la superficie ($\kappa_0(z)$), como el período dominante (T_d) y el amortiguamiento intrínseco de los materiales (ξ) , permiten caracterizar la respuesta del sitio al paso de las ondas sísmicas y siempre han sido estudiados de manera independiente, sin embargo, varios estudios han demostrado la importancia de hacer un análisis conjunto de las diferentes propiedades de los suelos (físico-mecánicas, dinámicas, sismológicas, etc.) y su influencia en la amplificación de la señal sísmica.

I.2. Objetivos

Los objetivos de este trabajo, son:

Hacer un estudio de atenuación y respuesta sísmica en el noreste de Sonora para:

1. Determinar el parámetro de decaimiento espectral (κ) y su valor específico cerca de la superficie ($\kappa_0(z)$), para sitios litológicamente diferentes, dentro de la región de estudio.

2. Analizar las ventajas y limitaciones de la Técnica del Decremento Aleatorio (TDA), para determinar *in situ*, el amortiguamiento (ξ) y el período dominante de los suelos (T_d).
3. Determinar relaciones empíricas que permitan relacionar $\kappa_0(z)$ y ξ determinado este último mediante el uso de la TDA.
4. Utilizar las propiedades de la atenuación y efectos de sitio, previamente estimadas para modelar la respuesta sísmica local del terreno.

Para lograr estos objetivos, analicé el decaimiento de las amplitudes espectrales a altas frecuencias para determinar el parámetro de decaimiento espectral κ. Como este parámetro incluye tanto la atenuación promedio en la trayectoria fuente-estación, como la atenuación cercana al sitio bajo la estación de registro, se separan estos efectos del valor de κ estimado, calculando curvas empíricas que describen el comportamiento de κ con la distancia ($\kappa(r)$). Estas curvas a su vez nos permiten estimar κ cerca de la superficie ($\kappa_0(z)$) para cada estación analizada y para grupos de estaciones con características litológicas semejantes, por extrapolación de la curva a la distancia igual a cero. Adicionalmente estudié la posible dependencia de κ con el tamaño de los sismos analizados.

El amortiguamiento (ξ) y el período dominante de los suelos (T_d), los determiné mediante el uso de la Técnica del Decremento Aleatorio (TDA). Esta es una técnica de procesamiento no convencional de series de tiempo, que ofrece la novedad de que un sistema puede ser identificado conociendo solamente su respuesta, por lo que su aplicación en la determinación de las propiedades de los suelos a partir de registros de terremotos, la hace muy atractiva.

Como ξ y $\kappa_0(z)$ representan el decaimiento de las amplitudes de las ondas sísmicas debido a pérdidas de energía dentro del material, suponemos que están relacionados con el término de atenuación intrínseco del factor de calidad Q. Para entender la relación entre estos parámetros, derivo una relación teórica para un

modelo simple de una capa de suelo sobre un semi-espacio infinito y la comparo con la ecuación obtenida experimentalmente.

Finalmente, partiendo de los valores de los parámetros T_d, ξ y $\kappa_0(z)$ previamente calculados, utilicé el método de propagación de ondas mediante matrices de rigidez para modelar la estructura somera bajo las estaciones de registro. La ventaja que ofrece este método, es que permite modelar sistemas de varias capas usando todo el campo de ondas P, SV y SH, así como diferentes ángulos para la onda incidente en la base de los estratos. Además se puede seguir fácilmente la evolución del campo de ondas a medida que este avanza a través de las interfases del sistema de capas analizado.

I.3. Caracterización del área de estudio

Según el mapa de regionalización sísmica de México (Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana, 2001), la región noreste de Sonora está catalogada dentro de la zona tipo B, considerada como de sismicidad moderada a baja, o bien sujeta a aceleraciones del terreno que no rebasan el 70% de la aceleración de la gravedad. Esta regionalización se realizó empleando los registros históricos de grandes sismos en México, los catálogos de sismicidad y datos de aceleración del terreno como consecuencia de sismos de gran magnitud. Sin embargo en este mismo trabajo, y como resultado de la superposición de todos los mapas disponibles de intensidades de sismos mexicanos de gran magnitud y que ocurrieron entre 1845 y 1985, es posible tener una apreciación un poco más realista de los diferentes niveles de peligro sísmico en la zona, los cuales pueden variar entre VI y XII grados en la escala de Mercalli Modificada.

La región noreste de Sonora, está caracterizada por la existencia de un sistema de fallas normales con dirección norte-sur, distribuidas en el límite oeste de la Sierra

Madre Occidental. Este sistema de fallas fue el responsable de la ocurrencia en la región, del sismo del 3 de mayo de 1887 con magnitud de momento 7.5 ± 0.3. Ese terremoto rompió tres segmentos del sistema conocidos como Otates, Teras y Pitáycachi, generando una traza en superficie de 101.8 km de largo (Suter y Contreras, 2002). El poblado de Bavispe se vio destruido debido a la ocurrencia de este sismo donde se reportaron 42 víctimas fatales de una población total de 700 habitantes (Suter, 2006). Algunos poblados construidos sobre las márgenes de ríos sufrieron daños severos, mientras que otros ubicados sobre suelos firmes, sufrieron daños más leves.

Para estudiar la sismicidad del noreste de Sonora y con el objetivo de documentar la sismicidad regional asociada con las fallas que rompieron durante la ocurrencia del sismo de 1887, Castro *et al.* (2002), instalaron la Red Sísmica del Noreste de Sonora (RESNES), la cual consta de 9 estaciones digitales con registros de aceleración en tres componentes (NS, EW y vertical) y una componente vertical de velocidad. Esta red desde el año 2002 hasta la fecha, ha registrado numerosos terremotos de diferentes magnitudes, demostrando que existe actividad sísmica reciente en la región.

De acuerdo con las características fisiográficas reportadas por el Instituto Nacional de Estadísticas, Geografía e Información [INEGI] (2006), las estaciones de RESNES están ubicadas en dos de las provincias fisiográficas que conforman la región: La Sierra Madre Occidental, que consiste en una gran estructura ígnea orientada NW-SE. Su flanco Oeste es más irregular que el del Este debido al fallamiento presente en esta región. El Precámbrico está representado por rocas metamórficas que son la base de las montañas. Las eras Paleozoica y Mesozoica están representadas por rocas calizas y rocas detríticas con diferentes grados de metamorfismos. La provincia de Cuencas y Cordilleras, que cubre la parte Oeste de la región de estudio, contiene rocas calizas del Paleozoico, rocas detríticas calcáreas y cuerpos intrusivos de composición ácida del Mesozoico. En esta

provincia, las rocas volcánicas ácidas y básicas del Cenozoico y conglomerados del terciario forman colinas con pendientes suaves.

Castro, *et al.* (2010), localizaron sismos locales y regionales, registrados por la red RESNES para lograr una mejor definición del patrón de fallas activas en dicha región. Usando además de los datos de RESNES, la información de la Red Sismológica NARS-Baja y de estaciones de los EUA, ubicadas a 150 km de la frontera México-Estados Unidos, relocalizaron los epicentros de alrededor de 600 terremotos ocurridos entre 2003 y 2007, encontrando que al parecer, actualmente no hay actividad sísmica en la parte norte de dicho sistema de fallas, puesto que la mayoría de los eventos se encuentran al oeste de la traza de las fallas Teras y Otates. Además, el área de microsismicidad se ha incrementado hacia el sur del sistema, activando las fallas Villa Hidalgo y Granados localizadas al sur del área de ruptura del sismo de 1887 (Castro *et al.,* 2010, fig. 7).

Estudios previos de atenuación en la región noreste de Sonora, fueron realizados por Condori (2006) y Castro *et al.* (2008 y 2009), los cuales estimaron el factor de calidad Q usando ondas de cuerpo de terremotos locales y regionales registrados por RESNES entre 2003 y 2004. Ellos encontraron que en la región de la ruptura del sismo de 1887, $Q_p = 20.8f^{1.1}$ y $Q_s = 83.8f^{0.9}$ en el rango de frecuencias de 0.63 a 63.1 Hz. El valor de $Q_p/Q_s > 1.9$ reportado, sugiere que el scattering puede ser un mecanismo importante que controla el decaimiento observado de las amplitudes espectrales con la distancia.

Cabe hacer notar que no se tienen reportes de estudios relacionados con la respuesta sísmica del suelo, ni con la determinación de las propiedades geotécnicas de los mismos en la región noreste de Sonora.

I.4. Estructura de la tesis

Esta tesis se ha dividido en seis capítulos, primeramente, doy una breve introducción general al tema de estudio, planteo los objetivos específicos de este trabajo y la forma en que se pretende lograrlos (Capítulo I).

En el Capítulo II, hago un estudio de la atenuación en la región noreste de Sonora, a través de la estimación del parámetro de decaimiento espectral (κ). A partir de κ, se obtienen las curvas de atenuación en función de la distancia r, así como su valor específico cerca de la superficie ($\kappa_0(z)$), para sitios con características litológicas diferentes bajo las estaciones de registro. También hago comparaciones entre los resultados obtenidos, para caracterizar las estaciones en grupos con comportamientos diferentes. Los resultados de este Capítulo se encuentran publicados en Fernández *et al.* (2010) y los describiré en mayor detalle en el Capítulo II.

En el Capítulo III, hago uso de la Técnica del Decremento Aleatorio (TDA) para determinar tanto el valor del amortiguamiento (ξ), como el período dominante (T_d) de los suelos del área de estudio. Esta técnica fue previamente utilizada para comparar los valores obtenidos de T_d, con los valores de T_d calculados haciendo uso de cocientes espectrales. Discuto además el uso de diferentes partes de los sismogramas (fases sísmicas) para encontrar la o las partes que contienen la mejor información de la respuesta del sistema.

En el capítulo IV analizo la posible relación entre valor específico de κ cerca de la superficie ($\kappa_0(z)$) y el amortiguamiento (ξ), con el fin de obtener una ecuación empírica que los relacione, y para poder hacer una mejor interpretación de los procesos que se ponen de manifiesto en la región.

En el Capítulo V, utilizo los valores de las propiedades de atenuación y efectos de sitio, estimadas, para modelar la estructura somera de las primeras capas de la corteza bajo el área cubierta por las estaciones de RESNES.

Por último en el Capítulo VI, doy las conclusiones finales y generales de todo el trabajo de investigación, así como algunas recomendaciones.

Capítulo II

Determinación del parámetro de decaimiento espectral κ y de su valor específico cerca de la superficie $\kappa_0(z)$, para sitios litológicamente diferentes.

II.1. Introducción

Los registros sísmicos presentan algunas características comunes que reflejan el mecanismo de la fuente y la influencia de la trayectoria de propagación de las ondas; pero las diferentes condiciones regionales y locales pueden producir diferencias significativas en el contenido espectral de estos registros. De ahí que una manera de describir el movimiento fuerte del suelo inducido por terremotos sea a través de los espectros de Fourier, especialmente en términos de la aceleración.

Por lo general el espectro de aceleración es descrito partiendo del modelo de la fuente sísmica propuesto por Brune (1970), conocido como modelo ω^2, donde ω es la frecuencia angular ($\omega = 2\pi f$), según el cual el desplazamiento como función del tiempo está directamente relacionado con los esfuerzos efectivos disponibles para acelerar ambos lados de una falla. El modelo de Brune (1970), propone un decaimiento en el espectro de la fuente a altas frecuencias inversamente proporcional a ω^2 y presenta el concepto de caída parcial de esfuerzos con frecuencias intermedias decayendo más lentamente que $1/\omega$. Este modelo provee las bases para entender mejor las características del espectro a altas frecuencias, lo cual es de particular interés en la ingeniería sismológica.

La forma del espectro de aceleración para ondas de corte a una distancia R de la falla con momento sísmico M_0, se puede obtener a través de la siguiente expresión (Boore, 1983):

$$A(\omega) = C * M_0 * S(\omega, \omega_0) * P(\omega, \omega_m) * \frac{e^{-\omega R/2Q_0\beta}}{R} \quad (1)$$

Donde Q_0 es el factor de calidad y C es una constante que lleva implícitos varios parámetros relacionados de la siguiente manera:

$$C = \frac{R_{\theta\varphi} * F * V}{4\pi\rho\beta^3} \quad (2)$$

$R_{\theta\varphi}$ representa la contribución del patrón de radiación, F es la amplificación debida a la superficie libre, V es un factor de reducción que cuantifica la partición de la energía entre las dos componentes horizontales del movimiento, ρ es la densidad y β es la velocidad de las ondas de corte.

El espectro de desplazamiento, siguiendo el modelo ω^2 (Brune, 1970) está dado por:

$$S(\omega, \omega_0) = \frac{\omega^2}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2} \quad (3)$$

Esta expresión tiene las características de un filtro pasa altas, siendo ω_0 la frecuencia de esquina.

El término $P(\omega, \omega_m)$ introduce una segunda frecuencia ω_m a partir de la cual el espectro de aceleración comienza a decaer exponencialmente. Hanks (1979), advirtió de la existencia de esta segunda frecuencia a la que denominó $f_{máx}$

($f_{máx} = \omega_m/2\pi$) y que por lo general es mayor que la frecuencia de esquina f_0 ($f_0 = \omega_0/2\pi$).

$$P(\omega, \omega_m) = \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_m}\right)^{2S}\right]^{-1/2} \quad (4)$$

donde S controla la rapidez del decaimiento a altas frecuencias, y al cual se le asigna el valor de 4 basado en espectros observados (Boore, 1983).

De acuerdo con la ecuación (1), el espectro de aceleración es plano para frecuencias mayores que la frecuencia de esquina f_0 y menores que la frecuencia $f_{máx}$ y luego decae rápidamente por encima de esa segunda frecuencia. Hanks (1982), ilustra este comportamiento con varios ejemplos observados en espectros de aceleración de sismogramas reales y concluye que $f_{máx}$ generalmente se encuentra en la banda de frecuencias entre 10 y 20 Hz, al menos para los terremotos de California y que su origen se debe a las condiciones locales del sitio de registro.

En la Figura 1 muestro un ejemplo de un espectro de aceleración calculado para un sismo ocurrido en el noroeste de Sonora, México, el 20 de septiembre de 2003, con una magnitud por duración M_D = 2.0. El sismo se localizó a una distancia aproximada de 26 km de la estación Ojos Calientes. En la parte superior de la figura se muestran los tres registros de aceleración en las componentes (EW-rojo, NS-azul y Vertical-verde). Las líneas negras marcan la ventana de ondas S seleccionada. En la parte inferior de la figura se comparan los espectros de Fourier normalizados de las tres componentes con un espectro teórico calculado según la ecuación (1) (a la izquierda, usando el registro completo y a la derecha usando solamente la ventana de ondas S). Para el cálculo del espectro teórico se tomaron los valores de las constantes reportadas por Hanks y McGuire (1981) y

Boore (1983): $R_{\theta\varphi} = 0.63$; $F = 2$ y $V = 1/\sqrt{2}$. Para la densidad se tomó el valor de $\rho = 2.5\ g/cm^3$ y para la velocidad de las ondas de corte $\beta = 3.5\ km/s$. El valor de $f_0 = 8\ Hz$ fue el calculado para la estación OJO en este trabajo y se consideró un $Q = 544$ para la región correspondiente a f_0, calculado según la ecuación dada por Castro *et al.* (2008). El momento sísmico $M_0 = 2.5 * 10^{19}\ dina - cm$ se calculó a partir de la magnitud del sismo, usando la expresión dada por Bakun (1984), para sismos con $1.0 \leq M_D \leq 3.5$. Como se puede observar, a pesar de que no se suavizaron, en ambos casos los espectros calculados muestran el comportamiento descrito anteriormente y además el valor de $f_{máx}$ se observa aproximadamente a los 15 Hz, exactamente en el medio del intervalo de frecuencias establecido para $f_{máx}$ por Hanks (1982).

El origen del decaimiento del espectro a frecuencias mayores que $f_{máx}$, ha sido estudiado por diversos autores, de los cuales algunos lo atribuyen a las propiedades de la fuente y otros lo consideran una propiedad de las condiciones locales del sitio.

Papageorgiou y Aki (1983), propusieron un modelo de la fuente, en el cual la superficie de la falla se considera compuesta por un conjunto de grietas circulares que representan áreas localizadas de deslizamientos, separadas unas de otras por barreras. El movimiento fuerte del suelo es generado por la ocurrencia aleatoria y estacionaria de esas rupturas localizadas, que se propagan como un frente de ruptura.

Igualmente el espectro de aceleración de las ondas de cuerpo directas se describe por un valor P_0 en su parte plana, caracterizada por frecuencias mayores que f_0 y menores que $f_{máx}$; y por un ancho de banda efectivo entre esas dos frecuencias características. Sin embargo de acuerdo a este modelo $f_{máx}$ es debida a la no-elasticidad de la falla durante el proceso de ruptura y su valor es inversamente

proporcional al tamaño de la zona cohesiva que detiene la propagación de la ruptura de las grietas localizadas.

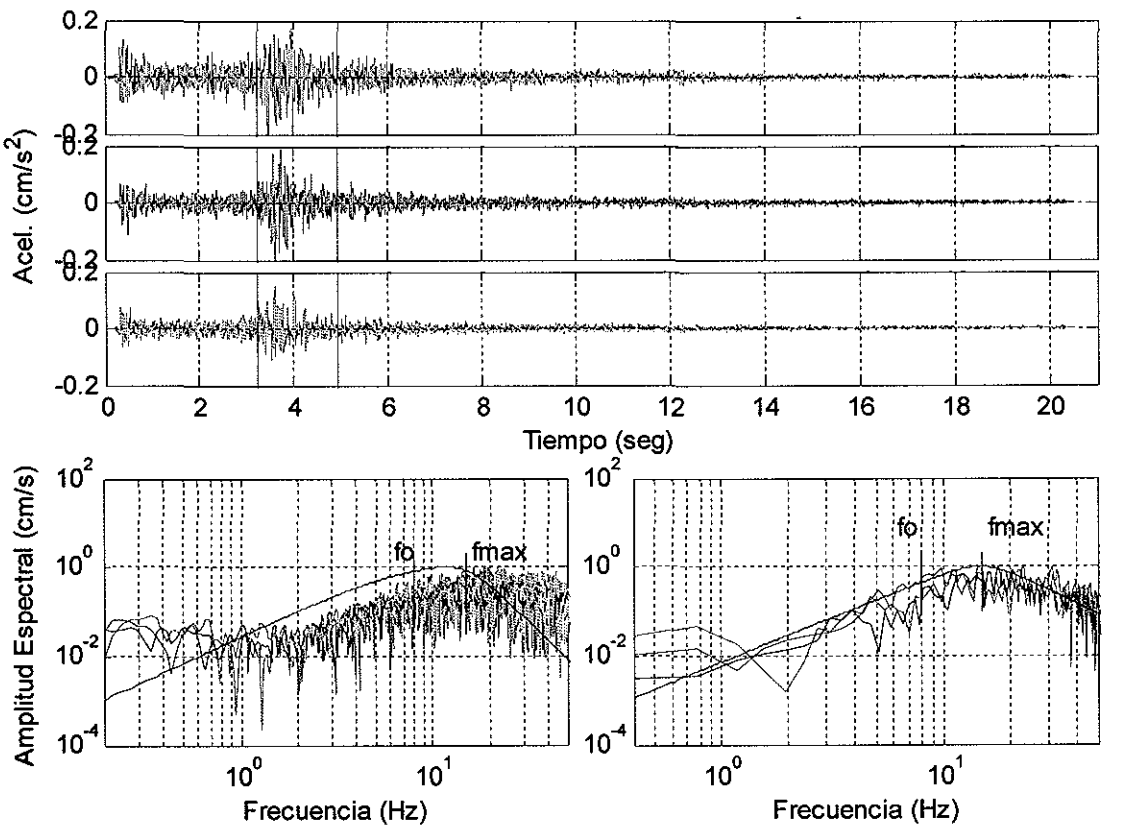

Figura 1. Ejemplo de un espectro de aceleración calculado para el sismo del 20 de septiembre de 2003, ocurrido en el noroeste de Sonora, México, con magnitud por duración $M_D = 2.0$. El sismo se localizó a una distancia aproximada de 26 km de la estación Ojos Calientes. En la parte superior se muestran los tres registros de aceleración en las componentes (EW-rojo, NS-azul y Vertical-verde). Las líneas negras marcan la ventana de ondas S seleccionada. En la parte inferior se comparan los espectros de Fourier de las tres componentes con un espectro teórico (en negro), calculado según la ecuación (1). Del lado izquierdo se muestran los espectros calculados usando todo el registro del sismo y del lado derecho usando solamente la ventana de ondas S.

Anderson y Hough (1984), definieron el parámetro de decaimiento espectral κ para describir la forma del decaimiento espectral a altas frecuencia. Según este modelo el decaimiento por encima de $f_{máx}$ es debido tanto al efecto de la trayectoria de propagación como al efecto de la atenuación cercana a la superficie, en el sitio de registro.

Otros autores como Petukhin y Irikura (2000), proponen que el decaimiento espectral es controlado por el efecto de la fuente.

Tsai y Chen (2000), proponen que el decaimiento a altas frecuencias es una combinación del efecto de la fuente y de la atenuación cercana al sitio de registro; y consideran que la contribución de la trayectoria de propagación es pequeña.

Castro *et al.* (2000a), analizaron un conjunto de datos cercanos a la fuente en la región de Umbria-Marche, Italia, y sugieren que la variabilidad en los valores de κ calculados, pueden ser producto de la trayectoria de propagación cercana a la fuente.

Más recientemente, Purvance y Anderson (2003) encontraron que en la zona de subducción de Guerrero, México, κ resulta de la contribución de dos componentes. Una componente está relacionada con el sitio de registro (κ_{site}) y corresponde con el valor promedio de κ para cada estación. La otra componente se relaciona con los eventos registrados (κ_{event}) y se calcula como el valor promedio de κ para cada evento. Se encontró que κ_{event} es en promedio 4.5 milisegundos menor en fallas normales que en fallas inversas.

Debido a que es del interés de este trabajo estudiar la respuesta sísmica del suelo, utilicé el modelo de Anderson y Hough (1984), para representar la forma del espectro de aceleración a altas frecuencias y estimar el parámetro de decaimiento espectral κ. Este parámetro así descrito, tiene en cuenta los efectos de trayectoria

y del sitio, no obstante, consideré que el mismo puede tener cierta dependencia de las dimensiones de la fuente.

II.2. Método

En esta tesis, la forma del espectro de aceleración $A(f)$ a altas frecuencias se modela en escala semi-logarítmica a través de la ecuación (Anderson y Hough, 1984):

$$A(f) = A_0 e^{-\pi \kappa f} \; ; \; f > f_E \tag{5}$$

donde A_0 depende de las propiedades de la fuente, la distancia epicentral y otros factores relacionados con la trayectoria; f_E es la frecuencia por encima de la cual la forma espectral decae exponencialmente; y κ es el parámetro de decaimiento espectral.

El empleo de una escala semi-logarítmica permite la clara identificación del valor de f_E y de la frecuencia en que el decaimiento exponencial se ve afectado por el ruido de fondo en la estación.

Para analizar la dependencia de κ con la distancia (r) y el sitio (z), utilicé el modelo propuesto por Anderson (1991), donde los valores de κ estimados para cada estación son representados por una función $\kappa(r, z)$ que describe la dependencia con la distancia de κ, en un sitio determinado z. En este modelo, la función $\kappa(r)$ que describe la dependencia con la distancia de κ se supone que es la misma para todos los sitios, y la atenuación cerca de la superficie $\kappa_0(z)$ se supone que es única para cada sitio y depende de las condiciones geológicas cercanas a la estación de registro.

La formulación matemática de este modelo se puede escribir como:

$$\kappa(r,z) = \kappa(r) + \kappa_0(z) \tag{6}$$

Para estimar la función $\kappa(r,z)$, seguí el método numérico descrito por Castro *et al.* (1990), el sistema (6) se escribió en forma matricial como:

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 1 & 0 & \cdot \\ 0 & 1 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 1 & 0 & \cdot \\ 0 & 1 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & 1 & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ w_1 & 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{-w_2}{2} & \frac{-w_2}{2} & \frac{-w_2}{2} & 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \frac{-w_2}{2} & w_2 & \frac{-w_2}{2} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{bmatrix} \begin{bmatrix} K_{11} \\ K_{12} \\ K_{13} \\ \vdots \\ K_{ij} \\ K_{01} \\ K_{02} \\ \vdots \\ K_{0z} \\ \vdots \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D^1 \\ D^2 \\ \vdots \\ D^N \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \tag{7}$$

Donde D^N son los valores de κ estimados previamente de los registros, K_{ij} son valores discretos de la función desconocida $\kappa(r,z)$; K_{0z} es el valor κ_0 en la estación z, y N es el número de observaciones de κ.

La única restricción que se impuso es que $\kappa(r)$ debe ser una función suave de r. En este caso el factor de ponderación w_1 se utiliza para restringir que el valor de $K_{11} = 0$ en $r = 0$. Por su parte w_2 permite suavizar la función $\kappa(r)$ imponiendo un peso a la segunda derivada, su valor se selecciona visualmente comparando diferentes soluciones.

El sistema de ecuaciones (7) se resuelve mediante un algoritmo de inversión por descomposición en valores singulares (DVS), donde la solución se expresa en términos de mínimos cuadrados como:

$$K = (A^T A)^{-1} A^T D \tag{8}$$

donde, comparando con el sistema (7), K es el vector de soluciones que contiene la función con la distancia K_{ij} y los valores específicos de K_{0z} para cada estación; D contiene los datos D^N y A es la matriz de sensibilidad.

El programa utilizado fue NOPBRG, escrito en lenguaje Fortran, y fue desarrollado por Castro *et al.* (1990).

Aunque a altas frecuencias se supone que las amplitudes espectrales no están afectadas por el efecto de la fuente, consideré que κ también puede depender del tamaño de los terremotos, e incluí esta consideración en la ecuación (6):

$$\kappa(r, M_D, z) = \kappa(r, M_D) + \kappa_0(z) \qquad (9)$$

Como medida del tamaño de los sismos, calculé la magnitud por duración (M_D) de los eventos analizados usando la ecuación obtenida por González y García (1986):

$$M_D = 2.2 log T - 0.85 \qquad (10)$$

La duración (T) de los eventos se mide desde el inicio del primer arribo de las ondas P hasta que la razón señal-ruido toma un valor menor que 2.

Para encontrar la dependencia funcional de κ con r y M_D y la contribución de $\kappa_0(z)$ cerca de la superficie utilicé un enfoque no paramétrico similar al propuesto por Anderson y Lei (1994). Este tipo de enfoque es una buena opción en casos en los que no se sabe mucho sobre el modelo analítico, que permita representar los datos observados y brinde la posibilidad de ajustar los parámetros observados dentro de los rangos que estos presentan en los datos. Al usar un modelo no paramétrico las observaciones no son forzadas a seguir un modelo físico predeterminado.

La ecuación (9) representa un sistema de ecuaciones, el lado izquierdo corresponde a las estimaciones de κ en la estación z de un terremoto registrado a la distancia epicentral r y con magnitud M_D. Según nuestro modelo este sistema de ecuaciones se puede escribir en forma matricial como:

$$\begin{bmatrix} C_{11}^1 & C_{12}^1 & \cdots & C_{ij}^1 \\ C_{11}^2 & C_{12}^2 & \cdots & C_{ij}^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ C_{11}^N & C_{12}^N & \cdots & C_{ij}^N \\ w_{11}^1 & w_{12}^1 & \cdots & w_{ij}^1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ w_{11}^P & w_{12}^P & \cdots & w_{ij}^P \end{bmatrix} \begin{bmatrix} K_{11} \\ K_{12} \\ \vdots \\ K_{ij} \\ K_{01} \\ K_{02} \\ \vdots \\ K_{0z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D^1 \\ D^2 \\ \vdots \\ D^N \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \tag{11}$$

Para la distancia r en el intervalo $R_l \leq r \leq R_{l+1}$ y magnitud M_D en el intervalo $M_k \leq M_D \leq M_{k+1}$, donde R es un vector dado de distancias con J elementos y M es un vector dado de magnitudes con I elementos:

$$\begin{aligned} C_{i-1j-1}^N &= \frac{(M_{k+1} - M_D)}{(M_{k+1} - M_k)} * \frac{(R_{l+1} - r)}{(R_{l+1} - R_l)} \\ C_{i-1j}^N &= \frac{(M_{k+1} - M_D)}{(M_{k+1} - M_k)} * \frac{(r - R_l)}{(R_{l+1} - R_l)} \\ C_{ij-1}^N &= \frac{(M_D - M_k)}{(M_{k+1} - M_k)} * \frac{(R_{l+1} - r)}{(R_{l+1} - R_l)} \\ C_{ij}^N &= \frac{(M_D - M_k)}{(M_{k+1} - M_k)} * \frac{(r - R_l)}{(R_{l+1} - R_l)} \end{aligned} \tag{12}$$

En la ecuación (11), nuevamente D^N representan los valores de κ estimados previamente, K_{ij} son valores discretos de la función desconocida $\kappa(r, M_D, z)$; K_{0z} es el valor κ_0 en la estación z, y N es el número de observaciones de κ.

Para que $\kappa(r, M_D, z)$ sea una superficie suave, incorporé restricciones de suavizado que consisten en imponer un peso a la primera y segunda derivadas de

K_{ij} con respecto a la distancia y a la magnitud, mediante aproximación por diferencias finitas. Estas restricciones se expresan como:

$$\begin{aligned} w_1(K_{ij} - K_{i+1j}) &= 0, \qquad i = 1, 2, \ldots, I-1 \\ w_2(K_{ij} - K_{ij+1}) &= 0, \qquad j = 1, 2, \ldots, J-1 \\ w_1(K_{ij} - 2K_{i+1j} + K_{i+2j}) &= 0, \qquad i = 1, 2, \ldots, I-2 \\ w_2(K_{ij} - 2K_{ij+1} + K_{ij+2}) &= 0, \qquad j = 1, 2, \ldots, J-2 \end{aligned} \tag{13}$$

y se incluyen en las últimas P líneas de la matriz de sensibilidad de la ecuación (11), donde w_1 y w_2 son los factores de ponderación de la magnitud y la distancia, respectivamente, y $P = I + J - 4$.

Utilicé tres valores diferentes para w_1 y w_2 de acuerdo con Anderson y Lei (1994): 0.1 para un suavizado ligero (para la primera derivada), 1.0 para un suavizado intermedio (para la primera derivada) y 2.0 para un suavizado fuerte (para la segunda derivada). A pesar de que los resultados obtenidos son similares con los tres criterios, teniendo en cuenta las características y el número de datos utilizados en este trabajo y con el solo propósito de evitar los valores extremos, finalmente, decidí utilizar un criterio de suavizado intermedio con $w_1 = w_2 = 1$.

El vector R se seleccionó tomando valores de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85 90, 95, y 100 km, y el vector M tomó los valores de 0.25, 0.5, 0.75, 1.00, 1.25, 1.50, 1.75, 2.00, 2.25, 2.50, 2.75, 3.00, 3.25 3.50, 3.75 y 4.00. La ecuación (8) se resolvió usando un algoritmo de mínimos cuadrados no negativos.

El modelo antes descrito se implementó en el programa KFIT, desarrollado en lenguaje Matlab.

Cabe destacar que el programa KFIT se utilizó conjuntamente con NOPBRG para resolver el sistema (6), sin tener en cuenta la influencia del tamaño de los sismos y para decidir con cuál de los dos modelos se lograba un mejor ajuste.

II.3. Datos

La Red Sísmica del Noreste de Sonora (RESNES), cuenta con 9 estaciones digitales equipadas con grabadoras modelo K2 de Kinemetrics, conectadas a acelerómetros EpiSensor de tres componentes (norte-sur, este-oeste y vertical) y a un sismómetro L4C que registra la componente vertical de la velocidad del suelo (Castro *et al.*, 2002). En la Figura 2 se muestran las estaciones de RESNES, en el contexto tectónico regional. Los códigos de las estaciones son: BAC-Bacadéhuashi, VHI-Villa Hidalgo, NAC-Nacozari, DIV-Divisaderos, ELO-Las Eloisas, MOC-Moctezuma, MOR-Morelos, OAX-Oaxaca y OJO-Ojos Calientes. Se destacan además, los tres segmentos de falla que rompieron durante la ocurrencia del sismo de 1887 (PF-Pitáycachi, TF-Teras y OF-Otates); y los principales poblados de la región. La estrella en la figura, indica la localización epicentral de dicho sismo.

La Figura 3, muestra las componentes horizontales en la dirección NS de un sismo registrado simultáneamente por las estaciones BAC, DIV, MOC y NAC. Cabe destacar que las componentes verticales no se utilizaron en esta parte del trabajo, debido a que solamente usamos ventanas de ondas S las cuales se pueden identificar con mejor claridad en las componentes horizontales.

Seleccioné 1183 registros (575 en la componente NS y 608 en la componente EW), de 625 eventos registrados en la región entre los años 2003 y 2005. El número de registros por estación varió entre 31 y 150, todos con razón señal-ruido alta y arribos claros de ondas S.

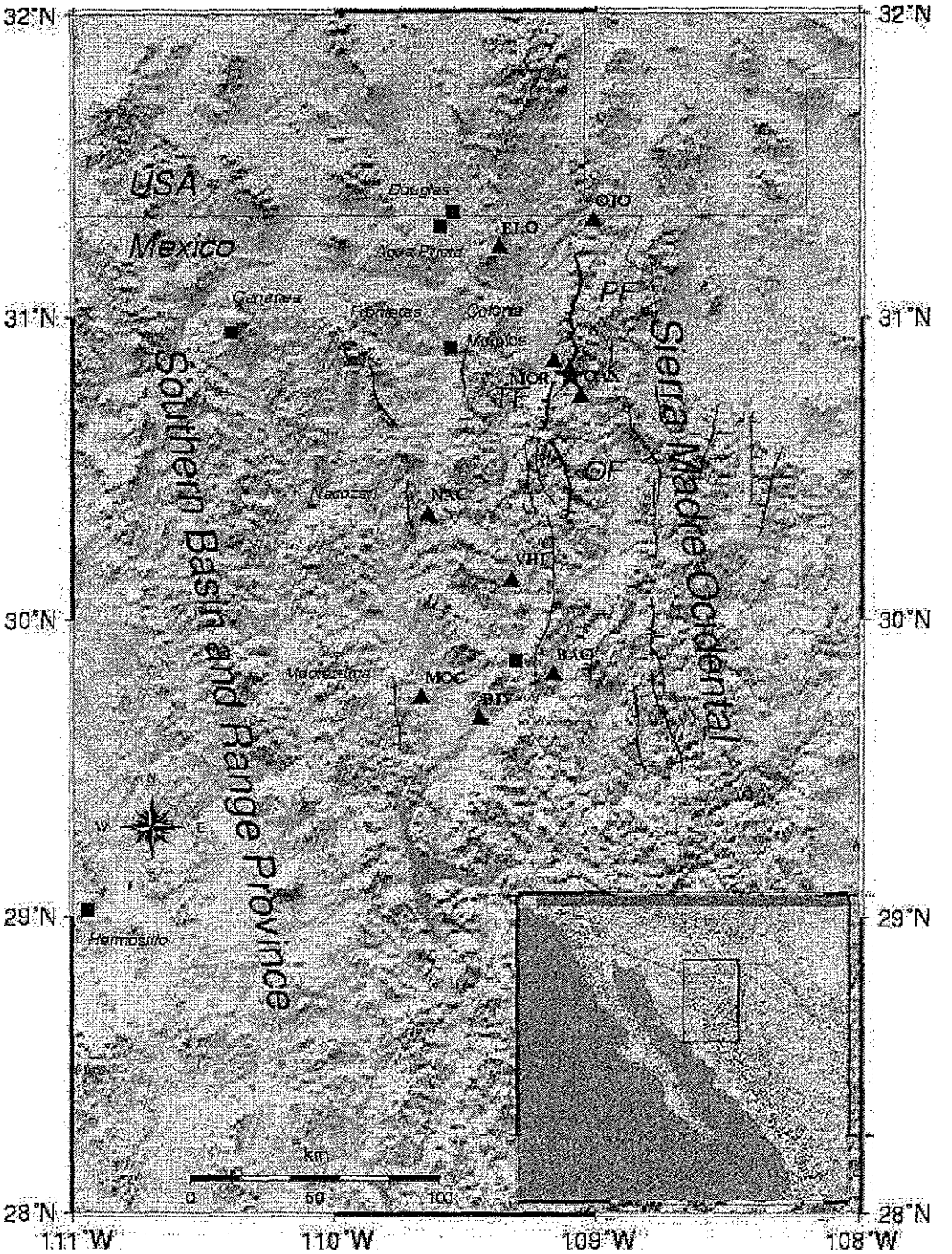

Figura 2. Distribución de las estaciones de RESNES (triángulos); de los segmentos de fallas que rompieron durante la ocurrencia del sismo de 1887(PF-Pitáycachi, TF-Teras y OF-Otates); y de los principales poblados de la región (cuadrados). La estrella indica la localización epicentral del sismo del 3 de mayo de 1887.

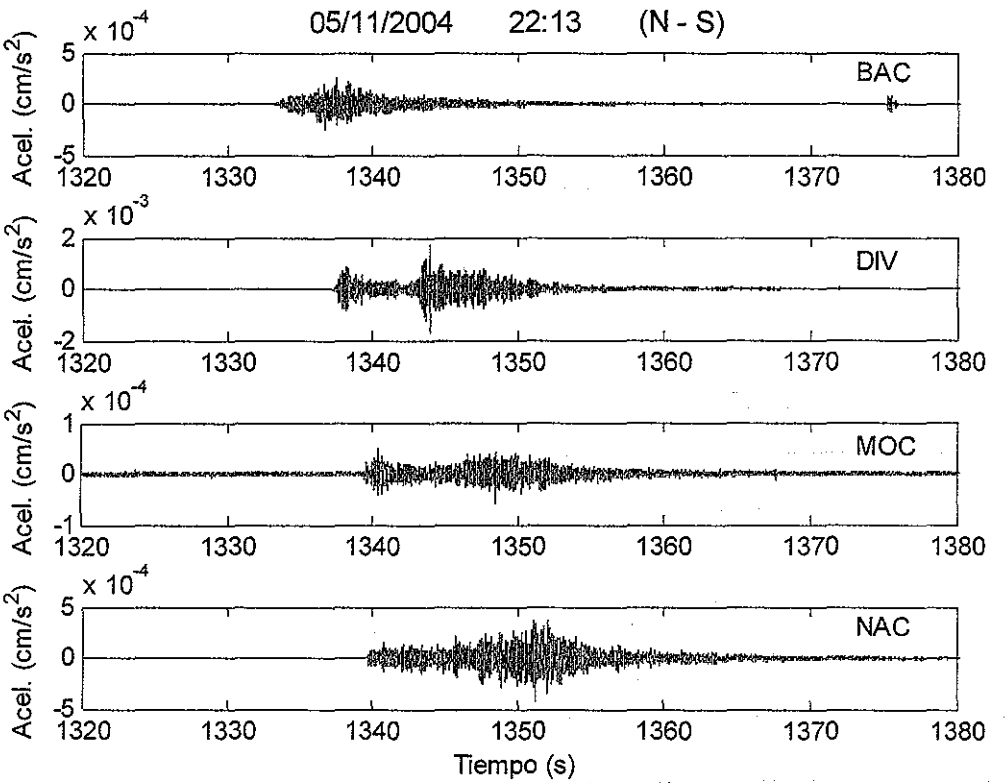

Figura 3. Ejemplo de las componentes NS de un sismo registrado en varias estaciones (BAC, DIV, MOC y, NAC). El evento ocurrió el 5 de noviembre de 2004 a las 22:13 y tuvo una magnitud promedio de 2.47.

En la Figura 4 se comparan los espectros de amplitud de Fourier de la ventana de onda S y una ventana de ruido de igual longitud, de la componente NS de aceleración de un sismo registrado a 20.5 km de la estación DIV, el 27 de septiembre de 2004 (Izquierda) y de un sismo registrado a 21.2 km de la estación BAC, el 20 de julio de 2003 (Derecha). El registro en DIV muestra una razón señal-ruido alta con valores entre 10^1 y 10^3 aproximadamente para frecuencias mayores de 3 Hz. El registro en BAC muestra una razón señal-ruido con valor cercano a 1 para frecuencias mayores de 10 Hz, lo que demuestra que en este caso el ruido y la señal tiene amplitudes similares lo cual hace más difícil la identificación de las fases sísmicas y puede afectar directamente el cálculo de los

parámetros que queremos determinar. Los registros con comportamiento similar a este ejemplo fueron eliminados del análisis.

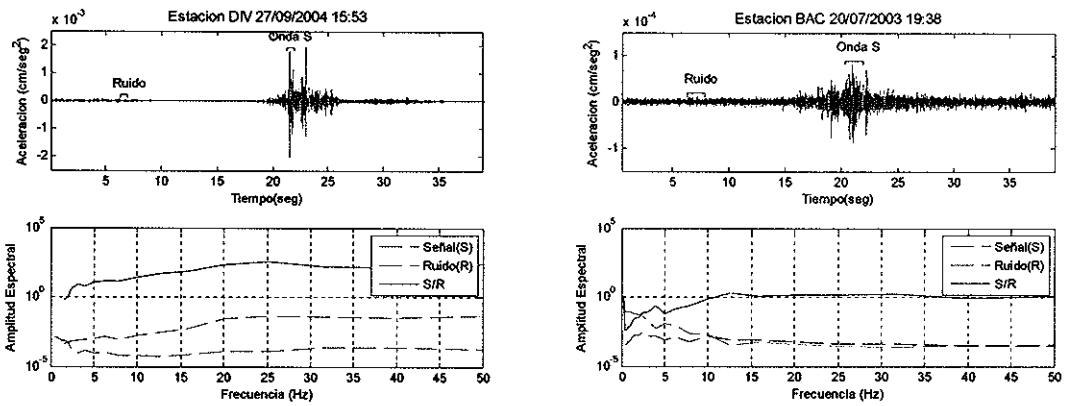

Figura 4. Comparación de los espectros de amplitud de Fourier de la ventana de onda S (en azul) y una ventana de ruido de igual longitud (en rojo), de la componente NS de aceleración de un sismo registrado a 20.5 km de la estación DIV, el 27 de septiembre de 2004 (Izquierda) y de un sismo registrado a 21.2 km de la estación BAC, el 20 de julio de 2003 (Derecha). Se muestra el cociente Señal/Ruido entre ambos espectros (en negro).

Los eventos seleccionados cubren un rango de magnitud entre 0.5 y 3.5 y de distancia entre 0 y 100 km (Figura 5). En este rango de distancias las trayectorias de propagación fuente-estación se encuentran en su mayoría confinadas dentro de la corteza, y en los registros sísmicos se ve reflejada una mayor influencia de la parte superficial de la misma. No todos los sismos analizados fueron localizados, debido a que algunos eventos fueros registrados por solo una o dos estaciones. Las distancias epicentrales las calculé con la diferencia de los tiempos de arribo entre la onda S y la P.

Cabe señalar que de los sismos analizados solo 414 están contemplados en esta figura, ya que al resto no se le pudo determinar la magnitud debido a imprecisiones a la hora de medir el largo del sismograma. En la Figura 5 el conjunto de los datos seleccionados ofrece un cubrimiento aceptable de los

rangos de magnitud (estimaciones individuales en cada estación) y distancia antes mencionado, aunque en los casos particulares de cada estación esto no siempre se cumple. En el Anexo A se ofrece una lista de los 414 eventos, con la fecha y hora de ocurrencia y su magnitud por duración estimada en la estación de registro.

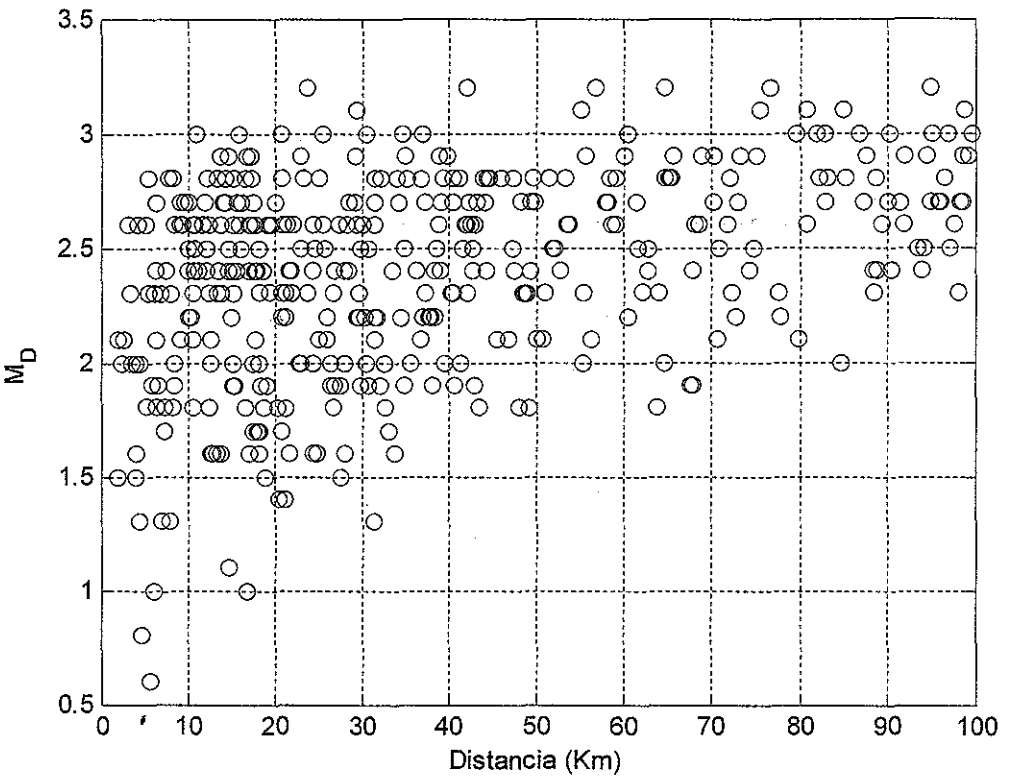

Figura 5. Distribución de los registros de aceleración con respecto a la distancia y la magnitud.

Para estimar κ de los registros seleccionados, calculé los espectros de aceleración a través de la transformada rápida de Fourier de la ventana correspondiente a la onda S. La longitud de la ventana incluye la máxima amplitud de estas ondas y evita la superposición con otros tipos de arribos posteriores al de las ondas S. El comienzo y el final de la ventana fueron seleccionados al momento de la primera llegada de ondas S, y una vez alcanzado el 80% de la energía total, respectivamente. La longitud de esta ventana de tiempo puede ser diferente para

los eventos analizados, dependiendo de la magnitud del terremoto y la distancia epicentral. Eventos pequeños registrados a distancias cortas tienden a tener menor longitud de ventana. En este trabajo, las longitudes de las ventanas de ondas S son menores que 10 s para eventos con magnitudes menores de 2.5, independientemente de su distancia epicentral. Esta longitud de ventana puede alcanzar hasta 16 s, para sismos con magnitudes entre 2.6 y 3.5. Todos los eventos con tamaño de ventana mayor que 10 s, están localizados a distancias mayores de 55 km de la estación registradora.

Los sismogramas se corrigieron previamente por línea base, sustrayéndole la media aritmética de todos los puntos del registro. Al comienzo y al final de las ventanas de tiempo apliqué un taper cosenoidal y las amplitudes espectrales se suavizaron en frecuencias predefinidas entre 0.4 y 50 Hz con una banda de frecuencia variable de $\pm$ 25 % de la frecuencia central.

La Figura 6 tomada de González (2006), muestra la respuesta instrumental de las estaciones de la red RESNES. Excepto la estación DIV, las otras 8 estaciones que se analizan en este trabajo están contempladas en la figura 6. Según González (2006), la respuesta instrumental es similar en todas las estaciones y la ganancia de todas las componentes es igual a la unidad. En este caso no es necesario corregir los sismogramas por efecto instrumental y para el cálculo espectral podemos trabajar con frecuencias desde 0.01 hasta 100 Hz, que corresponde con la parte plana de la respuesta instrumental de la aceleración.

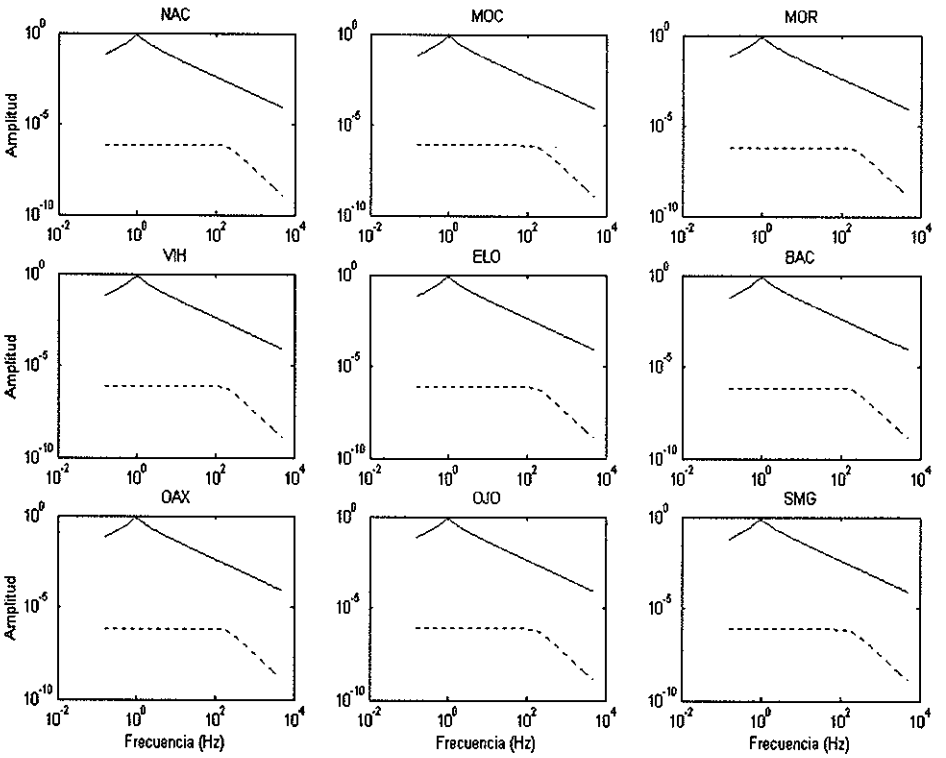

Figura 6. Respuesta instrumental de las estaciones de la red RESNES según González (2006). La líneas discontinuas azules corresponden a la respuesta de aceleración y las líneas continuas en rojo corresponden a la respuesta del canal vertical de velocidad.

II.4. Resultados

La Figura 7 muestra con líneas delgadas ejemplos de espectros calculados a diferentes distancias entre 0 y 100 km para cada estación, la línea oscura corresponde al espectro promedio calculado a partir de todos los espectros considerados. En cada caso, se enmarcan las ventanas en frecuencia usadas para calcular κ. El inicio de la ventana corresponde a la frecuencia f_E a la cual las amplitudes espectrales comienzan a decaer exponencialmente. El final de la ventana está a la frecuencia donde el efecto del ruido interrumpe el decaimiento exponencial. La selección de la frecuencia f_E, pretende minimizar la contaminación del límite de frecuencia inferior, con el valor de la frecuencia de

esquina. Para las estaciones BAC, MOR y OAX, la frecuencia de esquina de muchos eventos está por debajo de 6 Hz, por ese motivo seleccioné f_E = 6 Hz. Otra justificación para seleccionar f_E en este caso, es el hecho reportado por Castro *et al.* (2008, 2009) en la región, de que las estimaciones de Q muestran una fuerte dependencia con la frecuencia por debajo de 6 Hz. A excepción de las estaciones MOC y NAC, las cuales parecen tener frecuencias de esquina por debajo de 2 Hz, seleccioné f_E por encima de 6 Hz para el resto de las estaciones. Específicamente en las estaciones VHI, ELO y OJO, el valor de f_E coincide con el rango establecido de $f_{máx}$ por Hanks (1982), para los terremotos de California.

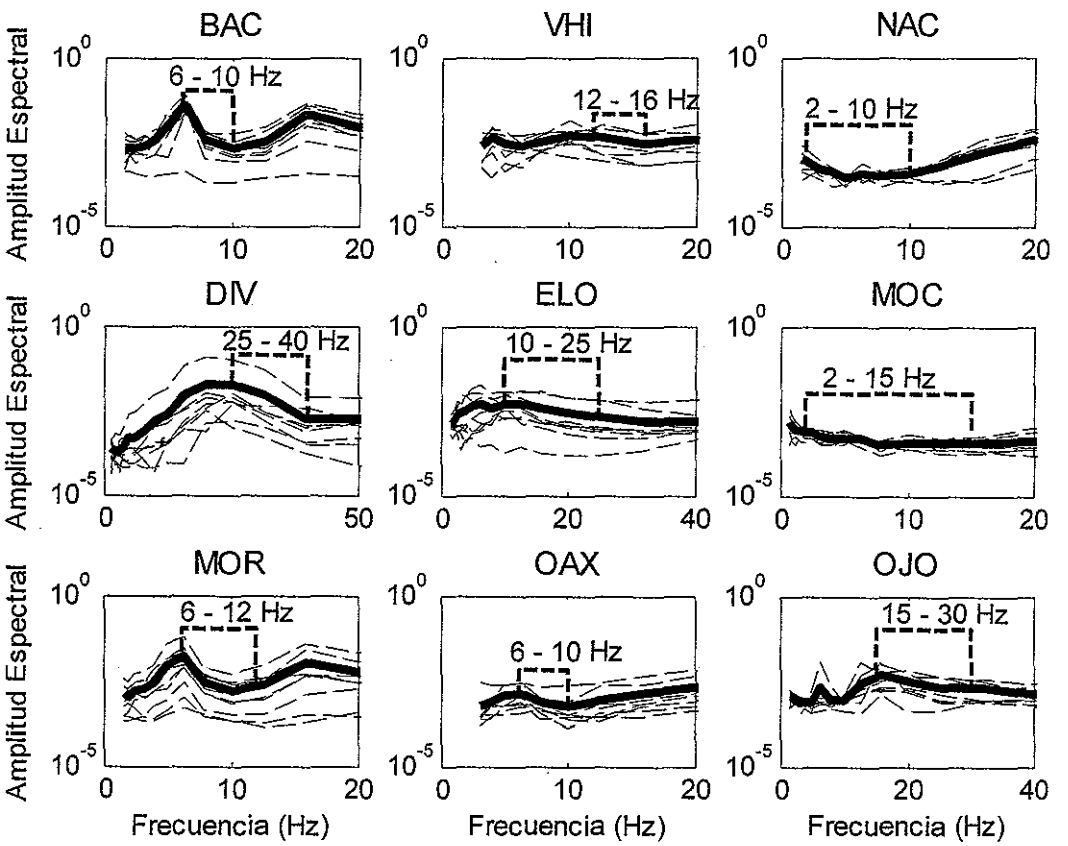

Figura 7. Ventanas en frecuencia usadas para estimar κ. El comienzo de cada ventana corresponde a la frecuencia f_E a la cual las amplitudes espectrales comienzan a decaer exponencialmente. El final de la ventana está a la frecuencia donde el efecto del ruido interrumpe el decaimiento exponencial. La línea continua corresponde al promedio de todos los espectros calculados en cada estación, y las líneas discontinuas son ejemplos de espectros calculados a diferentes distancias entre 0 y 100 km.

Para la estimación de κ calculé el ajuste lineal por mínimos cuadrados de las ventanas seleccionadas en los espectros de aceleración en escala log-lineal usando la ecuación (5) como modelo de referencia.

Como se puede observar en la Figura 8, en todas las estaciones los valores de κ presentan una gran variabilidad para una misma distancia. Esta variabilidad se consideró debida a la existencia de heterogeneidades laterales en el medio por el cual se propagan las ondas y/o a otros efectos no incluidos en el término A_0 de la ecuación (5). Para reducir estos efectos calculé valores promedios de κ cada 5 km.

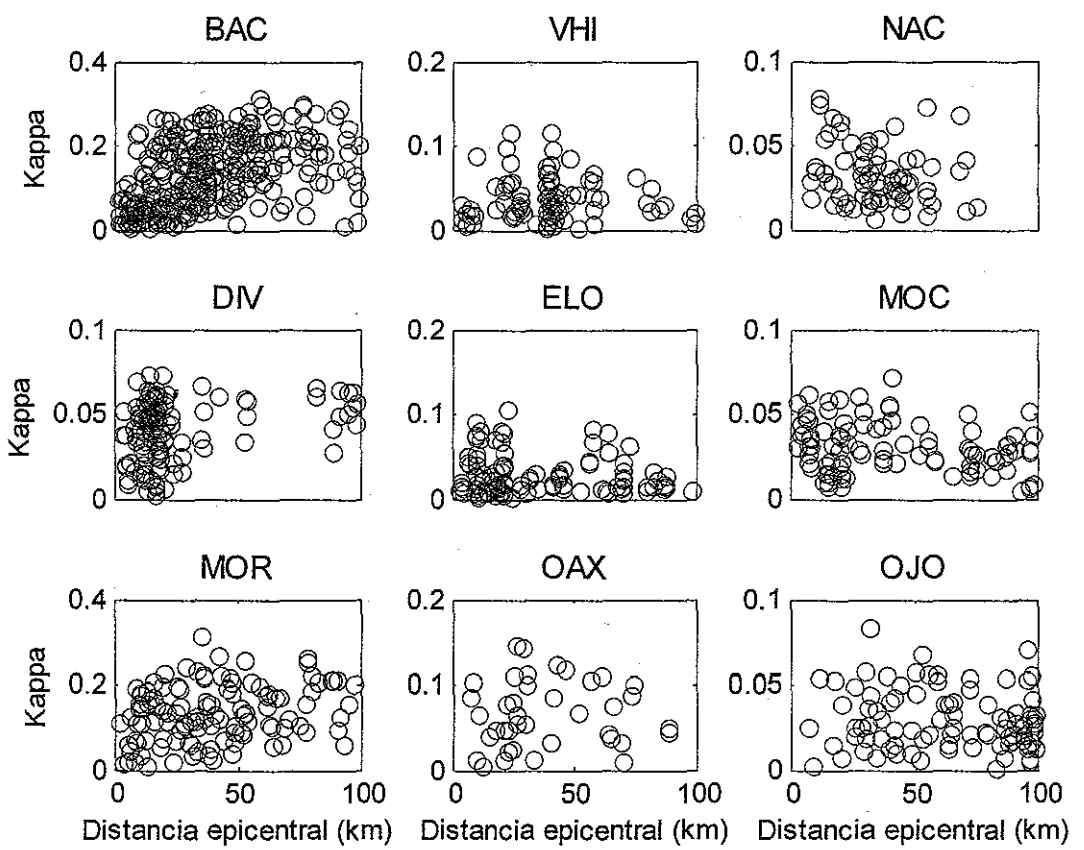

Figura 8. Valores de κ para cada estación calculados con ajuste lineal por mínimos cuadrados de las ventanas seleccionadas en los espectros de aceleración en escala log-lineal.

En la Figura 9 dichos valores promedios de κ se graficaron en la misma escala para todas las estaciones. Los rangos de distancias no están cubiertos totalmente en algunas de ellas y los valores máximos de κ promedio varían desde 0.04 en MOC; 0.05 en NAC, ELO y OJO; 0.06 en DIV y VHI; 0.12 en OAX; hasta 0.22 en MOR y BAC. En estas dos últimas estaciones κ tiende a incrementar con la distancia hasta aproximadamente 70 u 80 km y luego decrece para distancias mayores. Esta misma tendencia se observa en la estación OAX, aunque en este caso el decrecimiento del valor de κ se produce aproximadamente a los 50 km; un comportamiento similar pero de menor magnitud, se puede notar en VHI. Para la estación DIV sin embargo, pareciera que el valor promedio de κ aumenta con la distancia en todo el rango de 0 a 100 km. En el resto de las estaciones κ se mantiene aproximadamente constante con la distancia.

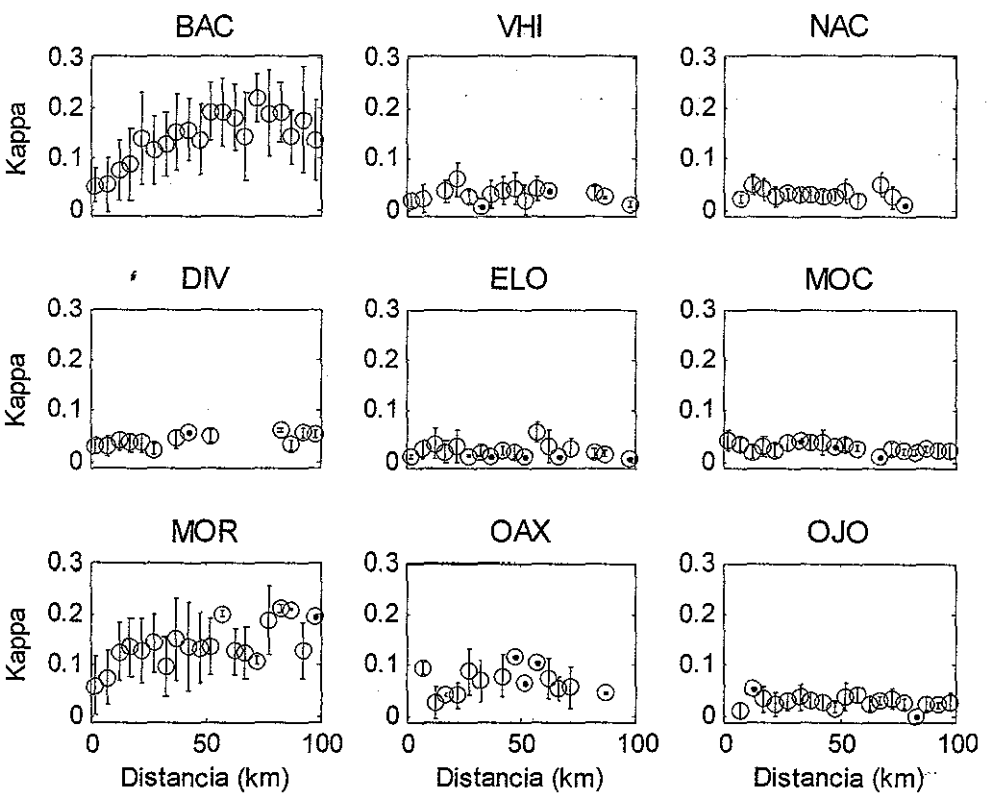

Figura 9. Valores promedios de κ calculados cada 5 km de distancia epicentral, entre 0 y 100 km. Todas las estaciones se graficaron en la misma escala para mejor comparación.

Para analizar la dependencia de κ con la distancia, usé la ecuación (6) implementada en los programas KFIT y NOPBRG, según Anderson y Lei, (1994) y Castro *et al.* (1990) respectivamente. La Figura 10 compara los dos ajustes: KFIT-líneas rojas y NOPBRG-líneas azules. Los círculos representan los valores promedios de κ calculados cada 5 km y mostrados en la Figura 9. Como se puede observar, el método implementado en KFIT arroja mejores resultados, puesto que el ajuste se hace dentro del rango de valores de los datos. Un dato interesante en esta comparación es el valor de w_1 y w_2, que en el ajuste con KFIT ambas toman el valor de la unidad correspondiendo a un suavizado intermedio (primera derivada), mientras que al ajustar con NOPBRG el valor de w_1 y w_2 aumenta hasta 20 y usando el criterio de la segunda derivada. Dado este análisis, a partir de este punto, decidí utilizar solamente el programa KFIT.

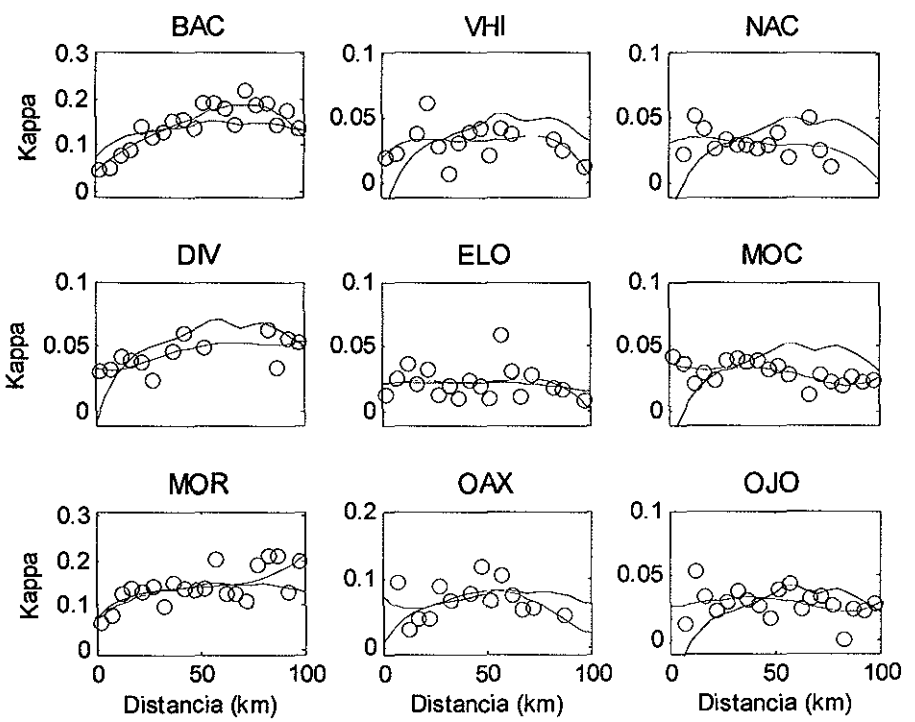

Figura 10. Ajuste de la dependencia de κ con la distancia según Anderson y Lei (1994) implementado en KFIT (líneas rojas) y Castro *et al.* (1990) implementado en NOPBRG (líneas azules). Los círculos representan los valores promedios de κ calculados cada 5 km.

Para hallar la dependencia κ con la magnitud de los sismos y la distancia epicentral, primeramente medí la duración (T) de los eventos en cada sismograma y calculé las magnitudes por duración según la ecuación (10).

Al igual que la distribución de κ con la distancia, κ con respecto a la magnitud presenta una gran variabilidad, por lo que decidí promediar el valor de κ a intervalos de 0.25 de M_D. La Figura 11 muestra estos promedios y como se puede observar a pesar de que en algunas estaciones (BAC, MOR y DIV) se muestra cierta tendencia de incremento de κ con M_D, en realidad en el resto de las estaciones esta dependencia no es totalmente clara.

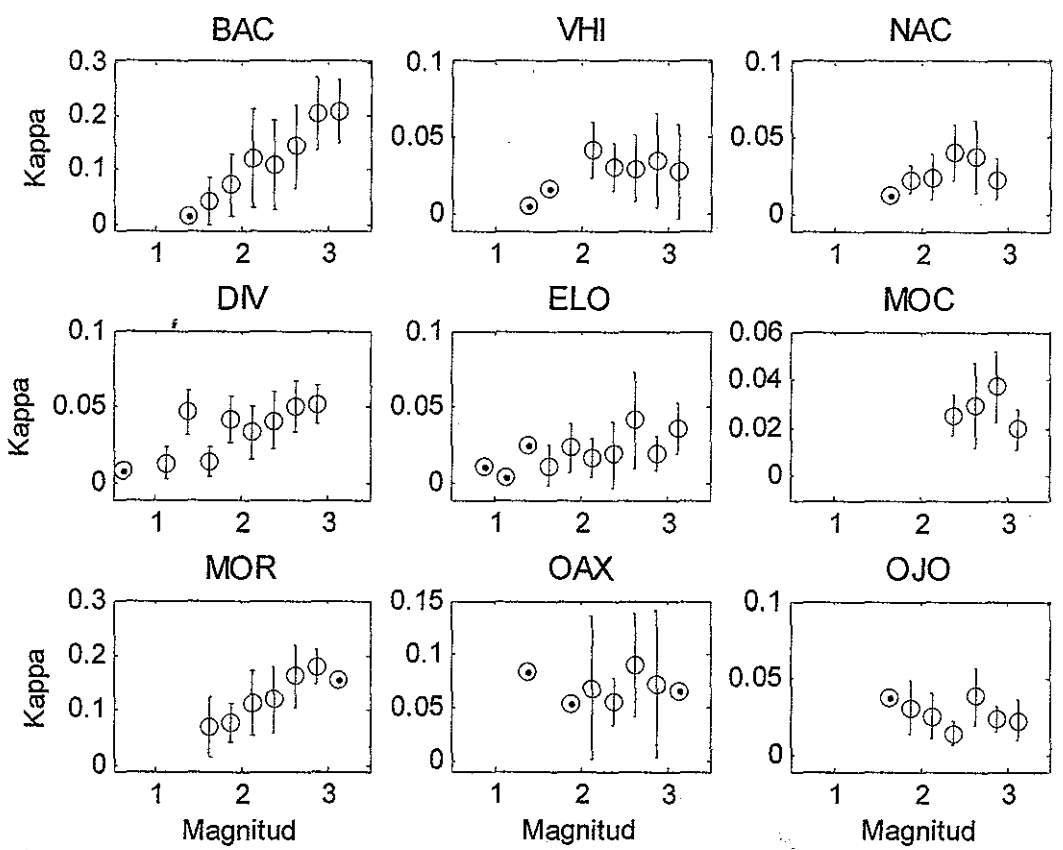

Figura 11. Valores promedios de κ calculados para intervalos de cada 0.25 de la magnitud.

Para visualizar mejor la posible dependencia de κ con M_D, agrupé los eventos por intervalos de distancias de 20 km con el objetivo de minimizar la dependencia de κ con la distancia. Para cada intervalo de distancia, la dependencia de κ con r debe ser mínima porque el largo de las trayectorias fuente-estación es similar para todos los eventos. Como se puede observar en la Figura 12, en el rango de magnitud 1.4 < M_D > 2.8, el valor promedio de κ toma valores cercanos a 0.05 s para r < 40 km y $\kappa \sim$ 0.10 s para r entre 40 y 80 km. Para M_D 3.25, κ incrementa a 0.15, a 0.18 y 0.12 s para los intervalos 20-40, 40-60 y 60-80 km, respectivamente. Los resultados indican que no existe una correlación clara entre κ y el tamaño de los sismos.

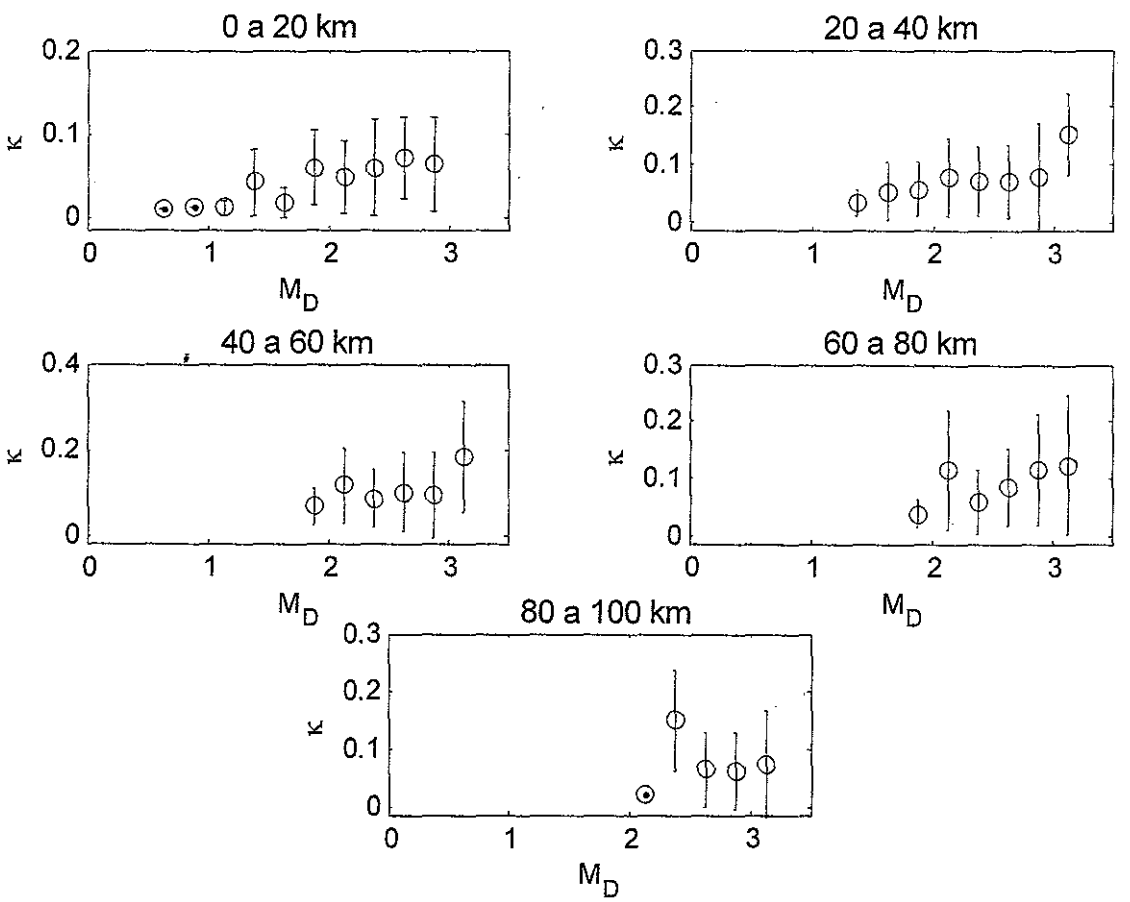

Figura 12. Distribución del valor promedio de κ por intervalos de 0.25 de la magnitud. Los eventos se agruparon previamente en intervalos de distancias de 20 km cada uno, entre 0 y 100 km.

Como última prueba se resolvió la ecuación (9) considerando que κ depende de M_D y de r y usando el programa KFIT. La Figura 13 muestra las superficies resultantes $\kappa(r, M_D)$ para cada estación, estimada invirtiendo la ecuación (11). Dichas superficies están escaladas por el valor de $\kappa_0(z)$ obtenido para cada sitio de registro. κ muestra una fuerte dependencia con la distancia, pero se mantiene básicamente constante para todo el rango de magnitud. Este resultado indica nuevamente que κ es independiente del tamaño de los sismos analizados. La Figura 13 evidencia además la existencia de un valor específico $\kappa_0(z)$ para cada estación, ya que las superficies están a diferentes niveles de κ. Por lo antes expuesto decidí usar los valores promedios de κ calculados cada 5 km de distancia epicentral, para formar nuevamente el sistema de ecuaciones descrito en (6) y encontrar $\kappa(r)$ y $\kappa_0(z)$, después de haber removido de la ecuación la dependencia de κ con la magnitud.

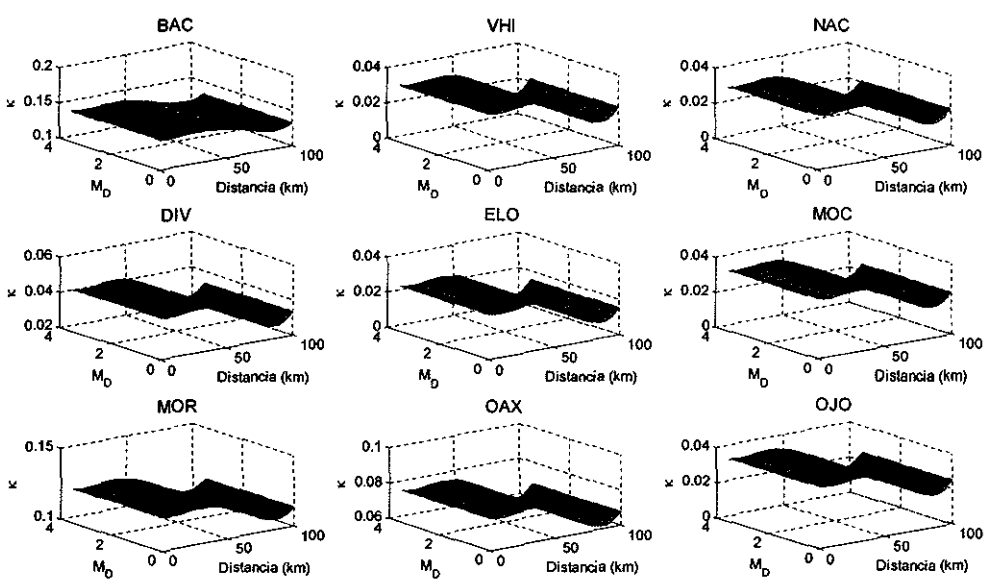

Figura 13. Superficie resultante $\kappa(r, M_D)$ estimada invirtiendo la ecuación (11).

Las curvas en la Figura 14, muestran la función $\kappa(r,z)$ estimada con el método no paramétrico antes descrito. Como se puede observar, mientras $\kappa(r)$ es la misma para todas las estaciones, $\kappa_0(z)$ es única en cada sitio. Es este caso se tuvieron en cuenta todas las estaciones en su conjunto.

Para explorar la posible correlación de $\kappa_0(z)$ con las condiciones geológicas locales de los sitios de ubicación de las estaciones, clasifiqué estos sitios de acuerdo a sus características litológicas usando los mapas de geología superficial publicados por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Información [INEGI], 2006. Las estaciones fueron clasificadas en tres grupos: grupo I, estaciones sobre rocas ígneas extrusivas ácidas (Terciario), a este grupo pertenecen las estaciones ELO, OJO y NAC; grupo II, estaciones sobre conglomerados (Terciario) a este grupo pertenecen las estaciones BAC, MOR, MOC, OAX y VHI; y grupo III, estaciones sobre rocas ígneas extrusivas ácidas (Cretácico) a este grupo pertenece la estación DIV. La función $\kappa(r,z)$ fue nuevamente estimada para cada grupo por separado, asumiendo que $\kappa(r)$ es común para las estaciones dentro del grupo, pero puede haber diferencias entre los grupos. La Tabla I, lista las estimaciones de $\kappa_0(z)$ obtenidas para cada una de las estaciones individualmente cuando se utilizan todos los datos en su conjunto y cuando se separan los datos según las clasificaciones en grupos. La Tabla I también incluye el valor promedio de $\kappa_0(z)$ calculado para cada grupo, usando todas las estaciones del grupo en su conjunto, como si fueran una sola.

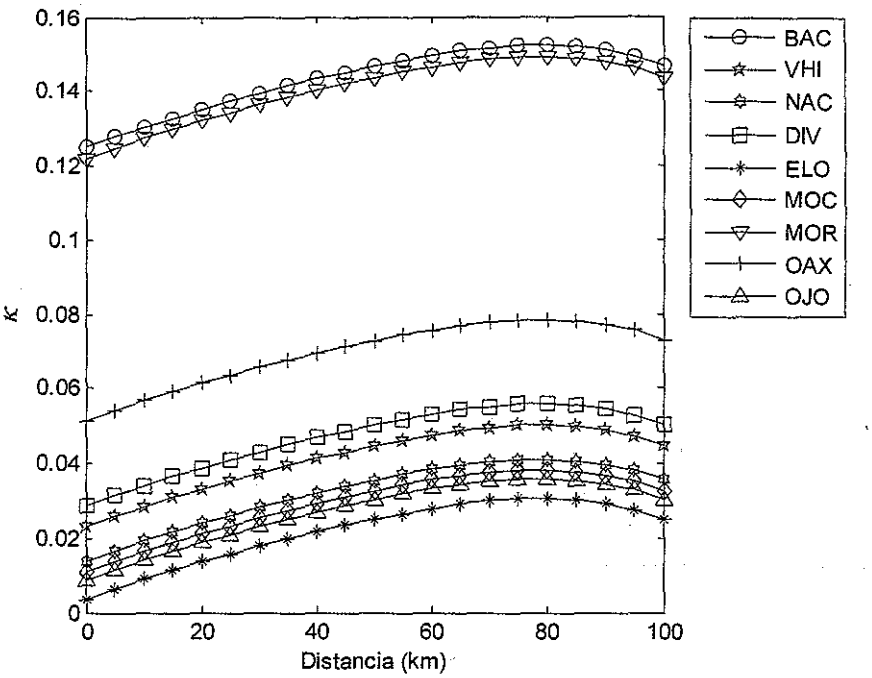

Figura 14. Función $\kappa(r, z)$ a diferentes distancias, estimada con el método no paramétrico propuesto por Anderson y Lei (1994). La dependencia de κ con la distancia r es la misma para todas las estaciones, pero $\kappa_0(z)$ es única para cada estación.

Tabla I. Clasificación de los sitios de registro según sus características litológicas, y valor estimado de $\kappa_0(z)$ para cada estación y grupo. Grupo I corresponde a estaciones localizadas sobre rocas ígneas extrusivas ácidas (Terciario); grupo II son estaciones ubicadas sobre conglomerados (Terciario); y grupo III son estaciones localizadas sobre rocas ígneas extrusivas ácidas (Cretácico).

Estación	Estimaciones individuales de $\kappa_0(z)$ (Con todas las estaciones)	Grupo	Estimaciones individuales de $\kappa_0(z)$ (Por grupos de estaciones)	$\kappa_0(z)$ del grupo
OJO	0.0078	I	0.0170	0.0177
ELO	0.0026	I	0.0100	
NAC	0.0129	I	0.0174	
OAX	0.0503	II	0.0527	0.0842
MOR	0.1210	II	0.1233	
VHI	0.0222	II	0.0238	
MOC	0.0101	II	0.0124	
BAC	0.1241	II	0.1264	
DIV	0.0278	III	0.0420	0.0374

La Figura 15 muestra la estimación de $\kappa(r,z)$ para los tres grupos clasificados. La columna de la izquierda son los resultados de tres estaciones seleccionadas como ejemplos por cada grupo. Los círculos son los valores promedios de κ obtenidos para la estación con su desviación estándar. La línea continua es la función no paramétrica de la estación, calculada con todas las estaciones que conforman el grupo. Las líneas discontinuas son los errores medios cuadráticos (*rms)* de las estimaciones. La columna de la derecha de la Figura 15 muestra las curvas $\kappa(r,z)$ calculadas para cada grupo.

Asumiendo que las estaciones ubicadas en sitios con la misma clasificación litológica tienen el mismo valor de $\kappa_0(z)$, recalculé la función no paramétrica. La Figura 16 muestra las curvas $\kappa(r,z)$ estimadas para grupos de estaciones con la misma clasificación geológica, usando todas las estaciones de un grupo como si correspondieran al mismo sitio, para calcular la dependencia con la distancia $\kappa(r,z)$ y el valor promedio de $\kappa_0(z)$ para el grupo. En ese caso, consideré que $\kappa(r)$ es la misma para los tres grupos y que $\kappa_0(z)$ es el mismo para todas las estaciones dentro del grupo. En la Figura 16, se puede observar la función $\kappa(r,z)$ resultante haciendo estas consideraciones, donde $\kappa(r)$ es la misma para los tres grupos pero se encuentra escalada de acuerdo con el valor de $\kappa_0(z)$ obtenido para cada grupo.

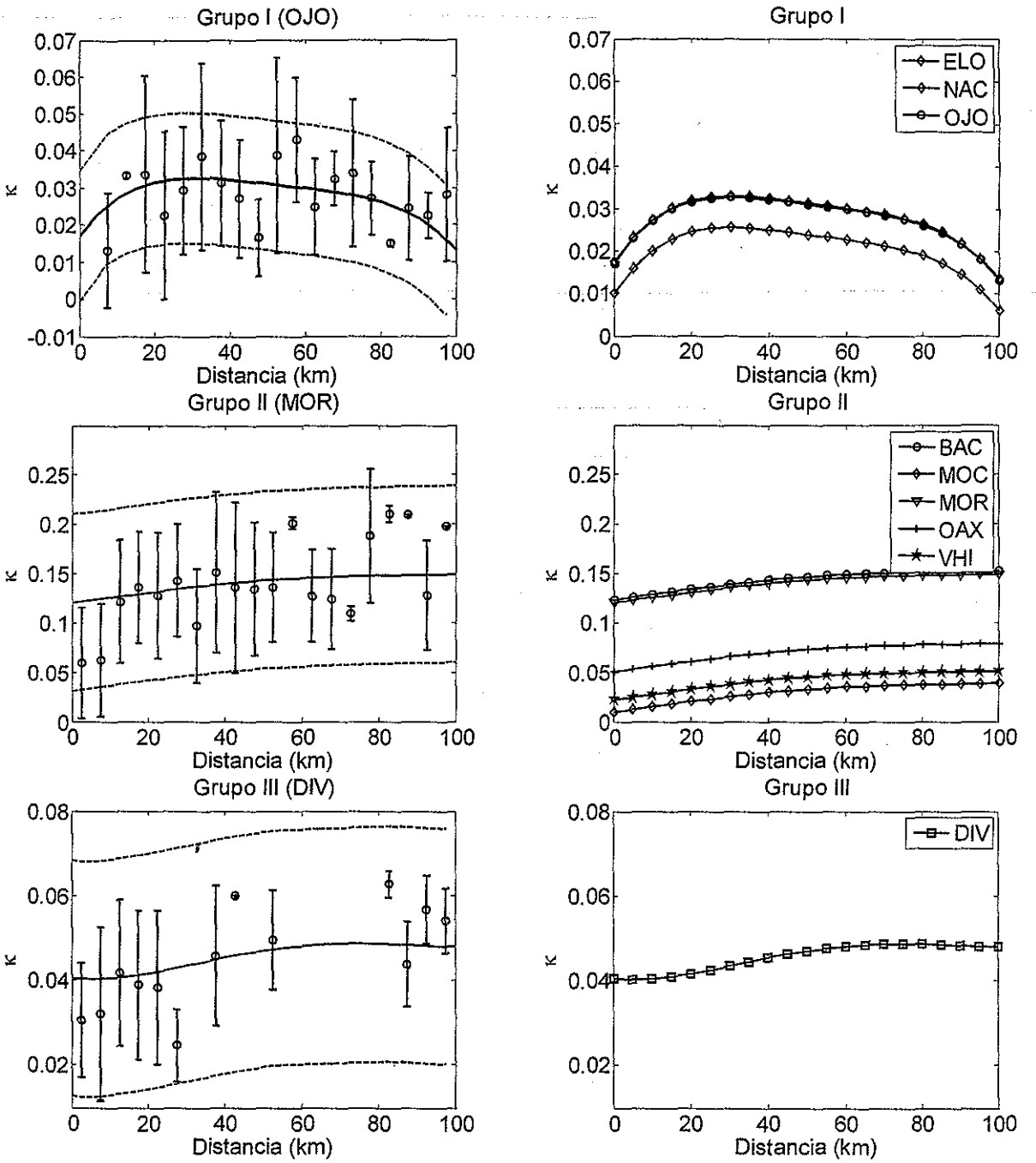

Figura 15. Función $\kappa(r, z)$ estimada para cada grupo de estaciones. La columna de la izquierda, son ejemplos de los valores observados de κ y su desviación estándar, para una estación del grupo (círculos). La línea continua es la función $\kappa(r, z)$ obtenida para la estación seleccionada y las líneas discontinuas es su valor correspondiente de *rms*. La columna de la derecha, muestra la función $\kappa(r, z)$ calculada para cada estación dentro del grupo.

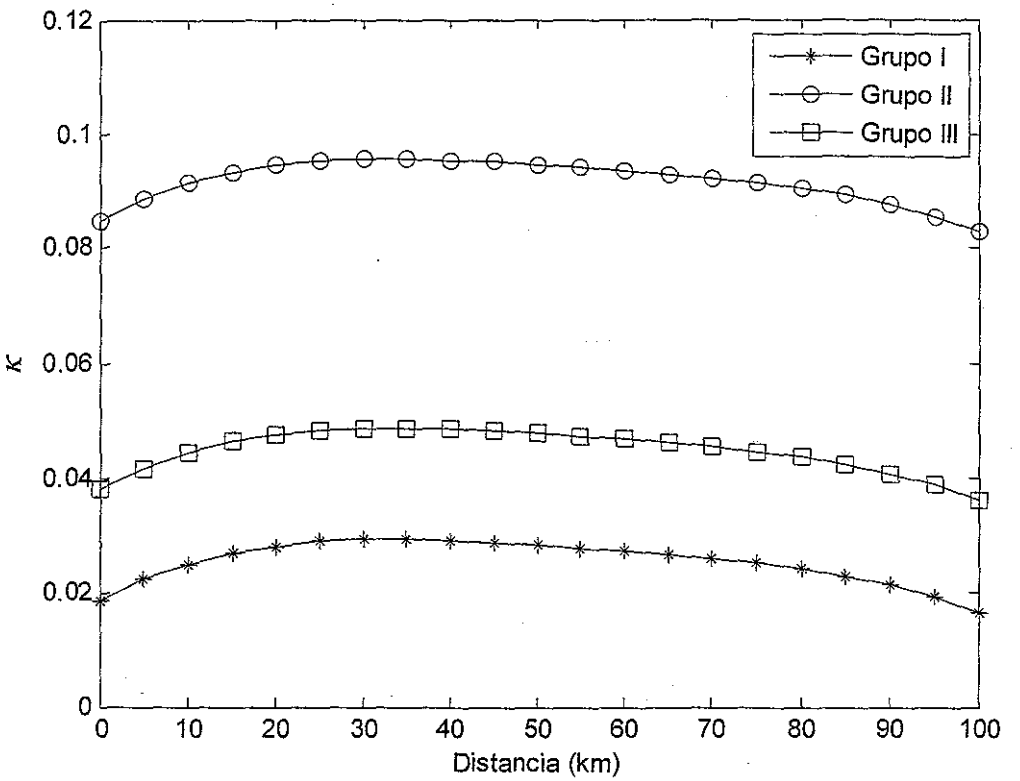

Figura 16. Función $\kappa(r,z)$ estimada para los tres grupos de estaciones con la misma clasificación litológica. Todas las estaciones dentro de cada grupo son consideradas como un mismo sitio, para calcular la dependencia con la distancia $\kappa(r)$ y $\kappa_0(z)$ es el valor promedio del grupo.

II.5. Discusión

Caractericé el decaimiento espectral a altas frecuencias, de terremotos pequeños localizados en el noreste de Sonora, usando el parámetro de decaimiento espectral κ según el modelo propuesto por Anderson y Hough (1984) y expresado a través de la ecuación (5). El método de cálculo que arrojó mejores resultados fue el basado en un enfoque no paramétrico similar al propuesto por Anderson y Lei (1994), puesto que en este caso los datos observados no se rigen por ningún modelo físico específico, sino que los parámetros a determinar se ajustan dentro de los rangos que presentan las observaciones.

Los resultados del análisis de κ con la magnitud de los sismos (Figuras 11 – 13), indican que κ es independiente del tamaño de los terremotos en el rango de magnitudes considerados en esta tesis ($0.5 < M_D < 3.5$). Resultados similares encontraron Castro *et al.* (2000a) en Italia central, para terremotos con magnitudes locales M_L entre 2.1 y 4.1. Ellos encontraron una baja correlación entre κ y M_L (vea figura 8 y tabla 9 de su artículo).

Purvance y Anderson (2003) estudiaron la relación entre κ y M de terremotos con diferentes mecanismos focales y observaron que existía una correlación lineal con un intervalo de confianza del 99.8 %, en la banda de frecuencia de 10 – 45 Hz. Sin embargo, esa correlación caía a un nivel de confianza de 56.0 % en el rango de frecuencia de 25 – 40 Hz. Los autores explicaron que ese comportamiento se debe a un efecto de la fuente, porque a altas frecuencias la ecuación (5) implícitamente supone que el espectro de la fuente decae inversamente proporcional a ω^2. En la banda de frecuencia de 25 a 40 Hz, las amplitudes espectrales están lo suficientemente distantes de la frecuencia de esquina f_0 como para no ser afectadas por los efectos de la fuente y en consecuencia, κ no parece estar correlacionada con la magnitud de los terremotos. Para las otras bandas de frecuencias usadas, es posible que la proximidad de la frecuencia de esquina al valor de 10 Hz característico de eventos de pequeñas magnitudes, tenga influencia en los valores calculados de κ. Purvance y Anderson (2003) también encontraron que eventos con mecanismos de fallas normales e inversos presentan diferentes características espectrales, donde los primeros tiene los menores valores de κ. Los valores medios de κ de estos eventos (κ_{event}), varían entre 0.0012 y 0.007 s.

En este estudio no calculamos los mecanismos focales de los sismos pero debido a que estos se localizan en la provincia de Cuencas y Cordilleras del noreste de Sonora, donde el fallamiento presente es de tipo normal con dirección norte - sur,

esperamos que todos los sismos tengan asociado este tipo de mecanismo. Nuestro valor medio de κ (equivalente a κ_{event}) varía entre 0.0005 y 0.3135 s (Figura 12). El valor mínimo en la Figura 12 es consistente con los reportados por Purvance y Anderson (2003) para terremotos de mecanismo normal, en la zona de Guerrero, México.

Los resultados de esta tesis muestran que a una misma distancia y sitio de registro los valores de κ varían considerablemente. En la estación BAC, por ejemplo, a la distancia de 60 km, los valores de κ escalan de mínimo a máximo con un factor de 6 aproximadamente (Figura 8). Como el azimuth de las trayectorias fuente-estación no es constante, interpreté que esta variabilidad era resultado de la existencia de heterogeneidades laterales en el medio de propagación de las ondas. Esta variabilidad la corregí promediando el valor de κ cada 5 km dentro del intervalo de distancia de 0 a 100 km.

Las curvas empíricas $\kappa(r)$, revelan valores de κ que incrementan con la distancia hasta los 80 km aproximadamente (Figura 14), en todas las estaciones, cuando estas son utilizadas en conjunto. De 80 a 85 km la función $\kappa(r)$ se mantiene constante y tiende a decrecer a distancias mayores. Debido a que a distancias cortas las trayectorias de los rayos son superficiales, la función obtenida indica alta atenuación de las ondas S en la parte más superficial de la corteza en comparacion con una baja atenuación para trayectorias a profundidades mayores. Estos resultados son consistentes con estimaciones previas del factor de calidad Q reportadas por Castro *et al.* (2009), los cuales encontraron en la misma región que Q es alto en la corteza profunda, indicando menor atenuación comparada con la corteza superficial.

En este trabajo analicé además el efecto de la geología superficial en el valor de κ, para lo cual clasifiqué los sitios de registros de acuerdo a las características

geológicas imperantes en cada uno de ellos. La forma de las curvas $\kappa(r)$ es diferente para los tres grupos (Figura 15), esto es debido posiblemente a que las estaciones de cada grupo muestrean volumenes de la corteza diferentes con características geológicas y tectónicas distintas. La función $\kappa(r)$ obtenida con las estaciones del grupo I (OJO, NAC y ELO), incrementa con la distancia hasta los 20 km, se mantiene constante hasta los 35 km y luego comienza a decaer lentamente, hasta que a los 80 km el decaimiento se hace mas fuerte. Para el grupo II, κ incrementa con la distancia dentro de todo el rango considerado (0 – 100 km). Para el grupo III, κ incrementa hasta los 70 km y luego la curva se mantiene practicamente constante.

La estimación de la atenuación cerca de la superficie $\kappa_0(z)$ muestra que estaciones sobre rocas ígneas extrusivas ácidas del Terciario, tienen los menores valores. La estación DIV, localizada al sur de la zona de fallas (Figura 2) y ubicada sobre el mismo tipo de roca anterior pero geológicamente más antigua, muestra un ligero incremento en el valor de $\kappa_0(z)$. Las estaciones del grupo II, tienen valores de $\kappa_0(z)$ que varían de 0.0101 segundos en la estación MOC a 0.1241 segundos en la estación BAC, siendo este último el mayor valor calculado. En este grupo, los conglomerados reportados corresponden a rocas sedimentarias con alta atenuación. La variación de $\kappa_0(z)$ obtenida para este grupo puede estar relacionada con la composición específica de los conglomerados y con el grado de compactación de los mismos. Los conglomerados predominan en la región y pueden tener gran influencia en el comportamiento general de κ con la distancia.

Suponiendo que todas las estaciones dentro de un grupo dado, tienen la misma atenuación superficial (Figura 16), también se observó el mismo comportamiento anterior para $\kappa_0(z)$, tomando este valores de 0.0177 segundos para el grupo I, 0.0374 segundos para el grupo III y el mayor valor de 0.0842 segundos para el grupo II (Tabla II).

Los valores de $\kappa_0(z)$ son similares a resultados obtenidos en otras regiones. Castro *et al.* (1996), encontraron en la región de Friuli, Italia, que el parámetro de decaimiento espectral $\kappa_0(z)$ es menor para estaciones ubicadas sobre roca, comparado con estaciones sobre suelos más blandos. Ellos estimaron un valor promedio de $\kappa_0(z)$ para la red de esa región de 0.03 segundos. Resultados similares fueron previamente reportados por Anderson y Hough (1984) para California. Coincidentemente, el valor promedio de $\kappa_0(z)$, calculado en este trabajo para las estaciones de RESNES es de 0.04 segundos. Hough *et al.* (1988) estimaron κ para un arreglo en Anza al sureste de California, y obtuvieron valores pequeños de $\kappa_0(z)$ en el rango de 0.0003 a 0.0181 segundos.

Con respecto a la variabilidad observada de κ con la distancia, Castro *et al.* (2000a), también reportaron en la región de Umbria-Marche, Italia, gran variabilidad en las estimaciones de κ para trayectorias fuente-estación similares. Ellos interpretaron que esa observación podía deberse al grado de fracturamiento a través de la trayectoria de propagación.

II.6. Conclusiones

Las curvas empíricas obtenidas, describen la dependencia del parámetro de decaimiento espectral κ con la distancia y el sitio de registro, e indican que la atenuación cercana a la superficie en los sitios de registro es diferente para los tres grupos de estaciones clasificados en la región de Sonora. Nuestros resultados (Figuras 11 – 13), indican, que κ es independiente del tamaño de los terremotos dentro del rango de magnitudes analizadas ($0.5 < M_D < 3.5$). Las curvas no paramétricas indican además que las ondas S se atenúan más a distancias cortas (r < 80 km), pues κ tiende a incrementar dentro de ese rango de distancias. Este resultado coincide con estudios previos realizados en la región (Castro *et al.*,

2009), quienes reportan alto valor de Q en la corteza profunda, indicando menor atenuación comparada con la corteza superficial.

Otra conclusión es que $\kappa_0(z)$ depende no solo del tipo de roca sino tambien del grado de fracturamiento y meteorización de la misma. Encontramos un valor promedio de $\kappa_0(z)$ = 0.04 s, para el noreste de Sonora, el cual es similiar a valores reportados en otras regiones.

Capítulo III

Estimación del amortiguamiento ξ y el período dominante T_d del suelo mediante el uso de la Técnica del Decremento Aleatorio.

III.1. Introducción

Dos propiedades físicas de un sistema (en nuestro caso, el suelo), que además de su geometría, afectan significativamente la respuesta de un sitio dado ante la ocurrencia de un sismo son:

- El amortiguamiento (ξ), que representa la capacidad que tiene un sistema, para disipar la energía, al ser excitado por una fuerza externa. Esta capacidad está relacionada con la composición interna del material que forma el sistema considerado.

- El período dominante (T_d), que es el período con el que preferencialmente un sistema vibra en su modo fundamental.

Ambas propiedades pueden determinarse experimentalmente a partir de la curva de vibración libre del sistema considerado. Si por algún método podemos obtener dicha curva, los suelos en nuestro caso, podrán ser caracterizados en términos de su ξ y de su T_d (Figura 17).

De la solución de un sistema lineal amortiguado, el desplazamiento A es:

$$A = e^{-\xi\omega t}\cos(\omega_d - \theta) \qquad (14)$$

con

$$\omega_d = \omega\sqrt{1-\xi^2} \tag{15}$$

ω y ω_d son la frecuencia angular natural y la frecuencia angular amortiguada respectivamente.

A los tiempos t_1 y $t_2 = t_1 + T_d$ el decremento logarítmico de la amplitud del desplazamiento se puede expresar, para valores pequeños de ξ como:

$$\Delta = ln\frac{A_n}{A_{n+1}} = \frac{2\pi\xi}{\sqrt{1-\xi^2}} \tag{16}$$

de donde se puede obtener el amortiguamiento. A_n y A_{n+1} son las amplitudes del desplazamiento correspondientes a los tiempos t_1 y t_2, respectivamente. El período dominante del sistema, se puede estimar directamente tomando un ciclo completo de la curva.

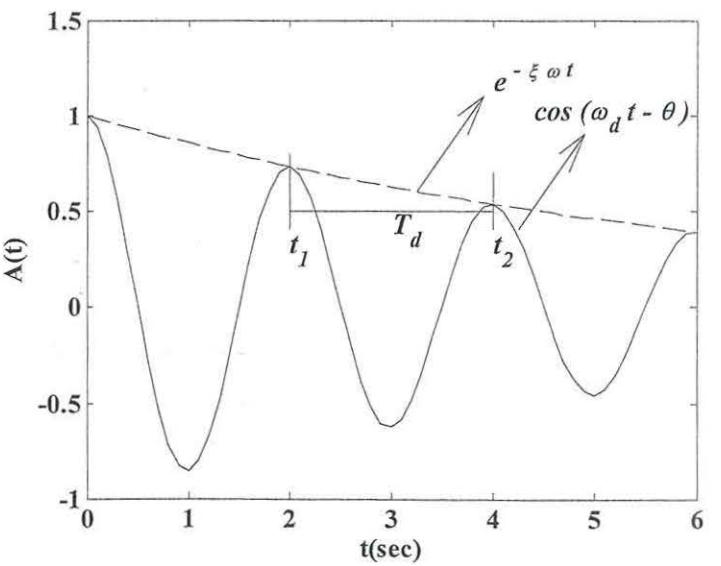

Figura 17. Representación gráfica de la curva de vibración libre de un sistema lineal amortiguado.

Asumiendo que los efectos de resonancia en un sitio dado pueden ser tratados como modos vibracionales, caracterizados por un período dominante T_d y un valor de amortiguamiento característico ξ, usé la Técnica del Decremento Aleatorio (TDA), para determinar simultáneamente ambos parámetros. Esta es una técnica de procesamiento no convencional de series de tiempos, que ofrece la novedad de que un sistema puede caracterizarse conociendo solo su respuesta, por lo que su uso en la determinación de las propiedades de los suelos a partir de registros de terremotos y/o vibraciones inducidas, la hace atractiva.

La TDA es una técnica que se ha aplicado en varias ramas de la ingeniería, incluyendo: (i) en el análisis experimental de estructuras aeronáuticas o aeroespaciales, para determinar valores de amortiguamiento (Cole, 1973; Ibrahim, 1977); (ii) en ingeniería civil para caracterizar los sistemas estructurales, tales como puentes y edificios (Cole y Reed, 1974; Ueng *et al.*, 1999; Lin *et al.*, 2000; Lee y Kim, 2002); (iii) en los estudios relacionados con problemas de ingeniería eléctrica (Gurung *et al.*, 2003); (iv) ingeniería naval (Haddara *et al.*, 1994); y (v) también en estudios de caracterización de suelos (Aggour *et al.*, 1982). La posibilidad de extender esta técnica al campo de la ingeniería sismológica para determinar *in situ* las propiedades de los suelos, tales como el período dominante y el amortiguamiento de geo-materiales ante excitaciones aleatorias, usando señales sísmicas simuladas y/o reales, ha sido explorada por Yang *et al.* (1989), Huerta *et al.* (1994), y Huerta *et al.* (1998), entre otros. Un resumen de estos trabajos se puede encontrar en Bejarano (2006).

De acuerdo con la TDA (Cole, 1973), la respuesta dinámica de un sistema consta de dos partes: una componente determinística que corresponde con el término de las vibraciones libres y una componente aleatoria que corresponde con el término de las vibraciones forzadas. El objetivo de esta técnica es eliminar la componente aleatoria y obtener de la componente determinística, la curva de decaimiento típico

de las vibraciones libres o *firma* del sistema, de donde se pueden estimar el valor del amortiguamiento y el período dominante.

Como en el área de estudio, no contamos con determinaciones previas de las características físicas del subsuelo en los sitios de observación, ya sean de estimaciones hechas en laboratorio o directamente en campo, para validar la TDA calculé primeramente los valores del T_d usando la técnica de cocientes espectrales entre las componentes horizontales y la vertical H/V. Esos cocientes los regresé al dominio del tiempo mediante la Transformada Inversa de Fourier, y calculé nuevamente los valores del T_d mediante la TDA. Cabe hacer notar que la técnica de cocientes espectrales H/V supone que la componente vertical del movimiento no está afectada por la respuesta del suelo por lo que el cociente H/V elimina el efecto de la fuente.

Al comparar ambos resultados, si son comparables, podremos validar la técnica TDA. Así encontramos que la TDA es una técnica útil y confiable para determinar simultáneamente ambos parámetros (T_d y ξ).

III.2. Técnica del Decremento Aleatorio (TDA)

La Técnica del Decremento Aleatorio (TDA) puede ser utilizada para determinar el período dominante y el amortiguamiento de un sistema sujeto a una excitación aleatoria. Con este método no se requiere del conocimiento de la excitación, ya que el sistema es considerado un proceso aleatorio de ruido blanco (Haddara, 1994). La TDA es basada en el supuesto de que la respuesta dinámica de un sistema es lineal, invariante en el tiempo y sujeta a una excitación con ruido blanco gaussiano, por lo que el principio de superposición puede usarse para formular la ecuación del decremento aleatorio. El objetivo principal de la TDA es extraer de la respuesta total la componente que corresponde a la vibración libre

del sistema. Los fundamentos matemáticos de la TDA fue desarrollada por Chang (1975) y un resumen de la misma se puede encontrar en Caldwell (1978).

De acuerdo con Cole (1973), la respuesta del sistema es producida por un fenómeno físico, que matemáticamente se puede expresar como:

$$\ddot{x} + 2\xi\omega_n\dot{x} + \omega_n^2 x = \frac{F(t)}{m} \tag{17}$$

Esta es la ecuación del movimiento de un sistema lineal amortiguado forzado, donde la parte derecha de la ecuación puede interpretarse como la aceleración de entrada $A(t)$ debido a una fuerza arbitraria $F(t)$ la cual le ha sido aplicada al sistema.

Definamos $h(t)$ como la función respuesta de desplazamiento para un impulso aplicado en $t = 0$, el cual para un sistema sub-amortiguado de segundo orden físicamente realizable está dado por

$$\begin{aligned} h(t) &= 0 && para\ t < 0, \quad \text{y} \\ h(t) &= \frac{1}{\omega_d} e^{-\xi\omega_n t} sen(\omega_d t) && para\ t \geq 0 \end{aligned} \tag{18}$$

La respuesta en términos de desplazamiento $x(t)$, al aplicarse una fuerza arbitraria puede escribirse como:

$$x(t) = (v_0 + 2\xi\omega_n x_0)h(t) + x_0\dot{h}(t) + \int_0^t A(\tau)h(t-\tau)d\tau \tag{19}$$

donde v_0 y x_0 denotan velocidad y desplazamiento inicial respectivamente a $t = 0$, y $\dot{h}(t) = \frac{dh(t)}{dt}$.

Para describir cada uno de los segmentos aleatorios en términos de la ecuación anterior, se define t_{m0} como el tiempo inicial para el segmento $m-ésimo$ con $(m = 1, 2, 3, \ldots, M)$, y se define

$$x_{m0} = x(t)|_{t=t_{m0}} \quad \text{y} \quad v_{m0} = \left.\frac{dx(t)}{dt}\right|_{t=t_{m0}} \tag{20}$$

La respuesta en función de t del $m-ésimo$ segmento, puede ser escrita como

$$x_m(t) = (v_{m0} + 2\xi\omega_n x_{m0})h(t - t_{m0}) + x_{m0}\dot{h}(t - t_{m0}) + \int_0^t A(t)h(t-\tau)d\tau \tag{21}$$

Definimos la nueva variable independiente $t_m = t - t_{m0}$ para cada segmento, de forma tal que en términos de la nueva variable independiente cada segmento comienza en $t_m = 0$. Entonces (21) se escribe como

$$x_m(t_m) = (v_{m0} + 2\xi\omega_n x_{m0})h(t_m) + x_{m0}\dot{h}(t_m) + \int_0^{t_m} A(\tau + t_{m0})h(t_m - \tau)d\tau \tag{22}$$

Como t_m comienza por cero para cada m, es innecesario distinguir entre ellos, y se puede utilizar una variable independiente común t_s para todo t_m, como sigue

$$x_m(t_s) = (v_{m0} + 2\xi\omega_n x_{m0})h(t_s) + x_{m0}\dot{h}(t_s) + \int_0^{t_s} A(\tau + t_{m0})h(t_s - \tau)d\tau \tag{23}$$

Note que t_s es constante para la firma o curva de pseudo-vibración libre, la cual se obtiene como un promedio de los M segmentos y está dada por

$$x_M(t_s) = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_m(t_s) \tag{24}$$

$$x_M(t_s) = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M}(v_{m0} + 2\xi\omega_n x_{m0})h(t_s) + \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_{m0}\dot{h}(t_s) + \frac{1}{M}\sum_{m-1}^{M}\int_0^{t_s} A(\tau + t_{m0})h(t_s - \tau)d\tau \qquad (25)$$

Después de agrupar los términos tenemos

$$x_M(t_s) = h(t_s)\left[\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} v_{m0}\right] + 2\xi\omega_n h(t_s)\left[\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_{m0}\right] + \dot{h}(t_s)\left[\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_{m0}\right] + \frac{1}{M}\sum_{m-1}^{M}\int_0^{t_s} A(\tau + t_{m0})h(t_s - \tau)d\tau \qquad (26)$$

Denotando $\bar{x}_0 = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_{m0}$ y $\bar{v}_0 = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} v_{m0}$ la ecuación anterior se puede reescribir como

$$x_M(t_s) = h(t_s)\bar{v}_0 + 2\xi\omega_n h(t_s)\bar{x}_0 + \dot{h}(t_s)\bar{x}_0 + \frac{1}{M}\sum_{m-1}^{M}\int_0^{t_s} A(\tau + t_{m0})h(t_s - \tau)d\tau \qquad (27)$$

Note que los tres primeros términos de la parte derecha en la ecuación (27), son independientes de la fuerza de entrada, pero dependen de las condiciones iniciales seleccionadas por el método de disparo (inicio del segmento). El último término es independiente de las condiciones iniciales pero dependiente de la fuerza de entrada.

El promedio de la respuesta de todos los segmentos, se puede considerar que consiste en la suma de dos partes independientes

$$x_M(t_s) = S_M(t_s) + N_M(t_s) \qquad (28)$$

La primera, llamada la señal es:

$$S_M(t_s) = h(t_s)\bar{v}_0 + 2\xi\omega_n h(t_s)\bar{x}_0 + \dot{h}(t_s)\bar{x}_0 \qquad (29)$$

y es la respuesta libre del sistema a un conjunto de condiciones iniciales, y la segunda parte es la suma de las respuestas a la fuerza arbitraria de entrada, la cual puede ser considerada como el ruido o la componente aleatoria dentro de la firma.

$$N_M(t_s) = \frac{1}{M}\sum_{m-1}^{M}\int_0^{t_s} A(\tau + t_{m0})h(t_s - \tau)d\tau \qquad (30)$$

La Figura 18 es una representación gráfica de la hipótesis anterior, y que ilustra los conceptos físicos y matemáticos de la TDA. Dicha hipótesis sostiene que la respuesta de cada segmento consiste de tres términos: El primer término corresponde a las vibraciones libres resultantes del desplazamiento inicial, el cual es el mismo para todos los segmentos. El segundo término corresponde a la respuesta libre del sistema a la velocidad inicial. A cada segmento con velocidad inicial positiva, le sigue otro con velocidad inicial negativa, de forma que se espera que este término se minimice o se cancele a medida que aumente el número de segmentos a promediar. Finalmente el tercer término, corresponde a las vibraciones forzadas, el cual es aleatorio y se espera se cancele durante el promediado de los segmentos, debido precisamente a su carácter aleatorio.

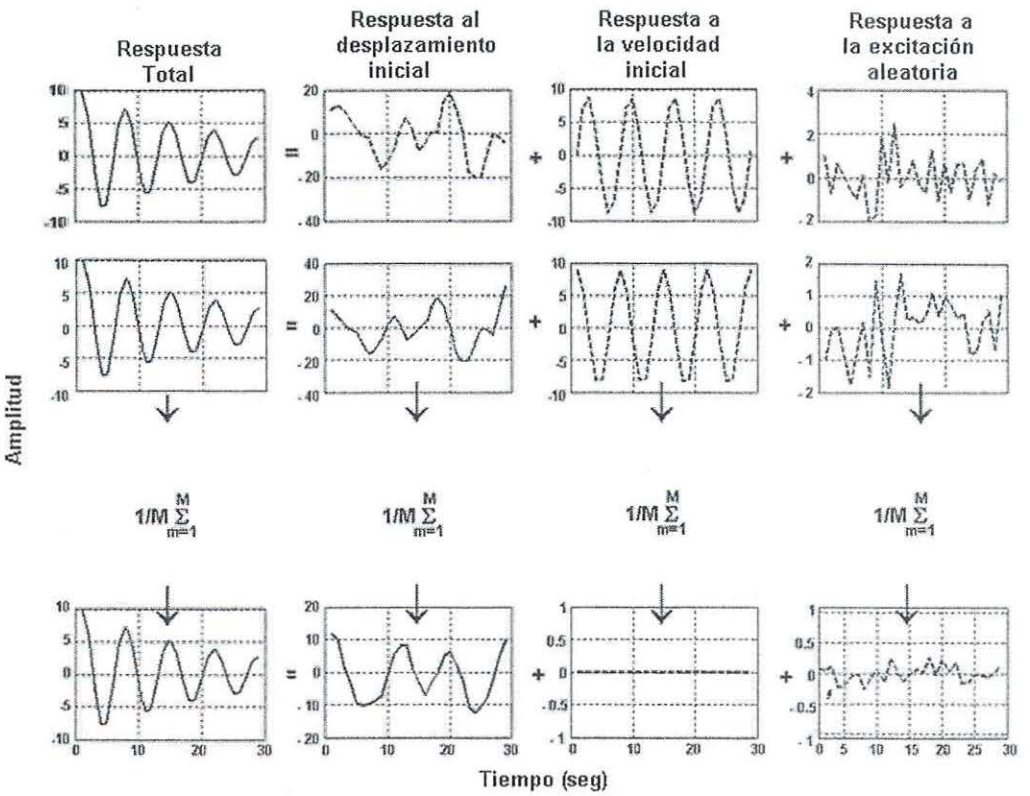

Figura 18. Representación gráfica de la hipótesis de la TDA.

Para obtener la firma, se necesita fijar un umbral de amplitud y_0 y una duración de la ventana de tiempo τ. Cada vez que la señal pase por el umbral de amplitud y_0, comienza un segmento, el cual termina cuando su duración es igual a τ. Los segmentos se superponen unos a otros para obtener un valor promedio llamado *firma característica del sistema*. Mientras mayor es el número de segmentos considerados, mejor converge la firma característica a la forma de la curva de vibraciones libres del sistema.

Cuando la señal analizada es un sismograma, esta técnica tiende a eliminar los efectos de la fuente y la trayectoria de propagación, aislando de esta forma la respuesta del sitio, por lo que el amortiguamiento estimado con este método es aproximadamente constante cuando se obtiene de sismogramas registrados a diferentes distancias epicentrales.

La siguiente ecuación, propuesta por Cole (1973), describe como se obtiene numéricamente la firma característica de un sistema (curva de pseudo-vibración libre):

$$\delta(\tau) = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} y(t_m + \tau) \qquad (31)$$

donde t_m representa los tiempos a los cuales diferentes segmentos de la serie de tiempo original $y(t)$ atraviesan el umbral predeterminado de amplitud y_0, y τ es el largo del segmento también previamente definido, y cuyo inicio corresponde con el tiempo t_m. M es el número de segmentos que cumplen con las condiciones de amplitud y duración de la ventana de tiempo.

Cuando la señal se procesa con este procedimiento, la relación señal/ruido de la serie de tiempo y un número suficiente de ciclos considerados, parecen ser los parámetros más importantes que controlan esta selección de y_0 y τ, nuestro criterio es que lo más importante es encontrar el rango de valores de la señal donde se espera que esté contenida la información de la respuesta del sistema. Es por ello, que dividí cada sismograma en partes (onda P, onda S, Coda y ruido) y combiné estas partes (P+S, P+S+Coda, P+S+Coda+ruido). A cada una de ellas se le aplicó el procedimiento de la TDA. Se realizó además una prueba utilizando los registros completos sin pre-procesar (sin calcular cocientes espectrales), a los cuales se les aplicó directamente la TDA. En este último caso se tomaron las 4 componentes de los sismogramas: las 3 componentes de aceleración (NS, EW y Vertical) y la componente vertical de velocidad. Se compararon todos los resultados para decidir cuál de ellos arroja la firma que más se asemeja a la curva de vibración libre del sistema. El criterio también debe tener en cuenta la disminución de los errores en la determinación de los parámetros debido al procesado de las series de tiempo, así como del tiempo de procesamiento.

Una vez obtenida la firma característica del sitio, este puede ser caracterizado en términos del amortiguamiento y el período dominante (Figura 17).

La principal ventaja de este método es que solo se necesita la respuesta del sistema y esta puede ser obtenida del registro del movimiento del suelo en una sola estación.

Para la aplicación de la TDA se utilizó la programación desarrollada por Huerta (2002) y modificada para este trabajo.

El programa trabaja bajo un esquema iterativo, en el que en cada una de las corridas se obtiene una matriz de n x m firmas, donde n y m, corresponden a los diferentes valores pre-designados de umbrales de amplitud y de longitudes de ventanas, respectivamente. A partir de esta matriz se seleccionan las 5 mejores firmas teniendo en cuenta criterios estadísticos basados en lo siguiente: (*i*) en primer lugar debido a que la curva de pseudo-vibración libre amortiguada, tiene un decaimiento logarítmico en la escala normal, es posible analizar el problema en el contexto de su comportamiento lineal, si se representa en escala semi-logarítmica, por lo que el mejor ajuste se puede identificar eficientemente a través del coeficiente de la relación lineal mediante el ajuste por mínimos cuadrados de una ecuación de primer grado. (*ii*) por otro lado se utilizó la prueba de significación de la hipótesis nula, que toma las distribuciones individuales de las variables analizadas y permite cuantificar en términos estadísticos cuán significativo es el grado de correlación obtenido. Bajo estos criterios, podemos iterar y generar tantas matrices como sean necesarias, hasta obtener bajo estos criterios, la curva de pseudo-vibración libre del sistema.

El valor del amortiguamiento se estima considerando:

a) la relación de las amplitudes del primer ciclo en las firmas.
b) la relación de los valores absolutos de los puntos medios del primero y segundo ciclos.
c) el promedio de la relación entre los valores de las amplitudes absolutas de cada medio ciclo.
d) la pendiente *a* del ajuste obtenido una vez aplicado los valores de amplitudes absolutas tomadas de cada medio ciclo.

Para el primer y segundo caso la ecuación usada es

$$\xi = \frac{\ln(A_1) - \ln(A_2)}{2\pi} \tag{32}$$

Para el tercer caso

$$\xi = \frac{1}{\pi} * \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \left(ln\left(\frac{A_1}{A_{i+1}}\right)\right) \tag{33}$$

Para el cuarto caso

$$\xi = -\frac{a}{\pi} \tag{34}$$

El valor final del amortiguamiento es dado como un promedio de estas cuatro estimaciones.

III.3. Procesamiento de datos

Una vez corregidos los sismogramas por línea base (Capítulo II.3), calculé los calculé los espectros de amplitud de Fourier usando el método de Welch (Brigham, 1974), que consiste en dividir la totalidad de la serie de tiempo en ventanas con cierto porcentaje de traslape. Se calcula el espectro de Fourier de cada ventana y luego se calcula un espectro promedio de todas las ventanas.

Este es un método muy confiable, que permite obtener una estimación bastante aproximada de la energía espectral, cuando se cuenta con una sola observación.

A diferencia de los espectros calculados en el Capítulo II, donde solo se consideró la ventana correspondiente a las ondas S, en este caso los espectros se calcularon teniendo en cuenta todas las fases sísmicas presentes en los sismogramas.

Posteriormente calculé el cociente espectral entre las componentes horizontales y la vertical de cada registro de aceleración, de este cociente identifiqué la frecuencia natural (f_n), según la metodología descrita en el proyecto "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations" (SESAME) (2004). El Anexo B muestra los detalles de los criterios de selección especificados por esta metodología.

Para el análisis solo utilicé cocientes espectrales H/V que satisfacen los tres criterios de selección dados en SESAME (2004). También se restringió la selección del pico H/V claro a aquellas que cumplieran al menos 4 de los criterios para la selección de un pico claro en los cocientes espectrales (Ver Anexo B).

La frecuencia natural para un sitio dado, se estima del valor promedio de las frecuencias obtenidas de todos los registros analizados. La Tabla II muestra la f_n calculada en cada estación. Se muestran además en la tabla las amplitudes

correspondientes al pico máximo del cociente espectral H/V y otros resultados de los criterios de selección.

Tabla II. Frecuencia natural (f_n) y amplitud espectral correspondiente a f_n (A_0) (± desviación estándar). l_w es el largo de la ventana de tiempo usada para calcular el espectro; *nc* es el número de ciclos significativos considerados en la ventana; y σ_a es la desviación estándar de los valores mínimos y máximos de la amplitud.

Estación	# registros	f_n (Hz)	$10/l_w$	nc	$A_0(cm/s^2)$	σ_a
OJO	28	8.1±1.4	0.5-2.0	388-1964	4.0-57.5	0.23-1.35
ELO	23	8.3±0.7	0.5-1.7	495-2149	4.7-66.7	0.20-1.36
NAC	28	8.6±0.8	0.5-1.7	844-2533	3.6-28.5	0.28-1.33
OAX	30	5.5±1.1	0.5-1.3	381-1242	8.5-50.9	0.48-1.36
MOR	20	5.9±0.8	0.5-2.0	562-1363	6.4-136.6	0.25-0.86
VHI	20	5.1±1.7	0.5-2.0	210-2440	4.8-66.2	0.24-1.12
MOC	28	5.8±1.7	0.6-1.7	499-1527	3.3-35.7	0.34-1.44
BAC	32	5.8±1.8	0.4-0.6	428-1498	4.2-141.8	0.54-1.56
DIV	8	9.1±0.7	0.5-0.6	1245-2785	4.7-13.7	0.43-0.87

Una vez obtenidos los períodos dominantes ($1/f_n$) en cada estación, mediante los cocientes espectrales H/V, utilicé la TDA para calcular el período dominante con esos mismos registros. Para aplicar este método, calculé la Transformada Inversa de Fourier de los cocientes H/V calculados anteriormente, para obtener su representación en el dominio del tiempo. Cabe recordar que el objetivo es poder comparar los períodos dominantes obtenidos en forma independiente por ambas técnicas.

Otra consideración importante es el hecho de que se realizaron experimentos para identificar si se pueden utilizar diferentes partes de los sismogramas para obtener T_d y ξ mediante la TDA. De estos experimentos se obtuvieron resultados similares usando ventanas que contenían ruido, ondas P, ondas S o Coda separadamente, así como ventanas combinando múltiples ondas y/o ruido ambiental.

Para comparar las estimaciones de amortiguamiento y período dominante obtenidos, usando cocientes espectrales en el dominio del tiempo, con las estimaciones obtenidas usando registros sin pre-procesar, llevé a cabo un experimento usando directamente las tres componentes de aceleración (EW, NS y Vertical) y el registro de la componente vertical de velocidad. En este caso también las estimaciones de T_d y ξ son similares, por lo que concluimos que es posible con la TDA estimar la respuesta del sitio a partir de registros en una sola estación sin calcular cocientes espectrales ni hacer otro tipo de pre-procesamiento de la señal sísmica, siempre que la razón señal/ruido de dichos registros lo permita. Además, la estimación del amortiguamiento promedio y el período dominante a partir de la curva de pseudo-vibración libre del sistema de suelo analizado, se realiza teniendo en cuenta parámetros estadísticos y no de forma arbitraria.

Una vez probadas nuestras hipótesis, usamos el cociente espectral en el dominio del tiempo para calcular T_d y ξ mediante la TDA, en todas las estaciones.

III.4. Resultados

Comparando los valores de T_d obtenidos mediante cocientes espectrales H/V y usando la TDA, y el amortiguamiento promedio ξ calculado para la estación BAC usando diferentes partes de los sismogramas o las series de tiempo completas (Tabla III), podemos ver que se obtienen resultados similares. Esto valida el uso de vibración ambiental o de registros de terremotos, así como fases independientes de los sismogramas, para determinar el período dominante en un sitio dado, usando cualquiera de las dos técnicas.

Tabla III. Amortiguamiento promedio y períodos dominantes con sus correspondientes desviaciones estándares, calculados para la estación BAC, usando ambas técnicas (cocientes espectrales H/V y TDA). Los resultados son similares usando diferentes partes de las series de tiempo.

Ventana	ξ	T_d (s) - H/V	T_d (s) – TDA
Onda P	0.062±0.008	0.159±0.035	0.160±0.038
Onda S	0.059±0.007	0.155±0.040	0.155±0.044
Coda	0.063±0.011	0.166±0.049	0.169±0.050
Ondas P+S	0.058±0.007	0.181±0.044	0.183±0.048
Ondas P+S+Coda	0.056±0.014	0.153±0.044	0.156±0.042
Ruido ambiental	0.055±0.009	0.172±0.043	0.172±0.045
P+S+Coda+Ruido	0.054±0.007	0.172±0.042	0.177±0.041

La Tabla IV resume los resultados obtenidos para la misma estación, usando las series de tiempo sin pre-procesar de las 4 componentes. Los valores de amortiguamiento estimados de los registros de aceleración, son un poco menores que los obtenidos a partir de los registros de velocidad, además son menores que los valores estimados de ξ, usando cocientes espectrales de las diferentes partes de los sismogramas (Tabla III).

Es importante destacar también, que posiblemente los registros de velocidad necesiten la corrección instrumental ya que su respuesta instrumental no es plana. La corrección instrumental produce cambios en las formas de ondas que aún cuando sean pequeños, pueden tener cierta importancia en este caso.

Dado que los acelerogramas tienen razón señal/ruido baja en comparación con los registros de velocidad, es posible que el amortiguamiento calculado usando registros de aceleración esté sub-estimado. Por otro lado los cocientes espectrales aíslan la estructura local del sitio reduciendo los efectos de fuente y trayectoria. Por su parte, la determinación del período dominante, no se ve afectada por estos efectos.

Tabla IV. Amortiguamiento promedio y período dominante para la estación BAC, usando la TDA sobre los registros de las tres componentes de aceleración (EW, NS y Vertical) y la componente de velocidad vertical, sin pre-procesar.

Canal	ξ	T_d (s) - TDA
Aceleración – NS	0.033±0.005	0.175±0.008
Aceleración – EW	0.042±0.006	0.180±0.017
Aceleración – Vertical	0.044±0.006	0.178±0.018
Velocidad – Vertical	0.054±0.006	0.171±0.003

En la Figura 19 (a) se muestra el cociente espectral de la componente NS (NS/V) para un sismo registrado en la estación BAC el 30 de abril de 2003 a las 07:25, donde se observa claramente la frecuencia natural $f_n \approx 4$ Hz, (período dominante $T_d \approx 0.25$ s) .

En la Figura 19(b), este cociente espectral en el dominio del tiempo permite estimar un período dominante $T_d \approx 0.23$ s usando la TDA. Finalmente, en la Figura 19 (c), la aplicación de la TDA sobre el registro sin pre-procesar de la componente NS del sismograma proporciona un valor de $T_d \approx 0.24$ s.

Comparando los valores estimados del amortiguamiento en (b) y (c), podemos ver que en ambos casos es similar (≈0.03), a pesar de que el número de ciclos utilizados es diferente, pero la correlación (≈0.64 en ambos casos) es menos significativa cuando el número de ciclos representativos disminuye, en (b) es 0.004 y en (c) es 0.122.

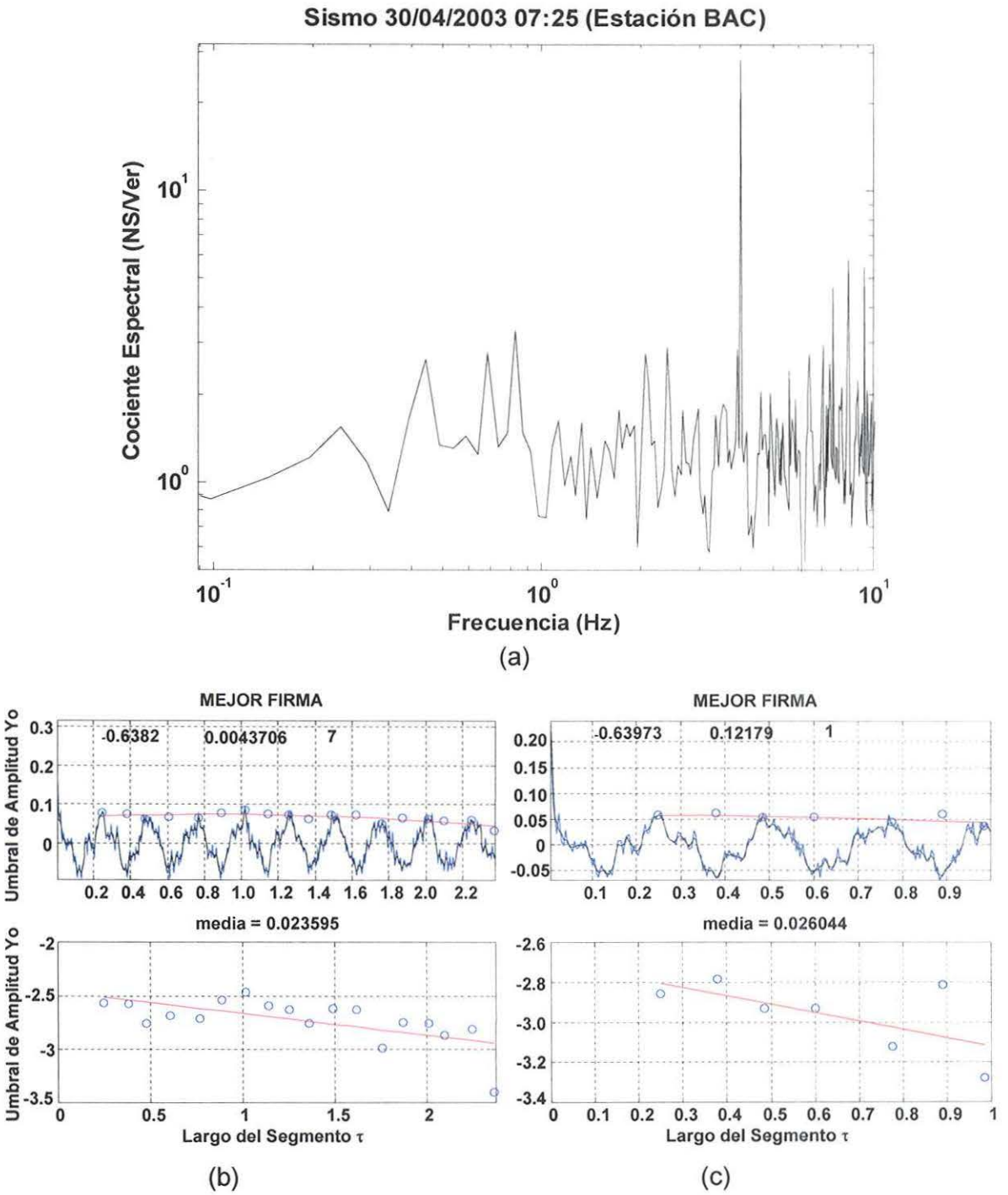

Figura 19. Comparación entre los períodos dominantes calculados a partir de: (a) – cociente espectral entre las componentes NS y Vertical de un registro de aceleración en la estación BAC. (b) – cociente espectral anterior llevado al dominio del tiempo al cual se le aplicó la TDA. (c) – Aplicando la TDA directamente sobre el registro de la componente NS.

Se realizó un análisis de las posibles fuentes de errores en la estimación del amortiguamiento, para finalmente reportar el mejor valor de amortiguamiento y su incertidumbre asociada.

Normalmente el valor promedio de un conjunto de datos es la mejor estimación del parámetro en cuestión, igualmente la desviación estándar es una estimación de la incertidumbre promedio de las mediciones por separado de los valores obtenidos de ese parámetro.

Para una misma estación, cada valor de amortiguamiento ξ_{mi} obtenido para un sismograma, consiste en el promedio de cuatro estimaciones ξ_i (con i representando cada una de las cuatro variantes mencionadas en el Capítulo III.2 y su incertidumbre $\Delta\xi_{mi}$ dados por:

$$\xi_{mi} = \sum \frac{\xi_i}{N} \tag{35}$$

$$\sigma_{mi} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(\xi_i - \xi_{mi})^2}{N-1}} \tag{36}$$

con $N = 4$.

Suponiendo que los errores sistemáticos son mínimos ya que utilizamos el mismo método para determinar los diferentes valores de amortiguamiento y haciendo uso de las ecuaciones (35) y (36), calculamos el valor promedio del amortiguamiento en cada estación ξ_{mj} a partir del conjunto de datos disponibles en la misma (M) y su desviación estándar $\Delta\xi_{mj}$ (Taylor, 1997). Cada uno de estos datos son las estimaciones independientes del amortiguamiento (ξ_{mi}), obtenidas para cada evento analizado. Las ecuaciones (35) y (36) quedarían expresadas de la siguiente manera:

$$\xi_{mj} = \sum \frac{\xi_{mi}}{M} \tag{37}$$

$$\sigma_{mj} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{M}(\xi_{mi} - \xi_{mj})^2}{M-1}} \tag{38}$$

M es el número de sismogramas analizados para la estación.

Al igual que en la Figura 20 correspondiente a la estación OAX, para todas las estaciones obtuvimos que el valor de amortiguamiento calculado para cada sismograma es aproximadamente constante para todos los eventos analizados en la estación; con el coeficiente de correlación variando en el rango de -0.5 y -1.0, lo que indica un buen ajuste lineal de la curva de pseudo-vibración libre y la hipótesis nula con valores cercanos a cero, destacando el nivel de significación de los coeficientes de correlación obtenidos.

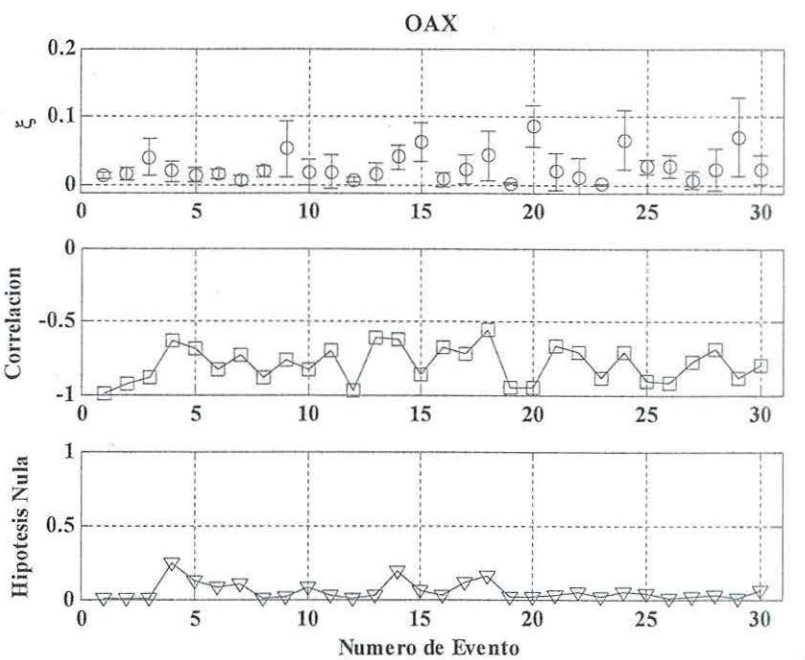

Figura 20. Amortiguamiento promedio de las cuatro estimaciones, con el coeficiente de correlación variando entre -0.5 y -1.0, y la hipótesis nula cercana a 0.

Otro análisis realizado fue calcular la diferencia entre dos o más de las estimaciones de amortiguamiento (discrepancia) con el objetivo de comprobar si todas ellas pueden considerarse igualmente válidas o no.

La Figura 21 muestra los valores de amortiguamiento para cada evento analizado y para cada estación, las barras de error representan sus correspondientes desviaciones estándar. Como se puede observar, a pesar de que las desviaciones estándar en algunos casos son elevadas, la discrepancia toma valores diferentes, pero en todos los casos esta es insignificante, porque los márgenes de errores se traslapan entre sí. Esto quiere decir que nuestras estimaciones de amortiguamiento son correctas, aunque pueden tener cierto grado de inexactitud.

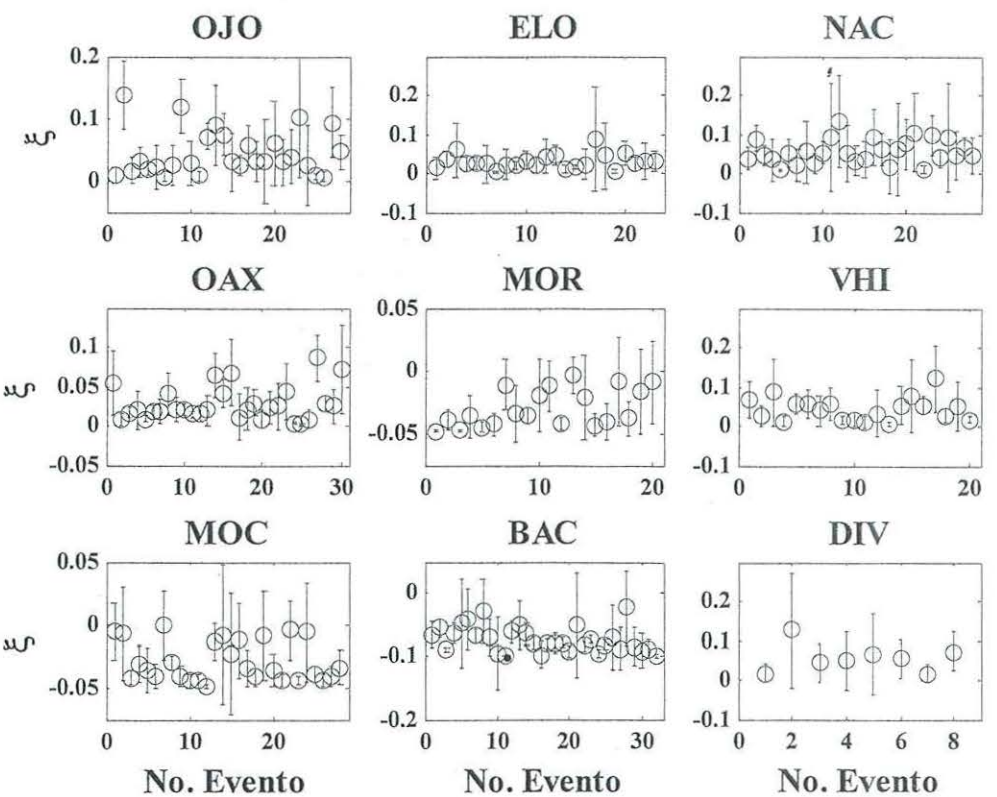

Figura 21. Gráfico de Discrepancia (diferencia entre dos o más mediciones o valores de una misma cantidad).

Estos resultados nos llevaron a no descartar ningún valor, pero sí a realizar otros análisis.

En los casos analizados, el amortiguamiento estimado mediante la variante de la pendiente (Ecuación 34), por lo general produjo valores menores que los obtenidos por las otras tres variantes. Esto por supuesto produce un aumento en la desviación estándar correspondiente al amortiguamiento promedio de las cuatro variantes. Resultados similares obtuvo Bejarano (2006), quien a pesar de obtener mayor estabilidad en los resultados cuando utilizó la ecuación (34), también detectó que la misma producía subestimaciones en el valor del amortiguamiento. En correspondencia con este análisis bastaba con descartar el método de la pendiente y obtener un amortiguamiento promedio en cada estación usando los resultados de las tres variantes restantes, sin embargo, nosotros optamos por no desechar ninguna estimación y en su lugar utilizamos otros criterios.

Otra consideración sobre las potenciales fuentes de errores, es que la determinación del amortiguamiento con la TDA se realiza de manera simultánea con la estimación del periodo dominante (T_d), y de acuerdo con la Tabla IV, las estimaciones de T_d parecen ser muy buenas dado que sus desviaciones estándar son muy pequeñas comparadas con los valores de T_d y porque esos valores de T_d son muy similares a los calculados usando cocientes espectrales H/V. Por tales motivos, se podría esperar que las buenas estimaciones de T_d pudieran haber dado lugar a pobres estimaciones del amortiguamiento, pues ambas fueron determinadas de manera simultánea.

Se calcularon además la mediana ($\xi_{mediana}$) y la moda (ξ_{moda}) de cada conjunto de datos, así como su correspondiente desviación estándar utilizando la ecuación (38), pero sustituyendo ξ_{mj} por $\xi_{mediana}$ o ξ_{moda} según el caso. Como se puede observar en la Tabla V, el promedio, la mediana y la moda son similares y sus desviaciones estándar siguen siendo elevadas, por lo que es lo mismo utilizar

cualquiera de ellas para representar la mejor estimación del valor del amortiguamiento. En la quinta columna de la tabla, se muestra el número de eventos que se corresponden con la moda y entre paréntesis el número total de eventos usados en la estación, para una mejor comparación del porcentaje de los datos que representa la moda.

Tabla V. Comparación entre el valor promedio del amortiguamiento obtenido en cada estación, con la estimación de la mediana y la moda.

Estación	$\xi_{mj} \pm \sigma_{mj}$	$\xi_{mediana} \pm \sigma_{mediana}$	$\xi_{moda} \pm \sigma_{moda}$	#(total)
OJO	0.0444±0.0362	0.0304±0.0388	0.0300±0.0390	13(28)
ELO	0.0302±0.0187	0.0254±0.0194	0.0300±0.0187	15(23)
NAC	0.0564±0.0312	0.0519±0.0315	0.0600±0.0314	11(28)
OAX	0.0276±0.0215	0.0207±0.0227	0.0250±0.0217	16(30)
MOR	0.0404±0.0301	0.0279±0.0327	0.0230±0.0350	9(20)
VHI	0.0436±0.0297	0.0450±0.0298	0.0440±0.0297	7(20)
MOC	0.0429±0.0318	0.0297±0.0345	0.0300±0.0344	12(28)
BAC	0.0535±0.0409	0.0423±0.0425	0.0300±0.0473	11(32)
DIV	0.0565±0.0351	0.0526±0.0353	0.0600±0.0353	5(8)

Sin embargo hicimos otro análisis, basados en el hecho de que el valor promedio es una combinación de todos los valores ξ_{mj}, la desviación estándar del promedio, es más confiable que cualquiera de los valores por si solos, se calculó la desviación estándar de la media como:

$$\sigma_m = \sum \frac{\sigma_{mj}}{\sqrt{M}} \tag{39}$$

Finalmente en la Tabla VI, se muestran el amortiguamiento promedio y su desviación estándar σ_m obtenidos en cada estación, como se puede ver, esta es una mejor representación de la incertidumbre del amortiguamiento. Consideramos que este último es el mejor resultado que podemos dar de nuestra estimación del

amortiguamiento y su incertidumbre como la desviación estándar del promedio. Se incluyen además en la tabla, la clasificación del sitio realizada en el Capítulo II.4, el período dominante y su correspondiente desviación estándar, calculado por ambas técnicas (H/V y TDA). Se observa que ξ varía entre 0.028 y 0.057 para todos los sitios, mientras que el período dominante muestra claras diferencias entre las condiciones de los sitios bajo cada estación de registro. En la última columna de la tabla incluyo el valor individual de $\kappa_0(z)$ estimado con todas las estaciones (Ver Tabla II, Capítulo II.4).

Tabla VI. Amortiguamiento promedio y su desviación estándar estimado para cada estación. Grupo al que pertenece cada estación según la clasificación litológica. Período dominante calculado usando cocientes espectrales H/V y TDA con sus correspondientes desviaciones estándares. Valor individual de $\kappa_0(z)$ estimado con todas las estaciones.

Estación	Grupo	ξ	T_d(s)-H/V	T_d(s)-TDA	$\kappa_0(z)$
OJO	I	0.044±0.007	0.123±0.016	0.127±0.016	0.0078±0.0048
ELO	I	0.030±0.004	0.122±0.012	0.123±0.017	0.0026±0.0024
NAC	I	0.056±0.006	0.119±0.011	0.120±0.011	0.0129±0.0044
OAX	II	0.028±0.004	0.185±0.029	0.185±0.029	0.0503±0.0073
MOR	II	0.040±0.007	0.173±0.024	0.175±0.033	0.1210±0.0090
VHI	II	0.044±0.007	0.199±0.028	0.194±0.037	0.0222±0.0028
MOC	II	0.043±0.006	0.173±0.051	0.175±0.052	0.0101±0.0032
BAC	II	0.054±0.007	0.172±0.042	0.177±0.041	0.1241±0.0111
DIV	III	0.057±0.012	0.111±0.013	0.113±0.010	0.0278±0.0018

A partir de la frecuencia natural calculada con la TDA, estimamos el espesor de la capa superficial bajo las estaciones analizadas, usando la siguiente relación:

$$f_n = \frac{V_s}{4H}(2n-1); \quad n = 1, 2, 3, ... \tag{40}$$

donde V_s es la velocidad de las ondas de corte (usamos V_s = 2.95 km/s dada para la región por el modelo de corteza vigente), H es el espesor de la capa, n es el

modo de vibración considerado, y f_n es la frecuencia natural del sitio (Kramer, 1996).

Considerando el primer modo (dominante) de vibración, n = 1:

$$H = \frac{V_s}{4f_n} \tag{41}$$

Encontramos valores de espesores de la capa superficial en la región de entre 80 y 150-m.

III.5. Discusión

Los períodos dominantes calculados son consistentes con la litología de los sitios considerados, los valores de T_d son menores en sitios sobre roca firme que en sitios sobre litología menos competente: varían de aproximadamente 0.12 s en sitios sobre rocas ígneas extrusivas ácidas independientemente de su edad geológica, hasta valores entre 0.17 a 0.20 s, en sitios sobre depósitos continentales (Conglomerados del Terciario). Estos valores están en el rango que encontraron Fernández *et al.* (2000), quienes reportan valores de períodos dominantes entre 0.07 y 0.5 s en sitios de la ciudad de Baracoa, Cuba, que van desde rocas carbonatadas margo-arcillosas, con un espesor aproximado de 8 metros y el nivel freático a más de 10 m de profundidad, hasta suelos muy blandos de gran espesor y con el nivel freático a menos de 5 m de profundidad.

Los valores de amortiguamiento estimados para las estaciones aquí estudiadas, varían entre 0.028 y 0.057. Usando señales sintéticas para sistemas de suelos equivalentes, con frecuencias naturales de 1, 2, 5 y 10 Hz; Huerta *et al.* (1998),

obtuvieron valores específicos del amortiguamiento: para 5 Hz obtuvieron valores de ξ entre 0.05 y 0.07 y para 10 Hz, obtuvieron valores de ξ entre 0.0477 y 0.0599.

Todas las estaciones usadas en este trabajo tienen frecuencias naturales promedio del sitio entre 5.1 y 9.1 Hz. Los valores de amortiguamiento obtenidos varían entre 0.040 y 0.057 para la mayoría de estas estaciones, excepto para las estaciones OAX y ELO, cuyos valores de ξ son 0.028 y 0.030 respectivamente. Sin embargo, estos dos últimos valores son comparables a los obtenidos por Huerta *et al.* (1998) usando el registro en la estación CDAO de la ciudad de México, del sismo del 19 de septiembre de 1985 (ξ=0.0219). Basado en la discusión anterior, considero que nuestras estimaciones de amortiguamiento arrojan valores dentro de los rangos esperados para este parámetro.

En un estudio similar, Yang *et al.* (1989), compararon los espectros calculados y observados en dos estaciones de la ciudad de México, y notaron que los rasgos principales del espectro observado se reproducían bien si el valor del amortiguamiento, determinado mediante la TDA, se utilizaba como dato para obtener el espectro calculado. Si ellos usaban un valor de amortiguamiento mayor, las amplitudes del espectro calculado decrecían considerablemente en comparación con las amplitudes del espectro observado.

En nuestro estudio, los valores menores de amplitudes espectrales promedio (16.05 y 9.20 para f_n) se obtuvieron para las estaciones NAC y DIV (grupos I y III), estas son las estaciones donde se obtuvieron los valores de amortiguamientos más altos.

Considerando el análisis de las componentes verticales (de velocidad y aceleración), concluimos que ambas tienen influencia de las capas superficiales, porque ellas permiten obtener estimaciones razonables de T_d y ξ, que son consistentes con las otras estimaciones (con componentes horizontales de

aceleración y con cocientes espectrales H/V). Cabe notar que la mayoría de las estimaciones de la respuesta del sitio usando cocientes espectrales H/V, no garantizan que la componente vertical del movimiento del suelo esté libre de amplificación. Castro *et al.* (1997), encontraron que una inadecuada selección de la ventana de ondas S usada para calcular los espectros puede contaminar el resultado con los efectos de otras fases, específicamente de ondas superficiales, además esto puede inducir amplificación del suelo en la componente vertical.

Acosta *et al.* (1993) compararon las respuestas sísmicas a profundidades de 0, 20 y 40 metros en un sitio de la ciudad de México y encontraron que entre los 20 y 40 metros, la función de transferencia de la componente vertical mostraba una amplificación significativa de esta componente en la banda de frecuencia entre 0.3 y 0.5 s, dicha amplificación también era observada en las componentes horizontales. Por su parte, la curva de ganancia vertical entre 0 y 20 metros de profundidad, mostraba una moderada amplificación para los períodos entre 0.5 y 1.0 s, e igualmente la función de transferencia entre 0 y 40 metros, contenía información de amplificaciones para períodos menores de 1 s. Según los autores las funciones de transferencia observadas, indican que la mayor parte de estos rasgos espectrales característicos se generaban en el segmento estratigráfico existente entre los 20 y 40 metros de profundidad que corresponde con una formación arcillosa con una capa dura intercalada aproximadamente a los 35 metros de profundidad.

La existencia de heterogeneidades laterales en el medio, también puede promover la propagación del campo de ondas en la dirección vertical, esto a su vez puede amplificar las amplitudes de la componente vertical del movimiento del suelo en la superficie (Castro *et al.*, 2000). Castro *et al.* (2000), demostraron que la técnica de cocientes espectrales H/V puede sub-estimar la amplificación del sitio a frecuencias menores de 8 Hz. Además, la estimación de la frecuencia natural es consistente con los otros dos métodos que ellos utilizaron (Razón espectral

estándar usando una estación de campo libre como sitio de referencia, y razones espectrales cruzadas).

III.6. Conclusiones

Se demostró que con la TDA es posible estimar simultáneamente los valores de ξ y T_d, usando registros de terremotos o solo partes de los sismogramas conteniendo diferentes fases o mezclas de ellas. También en la medida que la razón señal/ruido de las series de tiempo lo permita, se pueden utilizar registros independientes sin pre-procesar (sin calcular cocientes espectrales H/V). Por otro lado, la componente vertical del registro del suelo parece tener una contribución significativa de las capas superficiales del sitio.

El período dominante calculado para los sitios considerados varía desde aproximadamente 0.12 s en roca de diferentes edades, hasta 0.17- 0.20-s donde predominan los conglomerados del Terciario, confirmando las diferencias previamente observadas en el Capítulo II, entre los tres grupos de estaciones.

El valor estimado del amortiguamiento, varía entre 2.8- y 5.7-%. Los sitios exhiben diferente respuesta sísmica en términos del amortiguamiento, en lugares con la misma litología, pero de edades diferentes, las cuales condicionan que han sufrido diferentes etapas de evolución geológica, y por tanto en la actualidad pueden presentar diferentes propiedades físico mecánicas (porosidad, densidad, módulos de deformación, etc), ya que han sido sometidos a diferente grado de esfuerzos y deformaciones, en diferentes ambientes geólogo-tectónicos. De la misma manera ambos paquetes rocosos pueden yacer en diferentes condiciones geo-ambientales lo cual se refleja en diferentes condiciones tectónicas, del manto acuífero, humedad de las rocas, intemperismo, erosión o acumulación de

depósitos recientes (suelo) en su superficie. Todo lo anterior influye en la respuesta sísmica de cada sitio.

Los espesores de las capas superficiales en la región objeto de nuestro estudio varían entre 80 y 150 m aproximadamente, para los sitios donde fueron estimados el período dominante T_d y el amortiguamiento ξ usando la TDA.

Capítulo IV

Relación entre el amortiguamiento ξ y el parámetro de decaimiento espectral $\kappa_0(z)$.

IV.1. Introducción

Tanto el parámetro de decaimiento espectral cerca de la superficie $\kappa_0(z)$, como el amortiguamiento ξ de los geo-materiales, sirven para caracterizar la respuesta sísmica del sitio, sin embargo siempre se han estudiado de manera independiente. Ambos parámetros representan el decaimiento de las amplitudes de las ondas sísmicas debido a la pérdida de energía causada por procesos intrínsecos de los materiales, y de alguna manera, deben estar relacionados con el factor de calidad Q, el cual representa la atenuación inelástica del medio. En este capítulo se exploró como estos parámetros se relacionan y como ellos deben ser utilizados para caracterizar de mejor manera la respuesta del sitio. Con esto es posible hacer una mejor interpretación de los procesos que se ponen de manifiesto en la región, y averiguar cómo se puede establecer la relación (empírica y/o teórica) entre ellos, que permita poder hacer estimaciones de uno cuando se conoce el otro.

Utilizando los valores estimados de $\kappa_0(z)$ y ξ, calculamos una relación empírica entre ambos parámetros, la cual comparamos con una relación teórica obtenida, partiendo de un modelo simple de una capa de suelo sobre un semi-espacio infinito.

En el Capítulo II de esta tesis, se estimó el valor de $\kappa_0(z)$ para las estaciones de la red RESNES y los resultados fueron publicados en Fernández *et al.* (2010). Por

otra parte, el valor del amortiguamiento ξ, se determinó en el Capítulo III. La Tabla VI de dicho capítulo, resume estos resultados.

IV.2. Relación experimental entre ξ y $\kappa_0(z)$.

Utilizando los valores estimados para todas las estaciones en su conjunto, del amortiguamiento ξ y de la atenuación superficial cercana al sitio de registro $\kappa_0(z)$, obtuve la siguiente relación empírica que relaciona ambos parámetros:

$$\xi = (0.50 \pm 0.178) * \kappa_0(z) \tag{42}$$

Dado que para estimar ξ, solo se necesita de un registro de la respuesta del sistema de suelos, analizando una sola estación, su estimación a través de la TDA es más sencilla en comparación con la estimación de $\kappa_0(z)$. Por otro lado, se requiere del valor de amortiguamiento, para hacer el modelado de la respuesta sísmica en un sitio, producida por los estratos someros. Por estos motivos analizamos la relación inversa, la cual queda expresada como:

$$\kappa_0(z) = (2.01 \pm 0.489) * \xi \tag{43}$$

Las ecuaciones (42) y (43), son solo válidas para el área de estudio y expresan la relación promedio entre ambos parámetros.

En el Capítulo II, las estaciones de la red RESNES fueron divididas en tres grupos, atendiendo a las características litológicas de su sitio de ubicación. Usando esta clasificación descrita previamente, calculé la pendiente de la recta que relaciona ξ y $\kappa_0(z)$ para cada grupo de estaciones dentro de la clasificación. Se obtuvieron resultados comparables a los mostrados por las ecuaciones (42) y (43), especialmente el resultado obtenido para el grupo II (estaciones sobre

conglomerados) que fue $\xi = (0.43 \pm 0.130) * \kappa_0(z)$. Para los otros dos grupos de estaciones las pendientes obtenidas fueron mayores (4.93 para el Grupo I y 2.03 para el Grupo III). La Figura 22, muestra la comparación entre los resultados obtenidos con todas las estaciones y los obtenidos por grupo de estaciones. Por su parte la Figura 23, muestra la relación inversa $\kappa_0(z) - \xi$, al igual que en la Figura 22, se observa la pendiente obtenida para el Grupo II (2.32) se asemeja a la pendiente obtenida con todas las estaciones (2.01). En ambas figuras se observa además que dos estaciones del Grupo II (VHI y MOC) no se encuentran exactamente sobre las rectas de ajuste de su grupo (línea magenta), sino más bien la estación VHI se acerca al ajuste encontrado para el Grupo III y la estación MOC se comporta similar a las estaciones del grupo I. Pensamos que aunque ambas están situadas sobre conglomerados, los sitios donde estas se encuentran ubicadas (Ver Figura 2, Capítulo II), pueden tener diferente grado de intemperismo y fracturamiento. Las estaciones VHI y MOC, están localizadas al oeste del sistema de fallas que provocó el sismo de 1887, mientras que el resto de las estaciones ubicadas sobre conglomerados (MOR, OAX y BAC), están situadas sobre dicho sistema de fallas.

La Tabla VII, resume los valores de las pendientes y sus incertidumbres asociadas, obtenidas para cada grupo de estaciones y como promedio con todas las estaciones, para las relaciones ξ vs $\kappa_0(z)$, y $\kappa_0(z)$ vs ξ.

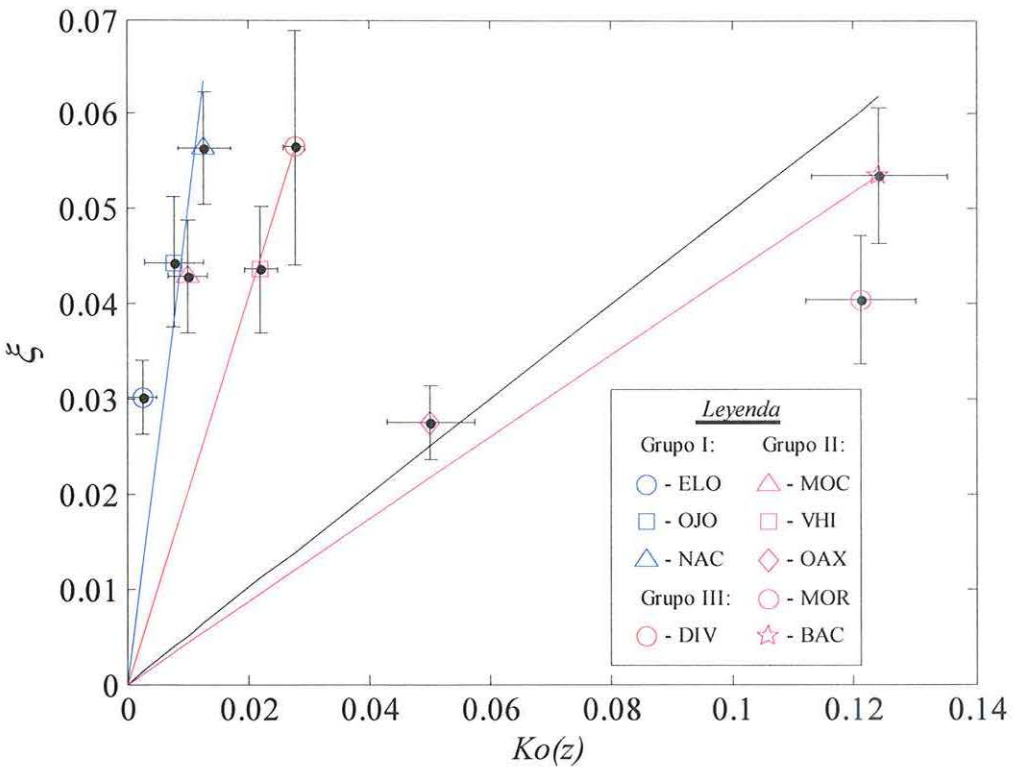

Figura 22. Pendiente de la recta que relaciona ξ y $\kappa_0(z)$ obtenidas para toda la región con todas las estaciones (negro), y para cada de grupo de estaciones de acuerdo a la clasificación litológica: Grupo I (azul), Grupo II (magenta) y Grupo III (rojo). Los valores de las pendientes son: *m(grupo I)*= 4.9246; *m(grupo II)* = 0.4317; *m(grupo III)* = 2.0324. La pendiente del grupo II es el valor más cercano al resultado regional (*m*= 0.4986).

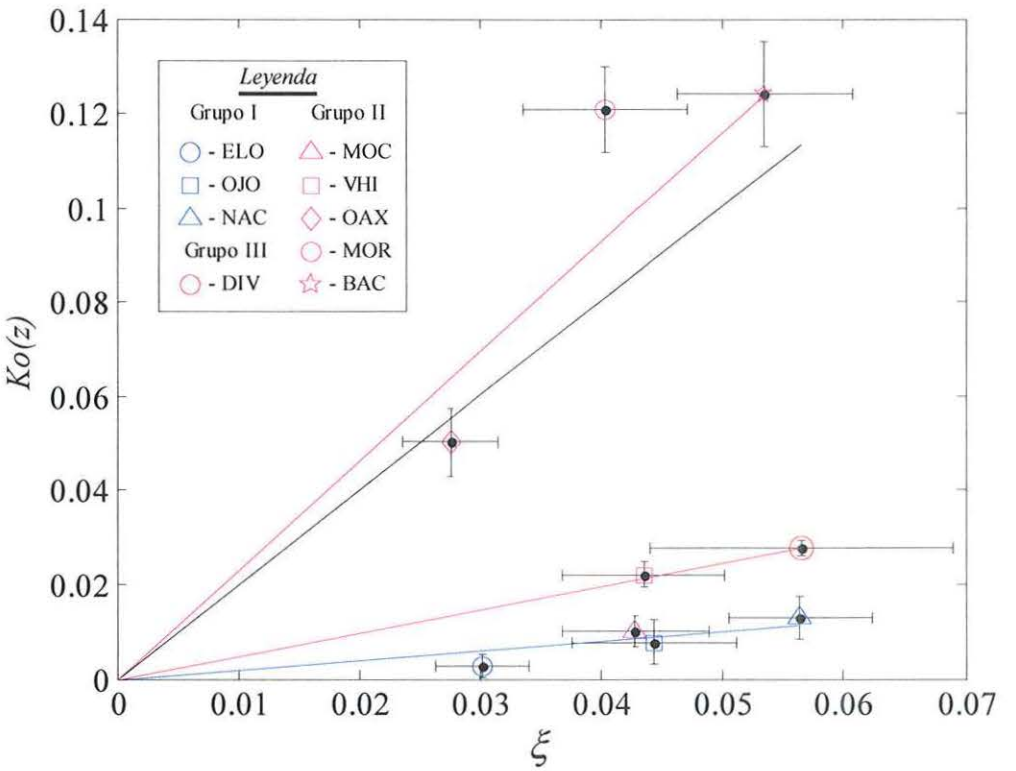

Figura 23. Pendiente de la recta que relaciona $\kappa_0(z)$ y ξ obtenidas para toda la región con todas las estaciones (negro), y para cada de grupo de estaciones de acuerdo a la clasificación litológica: Grupo I (azul), Grupo II (magenta) y Grupo III (rojo). Los valores de las pendientes son: *m(grupo I)*= 0.2031; *m(grupo II)* = 2.3164; *m(grupo III)* = 0.4920. La pendiente del grupo II es el valor más cercano al resultado regional (*m*= 2.0056).

Tabla VII. Valores de las pendientes de las rectas que relacionan ξ vs $\kappa_0(z)$, y $\kappa_0(z)$ vs ξ, obtenidas para cada grupo de estaciones y como promedio del área con todas las estaciones de la red RESNES. Los valores de incertidumbre de 0.000 para el Grupo III, significa que esta es indefinida, puesto que dentro ese grupo solo se cuenta con un dato en la estación DIV, pues es la única estación dentro de ese grupo.

Grupo	ξ vs $\kappa_0(z)$	$\kappa_0(z)$ vs ξ
I	4.93±0.745	0.20±0.030
II	0.43±0.130	2.32±0.580
III	2.03±0.000	0.49±0.000
I, II y III	0.50±0.178	2.01±0.489

Cabe notar que para la ecuación de $\kappa_0(z)$ vs ξ, las incertidumbres en los valores de las pendientes disminuyen en relación a la ecuación de ξ vs $\kappa_0(z)$, de un 36 % a un 24 % cuando se utilizan todas las estaciones, y de un 30 % a un 25 % para el Grupo II. En el caso del Grupo I se mantiene en un 15 % y para el Grupo III, la incertidumbre es indefinida, debido a que solamente se tiene un dato (el de la estación DIV).

IV.3. Relación teórica entre ξ y $\kappa_0(z)$.

Una vez obtenidas las relaciones empíricas generales entre ambos parámetros mostradas en las ecuaciones (42) y (43) y las especificaciones para la región objeto de estudio dadas por la Tabla I, encontramos una relación teórica general entre $\kappa_0(z)$ vs ξ, la cual puede ser utilizada en cualquier sitio de interés.

Considerando que ambos parámetros representan el decaimiento de las amplitudes de las ondas sísmicas debido a la pérdida de energía causada por procesos intrínsecos de los materiales, estos pueden relacionarse con el factor de calidad Q, el cual es el parámetro más usado para expresar la atenuación con su valor inverso Q^{-1}. Este factor también es llamado factor de fricción o disipación

interna. El parámetro Q se define como la fracción de energía disipada por ciclo de oscilación (Lay y Wallace, 1995):

$$\frac{2\pi}{Q} = -\frac{\Delta E}{E} \tag{44}$$

Donde E es la energía del oscilador y ΔE es la fracción de energía perdida en un ciclo de oscilación debida a la atenuación.

De esta definición y teniendo en cuenta que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud, podemos escribir que:

$$A = A_0 e^{-\omega t/2Q} \tag{45}$$

De la solución de un sistema linear amortiguado (Ecuación 14, Capítulo III), el decaimiento de la amplitud puede ser representado como:

$$A = A_0 e^{-\xi\omega t} \tag{46}$$

Comparando las ecuaciones (45) y (46), podemos expresar el amortiguamiento en términos del factor de calidad Q como:

$$\xi = \frac{1}{2Q} \tag{47}$$

Por otro lado, la expresión que define el parámetro de decaimiento espectral kappa κ (Ecuación 5 del Capítulo II.2) es la siguiente:

$$A(f) = e^{-\pi\kappa f} \tag{48}$$

La ecuación (48), también se puede comparar con la ecuación (45) para obtener kappa κ en términos de Q:

$$-\pi\kappa f = -\frac{\omega t}{2Q} \tag{49}$$

Si consideramos el modelo de una capa de suelo de espesor H sobre un semi-espacio, donde incide verticalmente un pulso de amplitud unitaria en la base del estrato, los efectos de trayectoria fuente-base pueden ser despreciados y $\kappa = \kappa_0$.

Sustituyendo $\omega = 2\pi f$ y resolviendo para κ_0, la ecuación (49):

$$\kappa_0 = \frac{t}{Q} \tag{50}$$

El efecto de Q en el rayo sísmico es el de multiplicar el espectro de la fuente por un factor exponencial $e^{-\pi f t^*}$ con

$$t^* = \frac{t}{Q} = \int_{trayectoria} \frac{dt}{Q} = \sum_{i=1}^{N} \frac{H_i}{Q_i V_i} \tag{51}$$

N es el número de capas. Para *N*=1: $\frac{t}{Q} = \frac{H}{QV_s}$, si sustituimos en (50):

$$\kappa_0 = \frac{H}{QV_s} \tag{52}$$

Despejando Q en la ecuación (52) y sustituyendo en (47), podemos obtener ξ en función de κ_0 como:

$$\xi = \frac{V_s}{2H}\kappa_0 \tag{53}$$

Note que aunque κ_0 es estimado de la forma del espectro de aceleración a altas frecuencias, la ecuación (50) muestra que el valor de κ_0 es independiente de la frecuencia. Esto se puede ver con mejor claridad si consideramos que Q es una función de la profundidad y la frecuencia y toma en cuenta los mecanismos de disipación debidos a la dispersión (scattering) y a la absorción intrínseca en el medio. La contribución de ambos mecanismos a la atenuación total se considera un proceso aditivo

$$\frac{1}{Q_t} = \frac{1}{Q_s} = \frac{1}{Q_\alpha} \tag{54}$$

Donde

$\frac{1}{Q_t}$, $\frac{1}{Q_s}$ y $\frac{1}{Q_\alpha}$ son: la atenuación total, la atenuación debida al scattering y la atenuación intrínseca, respectivamente. $\frac{1}{Q_\alpha}$ es generalmente independiente de la frecuencia, pero $\frac{1}{Q_s}$ no. Nosotros asumimos que $Q = Q_\alpha$ en las ecuaciones (47), (52) y (53)

.

La relación inversa $\kappa_0(z)$ vs ξ quedaría entonces como:

$$\kappa_0 = \frac{2H}{V_s}\xi \tag{55}$$

IV.4. Conclusiones

Determinamos una relación empírica entre ξ - $\kappa_0(z)$ y la inversa $\kappa_0(z)$ - ξ para la región de Sonora, las cuales son consistentes con el predominio de conglomerados en el área, y con la relación obtenida teóricamente.

La relación $\kappa_0(z)$ – ξ, es más adecuada desde el punto de vista de las incertidumbres obtenidas en las pendientes y debido a que solo se necesita de un registro de la respuesta del sistema de suelos analizado en una sola estación, para estimar ξ mediante la TDA.

Las ecuaciones generales (53) y (55), pueden ser utilizadas para la estimación del amortiguamiento en cualquier región, donde los efectos locales estarán caracterizados por sus valores de V_s y por el espesor H de la capa superficial considerada.

Capítulo V

Modelado de la estructura somera bajo las estaciones de la red RESNES, usando el método de propagación de ondas mediante matrices de rigidez.

V.1. Introducción

Las propiedades de la atenuación y de los efectos de sitio, estimadas en los capítulos anteriores, pueden ser utilizadas para modelar la respuesta sísmica local de terreno. En esta sección de la tesis, usé el método de propagación de ondas mediante matrices de rigidez para modelar la estructura somera bajo las estaciones de la red RESNES, para minimizar las incertidumbres de los valores de $\kappa_0(z)$, amortiguamiento, período dominante y espesores de la capa superficial, previamente calculados y para conocer mejor el rango de validez de estos parámetros.

La ventaja que ofrece el método de matrices de rigidez, es que permite modelar sistemas de varias capas, usando todo el campo de ondas P, SV y SH, así como diferentes ángulos, para la onda incidente en la base de los estratos. Además se puede seguir fácilmente la evolución del campo de ondas a medida que este avanza a través de las interfases del sistema analizado.

Utilicé el código Matlab s*onsite* desarrollado para este trabajo a partir del programa realizado por Huerta, *et al.* (2005), para modelar cada sitio de registro usando como datos para el modelo inicial los valores de espesores de la capa superficial y de amortiguamientos calculados según se describió en el Capítulo III. Los otros parámetros de entrada son los valores de velocidad, densidad y coeficiente de Poisson de cada capa propuesta. El campo de ondas incidente (a

propagar por el medio estratificado), se define mediante la amplitud de la onda incidente (P, SV y/o SH) y su ángulo de incidencia.

Se realizó un análisis de sensibilidad del modelado a cada uno de estos parámetros de entrada (Sección V.3); además, tomando como excitación inicial para el modelado, la incidencia vertical de una onda tipo SH, comparé los resultados obtenidos con este modelo y un modelo desarrollado por Anderson, (2011) en su código Matlab *shstack*, el cual es una aplicación simplificada del método de Luco y Apsel para las funciones de Green de un medio estratificado (Apsel y Luco, 1983). Dicho programa calcula la respuesta del sistema considerando solo una capa.

El programa *sonsite*, nos permite calcular los desplazamientos correspondientes en cada interfase. Posteriormente se calculan cocientes espectrales teóricos entre las componentes horizontales (SV y SH) sobre la vertical (V), para compararlos con los cocientes espectrales experimentales entre las componentes horizontales (NS y EW) sobre la vertical (V), calculados en cada estación (Capítulo III). En este caso particular comparamos los cocientes espectrales modelados, correspondientes a los promedios y medianas entre las componentes horizontales sobre la vertical ((SV-SH)/V), con los calculados previamente en cada estación a partir de registros acelerográficos ((EW-NS)/V); y se caracterizó cada sitio mediante una columna litológica típica. Al comparar los resultados para todas las estaciones se obtuvieron dos modelos generalizados: El de Tipo I, que caracteriza a las estaciones ELO, OJO, NAC, DIV ubicadas al oeste del sistema de fallas y el de Tipo II, que explica el comportamiento de los sitios de ubicación de las estaciones MOR, BAC, OAX, VHI y MOC; todas sobre el sistema de fallas, excepto la última.

Los modelos finales que representan la estructura somera en cada sitio se compararon con la columna litológica regional del área de estudio (INEGI, 2006) y

con el modelo de corteza de Harder y Keller (2000) que se usa en la región para las determinaciones hipocentrales.

V.2. Método

El método de matrices de rigidez fue desarrollado por Kausel y Roesset (1981), como complemento al método de matrices de transferencia de Haskell-Thompson.

Si consideramos un modelo de capas horizontales, donde cada capa es homogénea e isotrópica, a partir de la ecuación de onda en función de los desplazamientos ($\vec{D}$) y los esfuerzos ($\vec{\tau}$), se puede obtener un sistema de la forma:

$$\partial_z \begin{bmatrix} \vec{D} \\ \vec{\tau} \end{bmatrix} = H \begin{bmatrix} \vec{D} \\ \vec{\tau} \end{bmatrix} + \vec{f} \tag{56}$$

donde $\vec{f}$ es la fuente y z es la coordenada en la dirección perpendicular (profundidad) al sistema de capas considerado.

En el Anexo C, se describen los detalles de este procedimiento, así como se demuestra, que el uso de la matriz de propagación ($P(z, z_0)$), permite obtener el vector desplazamiento-esfuerzo en una posición z dada, partiendo del conocimiento de las características de dicho vector en una posición inicial z_0. Esta relación se expresa en el sistema de ecuaciones (C.19) del Anexo C, el cual alternativamente se puede escribir como:

$$\begin{bmatrix} \tau(z_0) \\ \tau(z) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -P_{D\tau}^{-1} P_{DD} & P_{D\tau}^{-1} \\ P_{\tau\tau} P_{D\tau}^{-1} P_{DD} - P_{\tau D} & -P_{\tau\tau} P_{D\tau}^{-1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D(z_0) \\ D(z) \end{bmatrix} \tag{57}$$

o en notación compacta:

$$\vec{L} = K\vec{D} \tag{58}$$

Donde K es la matriz de rigidez de la capa, $\vec{L}$ es el vector de los esfuerzos y $\vec{D}$ es el vector de desplazamientos. Para un sistema de varias capas, la matriz de rigidez global se construye por superposición de la contribución de las matrices de cada capa en cada interfase del sistema. Es decir, que mediante este método, se genera una matriz para cada capa o estrato, en la cual están implicadas explícitamente: (i) las propiedades del medio, a través del modulo de cortante del material que conforma dicho estrato, el cual a su vez asocia a la densidad y la velocidad de las ondas de corte; (ii) la geometría del medio en el que se propaga el campo de ondas, al considerar el espesor de los estratos; y (iii) las características de ese campo de ondas que se propaga en dirección hacia arriba y hacia abajo dentro de las capas.

Para una mejor comprensión de lo expresado en el párrafo anterior, consideremos una onda SH propagándose en una capa simple como se muestra en la Figura 24 (Problema del anti-plano), este problema considera una onda restringida al plano x-z. $\propto_i$ denota el ángulo de incidencia; $l = sen(\propto_i)$ y $n = \cos(\propto_i)$ son los cosenos directores de la dirección de propagación de la onda en dicho plano; A_{SH} y A'_{SH} representan las amplitudes de las ondas SH viajando en la dirección positiva y negativa del eje z; C_s, ρ, ξ, y σ son la velocidad de las ondas de corte, la densidad, el amortiguamiento y el coeficiente de Poisson, respectivamente.

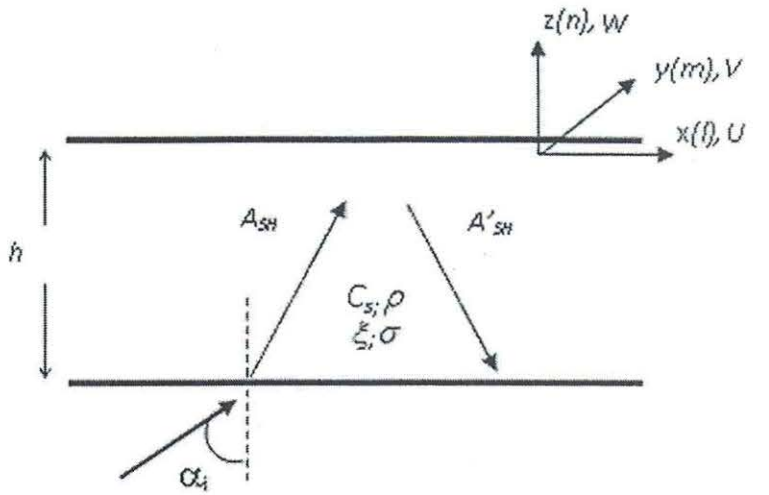

Figura 24. Problema de anti-plano.

En este caso, los desplazamientos en las direcciones *x* y *z* son cero (*U=W=0*), y *V= V(x,z,t)*. La ecuación de onda se reduce a:

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 V}{\partial x}+\frac{\partial^2 V}{\partial z} &= \frac{\rho}{G}\ddot{V} \\ &= \frac{\rho}{G}\frac{\partial^2 V}{\partial t^2} \\ &= \frac{1}{C_S^2}\frac{\partial^2 V}{\partial t^2} \\ &= \frac{\omega^2}{C_S^2}V\end{aligned} \tag{59}$$

G es el modulo de cortante del material, $\ddot{V}$ es la aceleración y ω es la frecuencia de excitación, considerando ondas senosoidales.

La solución general tiene la forma:

$$V = (A_{SH}e^{-i\frac{\omega n z}{c_S}} + A_{SH}^{'}e^{i\frac{\omega n z}{c_S}})e^{i\omega t}e^{-i\frac{\omega l}{c_S}x} \tag{60}$$

con $l^2+n^2=1$. Si $s=\frac{in}{l}=\sqrt{1-\frac{\omega^2}{k^2C_s^2}}$ y $k=\frac{\omega l}{C_s}$, (60) se reduce a

$$V=(A_{SH}e^{-ksz}+A_{SH}^{'}e^{ksz})e^{i\omega t}e^{-ikx} \tag{61}$$

Donde los términos $e^{iw\,t}$ y e^{-ikx} describen la distribución temporal y especial de los desplazamientos en la dirección de *x* ($f(x,t)$). El término entre paréntesis describe la distribución espacial de los desplazamientos en la dirección z. Lo que sigue, es tener en cuenta las condiciones de frontera en la superficie libre (*z=0*) y en la base de la capa *(z=-h)*. De la definición de esfuerzo cortante

$$\tau_{xz}=G\frac{\partial V}{\partial z}=Gks(-A_{SH}e^{-ksz}+A_{SH}^{'}e^{ksz})f(x,t) \tag{62}$$

El cual en (*z=0)* es cero ($\tau_{xz}=0$). Evaluando en (62)

$$\begin{aligned} \tau_{xz}(z=0)&=\tau_0 \\ &=Gks(-A_{SH}+A_{SH}^{'}) \quad \therefore \\ -A_{SH}+A_{SH}^{'}&=\frac{\tau_{xz}(z=0)}{Gks} \\ -A_{SH}+A_{SH}^{'}&=\frac{0}{Gks}\Rightarrow A_{SH}^{'}=A_{SH} \end{aligned} \tag{63}$$

$$\begin{aligned} V(z=0)=V_0&=A_{SH}+A_{SH}^{'} \\ V_0&=2A_{SH}f(x,t) \end{aligned} \tag{64}$$

sustituyendo $A_{SH}^{'}$ de la ecuación (63) en la ecuación (64) para resolver para A_{SH}, y similarmente para $A_{SH}^{'}$ obtenemos:

$$A_{SH} = \frac{1}{2}V_0 - \frac{\tau_0}{2ksG} \qquad \text{y} \qquad A'_{SH} = \frac{1}{2}V_0 + \frac{\tau_0}{2ksG} \tag{65}$$

Igualmente para $z = -h$,

$$V(z=-h) = V_{-h} = (A_{SH}e^{ksh} + A'_{SH}e^{-ksh})f(x,t) \tag{66}$$

$$\tau_{xz}(z=-h) = \tau_{-h} = Gks(-A_{SH}e^{ksh} + A'_{SH}e^{-ksh})f(x,t) \tag{67}$$

Sustituyendo las expresiones de A_{SH} y A'_{SH} en (66) y (67) se obtiene que

$$V(z=-h) = \frac{1}{2}V_0(e^{ksh} + e^{-ksh}) - \frac{\tau_0}{2ksG}(e^{ksh} - e^{-ksh}) \tag{68}$$

$$\tau_{xz}(z=-h) = \frac{-ksG}{2}V_0(e^{ksh} - e^{-ksh}) + \frac{\tau_0}{2}(e^{ksh} + e^{-ksh}) \tag{69}$$

Que en notación matricial se reduce a

$$\begin{Bmatrix} V \\ \tau \end{Bmatrix}_{z=-h} = \begin{bmatrix} \dfrac{e^{hsh} + e^{-hsh}}{2} & -\left(\dfrac{e^{ksh} - e^{-ksh}}{2ksG}\right) \\ \dfrac{e^{ksh} - e^{-ksh}}{2}(-ksG) & \dfrac{e^{hsh} + e^{-hsh}}{2} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} V \\ \tau \end{Bmatrix}_{z=0} \tag{70}$$

Así se define la matriz *H* que relaciona los vectores de estado Z en la base y en la cima de la capa

$$\{Z\}_{z=-h} = H\{Z\}_{z=0} \tag{71}$$

El enfoque de la matriz de rigidez se obtiene combinando las ecuaciones (64) y (66) para obtener

$$A_{SH} = -\frac{e^{-ksh}}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_0 + \frac{1}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_{-h} \tag{72}$$

$$A'_{SH} = \frac{e^{-ksh}}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_0 - \frac{1}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_{-h} \tag{73}$$

y combinando (63) y (67) para obtener

$$\begin{Bmatrix} \tau_0 \\ \tau_{-h} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} -Gks & Gks \\ Gkse^{ksh} & -Gkse^{-ksh} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} A_{SH} \\ A'_{SH} \end{Bmatrix} \tag{74}$$

Sustituyendo (72) y (73) en (74) y reacomodando los términos

$$\begin{Bmatrix} \tau_0 \\ \tau_{-h} \end{Bmatrix} = \frac{Gks}{e^{ksh} - e^{-ksh}} \begin{bmatrix} e^{ksh} + e^{-ksh} & -2 \\ -2 & e^{ksh} + e^{-ksh} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} V_0 \\ V_{-h} \end{Bmatrix} \tag{75}$$

Esta es la expresión de la ecuación (57) para el caso del anti-plano. La matriz de rigidez dinámica (K) de una capa simple para el problema de anti-plano (considerando solo ondas SH) se puede escribir como

$$K_{k\neq 0} = \frac{Gks}{sinh(ksh)} \begin{bmatrix} cosh(ksh) & -1 \\ -1 & cosh(ksh) \end{bmatrix} \tag{76}$$

donde $k = \frac{\omega l}{C_s} = \frac{\omega \sin(\alpha)}{C_s}$, $s = \frac{in}{l} = i\frac{\cos(\alpha)}{\sin(\alpha)} = \sqrt{1 - \frac{\omega^2}{(kC_s)^2}}$, $l = \sin(\alpha)$, $n = \cos(\alpha)$, y α el ángulo de incidencia de la onda en la base de la capa

Cabe señalar que la matriz K en (76), representa solamente la partición de la energía en el anti-plano, para considerar todo el campo de ondas hay que agregar a K la sub-matriz que representan el plano P-SV (Anexo C). Por otro lado, si se

utilizan varias capas, hay que tomar en cuenta la contribución de cada capa, superponiendo la matriz correspondiente en cada interfase.

V.3. Análisis de sensibilidad

Como se señaló anteriormente (Sección *V.1*), los parámetros de entrada del programa *sonsite*, son valores de velocidad, densidad, amortiguamiento, coeficiente de Poisson y espesor de los estratos en cada capa propuesta, así como la amplitud de la onda incidente (P, SV y/o SH y su ángulo de incidencia.

Para el análisis de sensibilidad del modelado a cada parámetro, se tomaron valores razonables del parámetro a analizar manteniendo los demás con un valor constante. Por simplicidad, consideramos un modelo formado por una capa sobre un semi-espacio elástico, donde las características del semi-espacio deben ser tales que casi no se produzca transmisión en esa interfase, sino que la mayor parte de la energía quede atrapada en la capa para poder medir su efecto en la superficie. Además se fijaron algunos parámetros del modelo, específicamente, se tomaron las amplitudes de las ondas incidentes P, SV y/o SH igual a la unidad y el ángulo de incidencia igual a cero (incidencia vertical).

V.3.1. Sensibilidad del modelo a las variaciones del valor del coeficiente de Poisson (σ).

Si consideramos un cubo de material elástico, lineal e isotrópico y lo estiramos longitudinalmente, el mismo se comprimirá en la dirección perpendicular a la del estiramiento, el coeficiente de Poisson σ es una medida de la relación entre la elongación longitudinal y la deformación transversal que sufre el cubo, el mismo toma valores en el rango de 0 a 0.5. El valor de σ=0.25 corresponde con un sólido

de Poisson, para el cual la relación $V_p/V_s \approx \sqrt{3}$. La Figura 25 muestra esta relación, según la cual la mayoría de los materiales terrestres tienen un valor de σ cercano a 0.25, sin embargo, para valores de σ mayores la razón V_p/V_scomienza a aumentar hasta hacerse infinita a medida que σ se acerca al valor de 0.5. En este límite, cuando las rocas se suponen saturadas, las ondas S no se propagan y V_s tiende a cero, por eso V_p/V_s tiende a infinito.

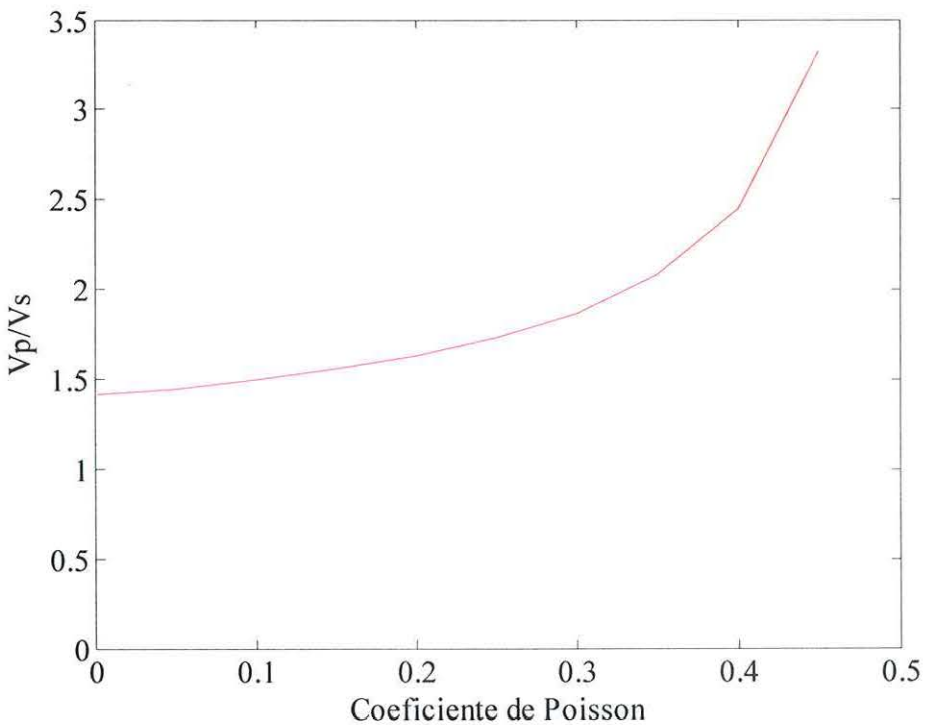

Figura 25. Relación del cociente V_p/V_s con el coeficiente de Poisson σ.

La Figura 26 muestra el comportamiento de la frecuencia de vibración en función de la razón de Poisson, para los tres primeros modos de vibración de una capa de suelo considerado. Según esta figura la frecuencia se mantiene constante para todo el rango de σ para ondas SV, el comportamiento es similar para ondas SH por lo que no se muestra en la figura. En el caso de las ondas P, las frecuencias

de los tres primeros modos aumentan con la razón de Poisson lentamente hasta una razón de Poisson de aproximadamente 0.25 y a partir de ese valor *f* aumenta más rápidamente con la razón de Poisson.

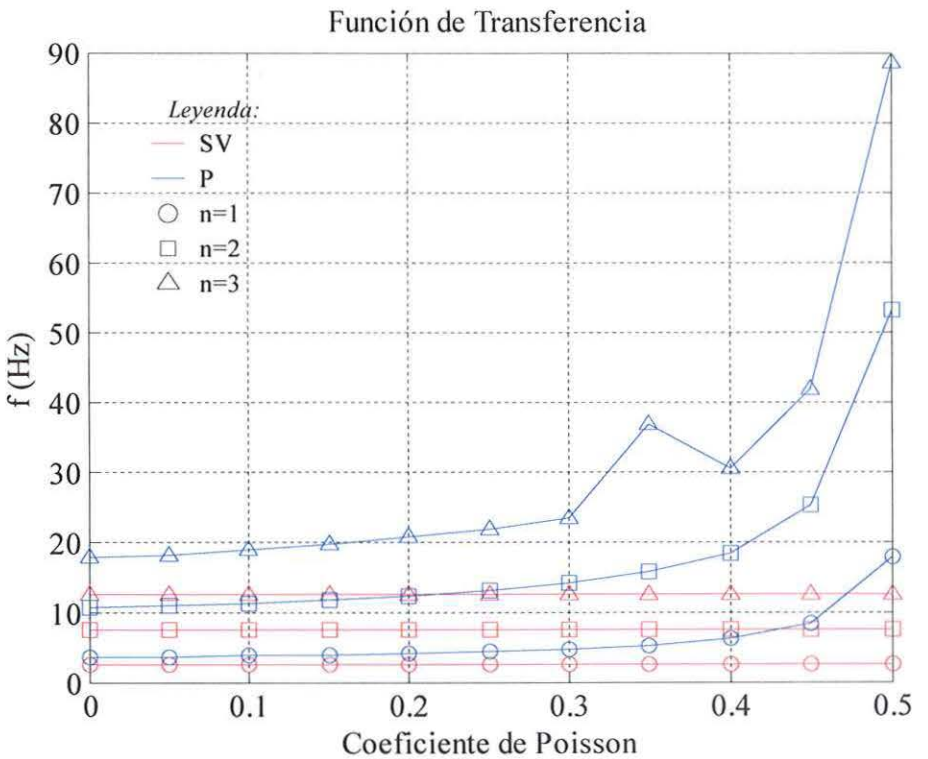

Figura 26. Variaciones que experimenta el valor de la frecuencia correspondiente a los tres primeros modos de vibración, dentro del rango de valores del coeficiente de Poisson.

La Figura 27 muestra que la función de transferencia de la capa considerada, para los tres primeros modos de vibración, en términos de la onda SH, la cual tampoco es afectada por el valor de σ. De esta misma manera se comportan las funciones de transferencia para las ondas tipo SV y P.

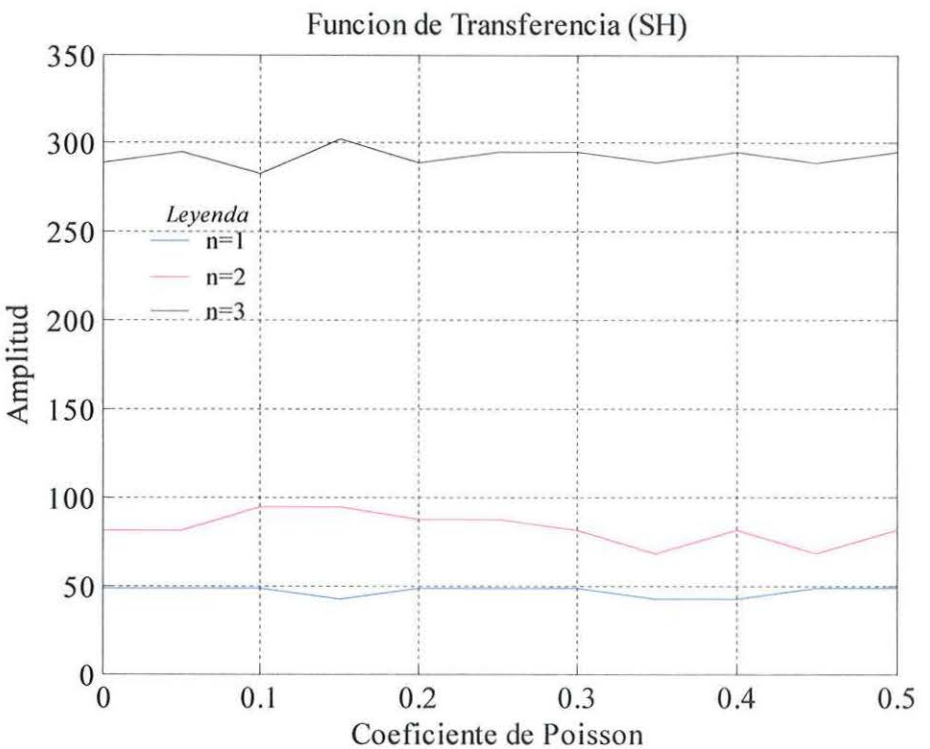

Figura 27. Comparación entre las amplitudes correspondientes a los tres primeros modos de vibración y el coeficiente de Poisson σ, para la función de transferencia de las ondas SH entre la superficie y el fondo de la capa considerada.

En este trabajo solo se tomaron en cuenta razones de Poisson entre 0 y 0.30, un valor mayor sería irracional puesto que nuestros sitios están ubicados sobre terrenos rocosos o semirocosos, donde no se esperaría un alto contenido de agua.

V.3.2. Sensibilidad del modelo a los cambios de densidad (ρ).

Si bien la densidad media de las diferentes sustancias varían en un amplio rango de valores que van desde los 0.00018 g/cm^3 para el Helio hasta los 19.3 g/cm^3 para el Oro, para las rocas estos valores tienen un rango menos amplio. Para las rocas ígneas se han reportado valores de entre 2.57 – 3.19 g /cm^3 (intrusivas) y de entre 2.54 – 2.79 (extrusivas). Entre las rocas sedimentarias, sin embargo, se

pueden encontrar valores de densidades que varían entre 1.2 g/cm^3 en las arenas hasta 2.7 g/cm^3 en las calizas. Por su parte para la mayoría de las rocas metamórficas, las densidades encontradas varían entre 2.57 y 3.06 g/cm^3. Con el objetivo de considerar estos rangos y teniendo en cuenta que en el área de estudio predominan rocas ígneas extrusivas y conglomerados sedimentarios, para este análisis de sensibilidad consideramos valores de densidades de entre 1.2 – 2.8 g/cm^3.

Como se puede observar en la Figura 28, la densidad no tiene ninguna influencia sobre la frecuencia de los tres primeros modos de vibración en ninguna de las tres componentes SH, SV o P (SH y SV se comportan de manera idéntica, por lo que esta última componente no se muestra en la figura).

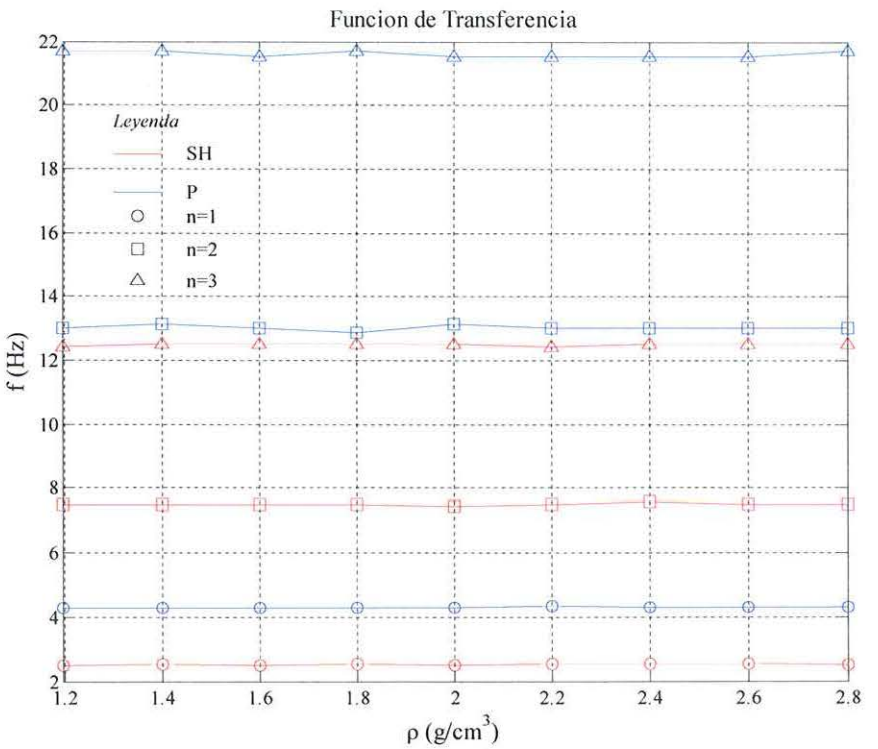

Figura 28. Variaciones que experimenta el valor de la frecuencia correspondiente a los tres primeros modos de vibración, en relación a los cambios de densidad. La componente SV tiene el mismo comportamiento de la componente SH por lo que solo se muestra esta última en la figura.

En el caso de la función de transferencia entre la superficie y la base de la capa, para los tres primeros modos, tampoco parece haber influencia de la densidad, como se puede observar en la Figura 29.

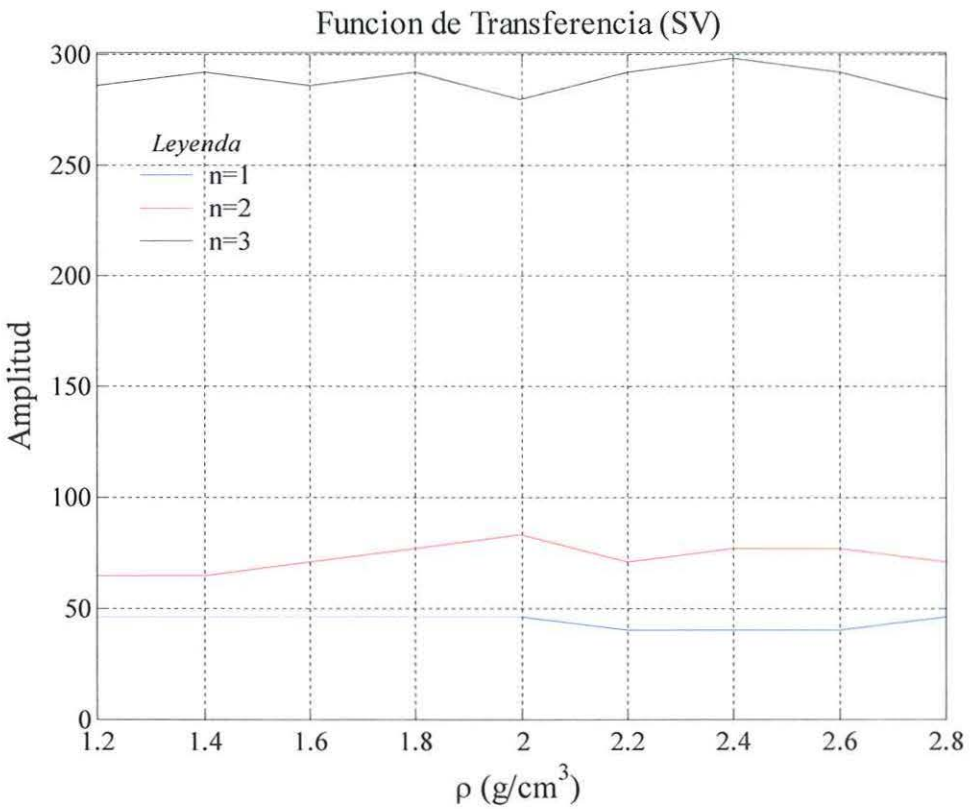

Figura 29. Comparación entre las amplitudes correspondientes a los tres primeros modos de vibración y la densidad, para la función de transferencia de las ondas SV entre la superficie y el fondo de la capa considerada.

V.3.3. Efecto del amortiguamiento ξ en la frecuencia y amplitud de los tres primeros modos de vibración.

En la Figura 30, se puede apreciar que la frecuencia de los tres primeros modos no se ve afectada por el aumento del amortiguamiento para la onda SV pero observamos lo mismo para las ondas P y SH. En la Figura 30 se puede notar que

para amortiguamientos mayores del 10 %, se produce una disminución ligera en los valores de las frecuencias correspondientes a los tres modos de vibración, la cual se hace más notable a medida que n aumenta.

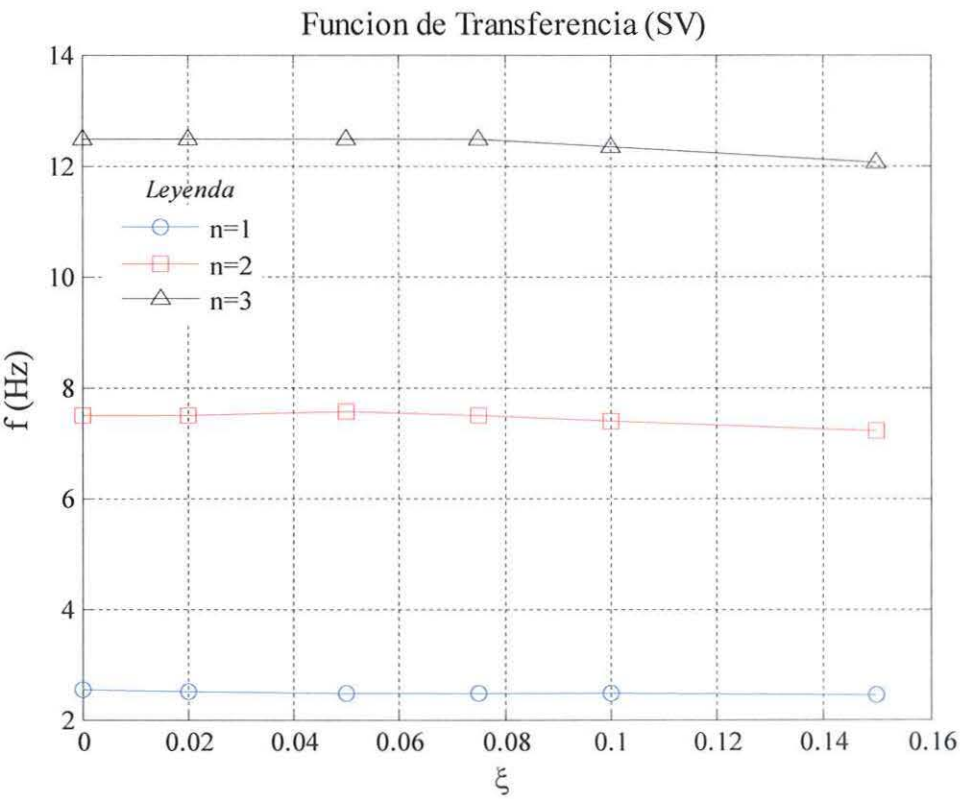

Figura 30. Efecto del amortiguamiento en la frecuencia correspondiente a los tres primeros modos de vibración del sistema de suelo considerado.

Con respecto a las amplitudes de la Función de Transferencia, un amortiguamiento del 2 % es suficiente para reducir la amplitud maxima del primer modo a casi la mitad de su valor. Para los siguientes modos esta disminución de la amplitud es mucho mayor. La reducción de la amplitud es más grande (o tiene mayor proporción), mientras mayor sea la amplitud considerada (Ver figura 31).

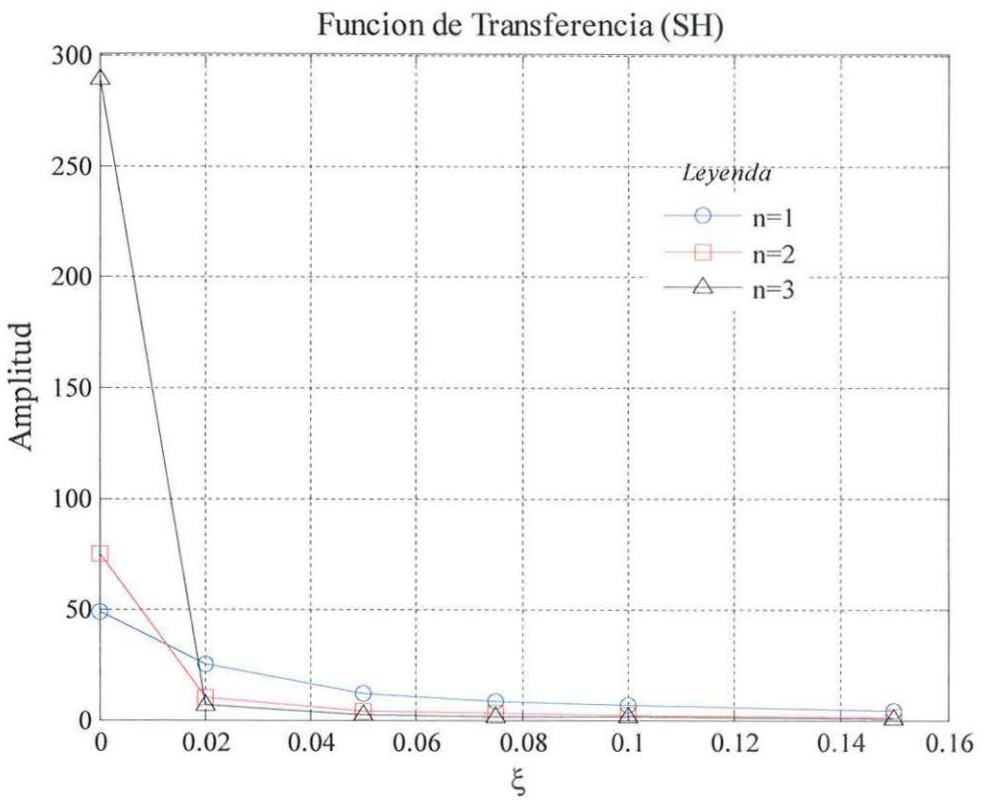

Figura 31. Efecto del amortiguamiento en la amplitud correspondiente a los tres primeros modos de vibración del sistema de suelo considerado.

La Figura 32 muestra el efecto del amortiguamiento en las amplitudes para la función de transferencia de la componente SV. El efecto del amortiguamiento sobre la amplitud en los espectros en superficie para la componente P se muestra en la Figura 33 y es similar para las componentes SV y SH.

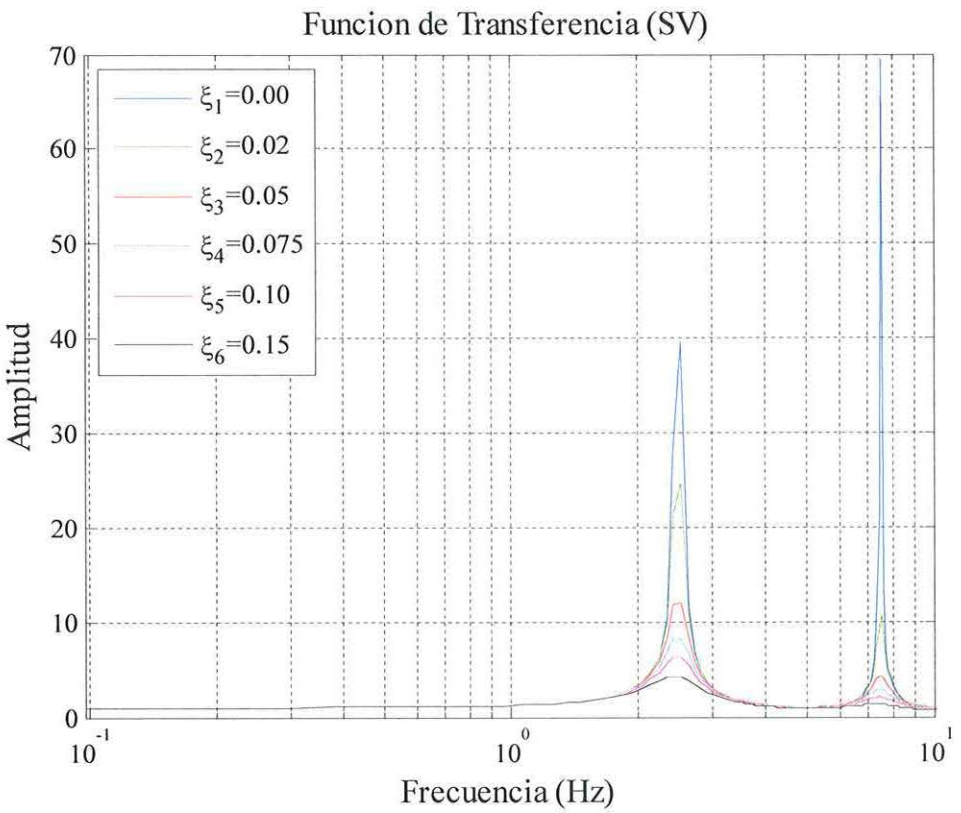

Figura 32. Efecto del amortiguamiento en las amplitudes de la función de transferencia de la componente SV.

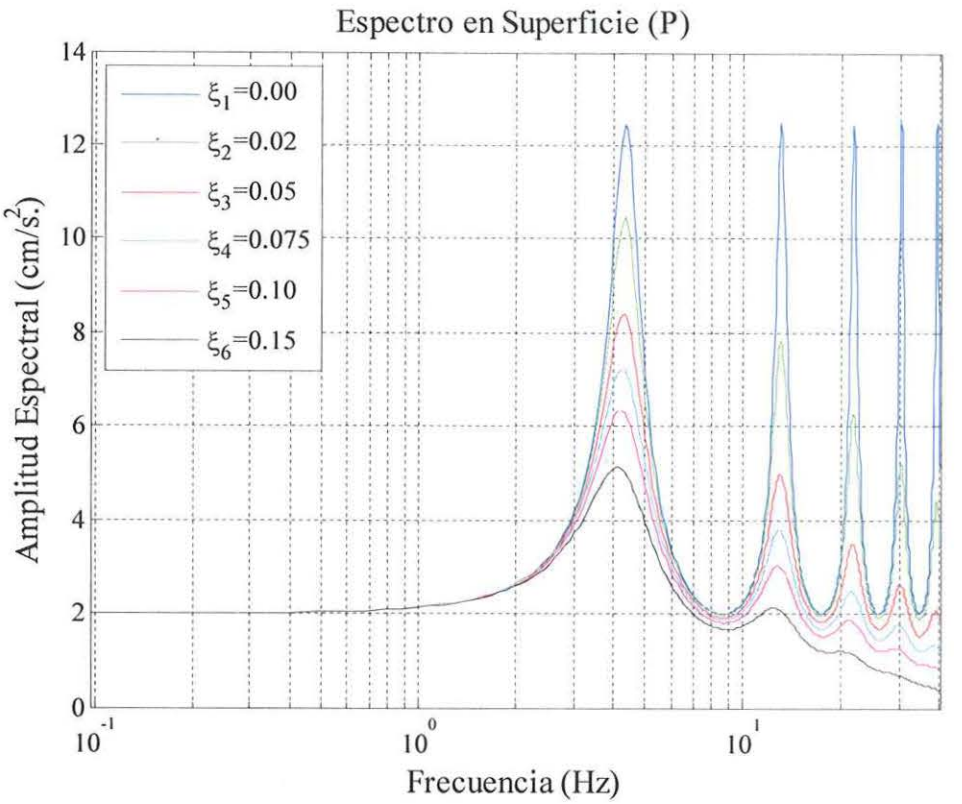

Figura 33. Efecto del amortiguamiento sobre la amplitud en los espectros en superficie para la componente P.

V.3.4. Relación de la frecuencia y la amplitud de los tres primeros modos de vibración con respecto a los cambios en la velocidad de las ondas de corte en la capa.

En la Figura 34 se puede ver que a medida que *Vs* aumenta, aumenta *f*. Para SH y SV hasta los 700 m/s hay influencia de los tres primeros modos de vibración a frecuencias menores de 10 Hz; y hasta los 1400 m/s hay influencia del segundo modo. Para trabajar solo con el primer modo Vs debe ser mayor de 1400 m/s aproximadamente. En el caso de P estos límites de velocidades disminuyen a 500 y 700 m/s respectivamente.

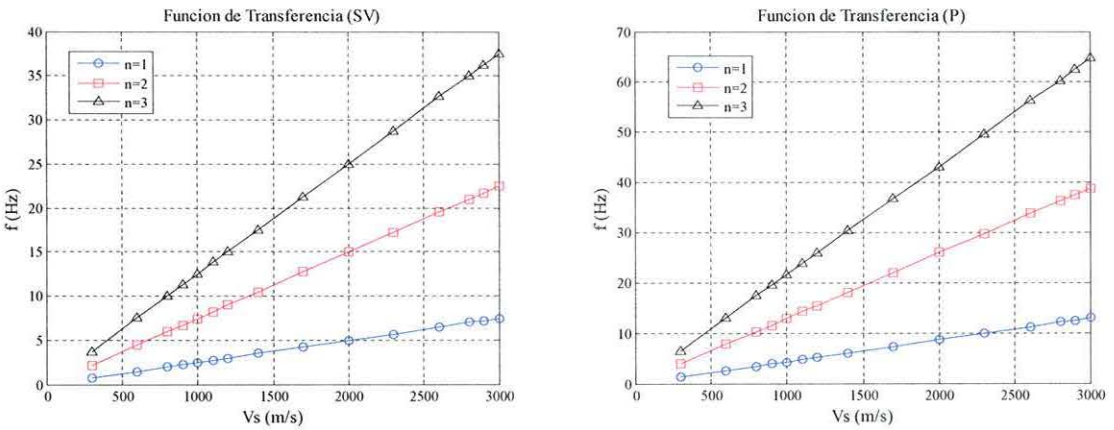

Figura 34. Efectos de los cambios de velocidad de las ondas de corte, sobre la frecuencia de los tres primeros modos de vibración, para las componentes SV (izquierda) y P (derecha). La componente SH tiene el mismo comportamiento a las SV.

El análisis de amplitud revela que para velocidades aproximadas de 900 m/s se obtiene amplitudes grandes en la función de trasferencia y ésta debe a su vez estar relacionada con la frecuencia fundamental de vibración. Este es un criterio que permite fijar un valor de velocidad en el modelo en cuestión (Ver Figura 35).

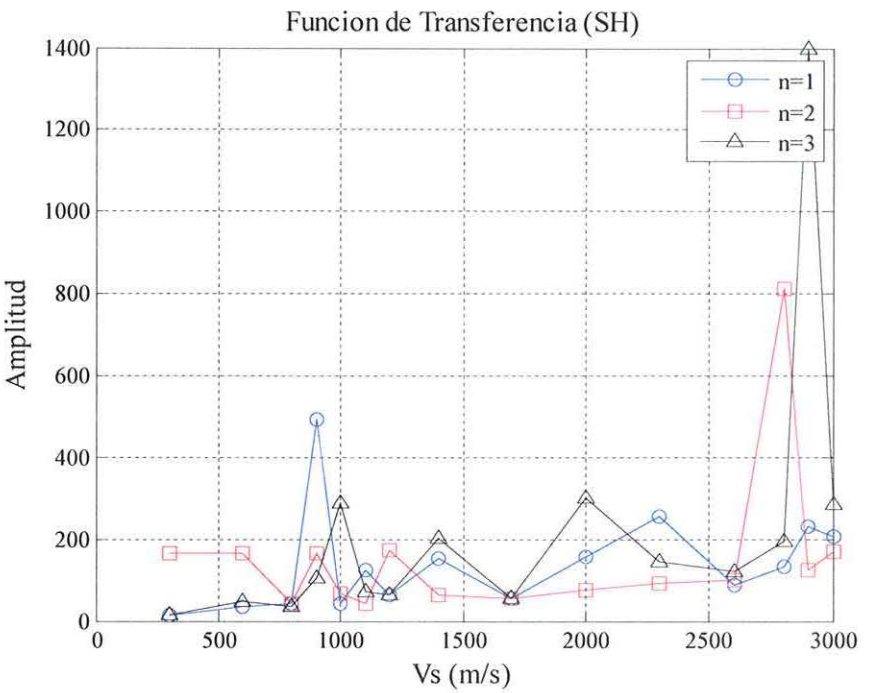

Figura 35. Efectos de los cambios de velocidad de las ondas de corte, sobre la amplitud de los tres primeros modos de vibración, para la componente SH. La componente SV tiene el mismo comportamiento a las SH.

V.3.5. Sensibilidad del modelo a variaciones de espesor de la capa considerada.

Si analizamos el rango de frecuencias menores de 10 Hz en la Figura 36, se puede observar que para las ondas SV (SH tiene el mismo comportamiento), a partir de aproximadamente 80 m el segundo modo de vibración empieza a tener influencia en la frecuencia, y el tercer modo, a partir de aproximadamente 120 m. En el caso de P para n=1, H debe ser mayor de 50 m y para n=2, H debe ser mayor de 130m. En ambas figuras se ve la dependencia inversamente proporcional entre la frecuencia de cada modo y el espesor de la capa.

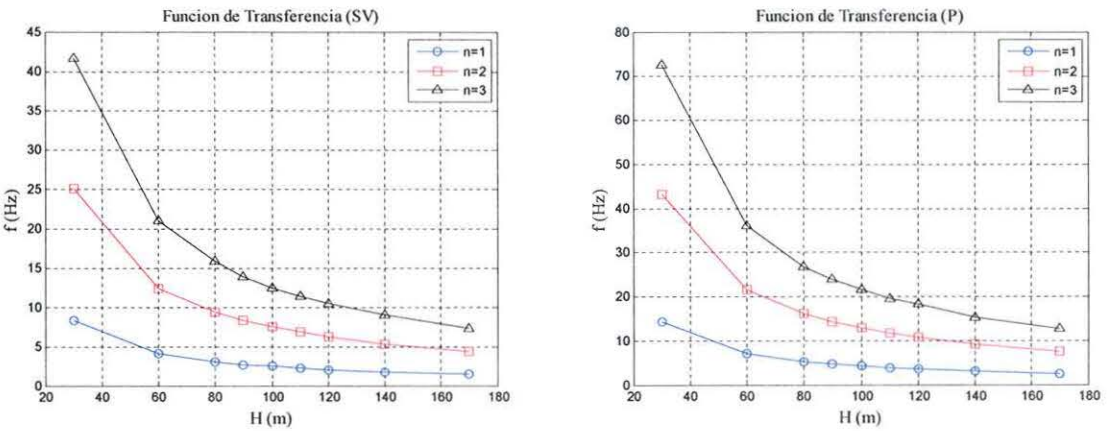

Figura 36. Efectos que los cambios en el espesor de la capa de suelo, provoca sobre la frecuencia de los tres primeros modos de vibración, para la función de transferencia de las componentes SV (izquierda) y P (derecha). La componente SH tiene el mismo comportamiento a las SV.

En cuanto a las amplitudes (Figura 37), a 80 m la influencia del segundo modo de vibración provoca un incremento brusco de la amplitud en las tres ondas (solo se muestra SH).

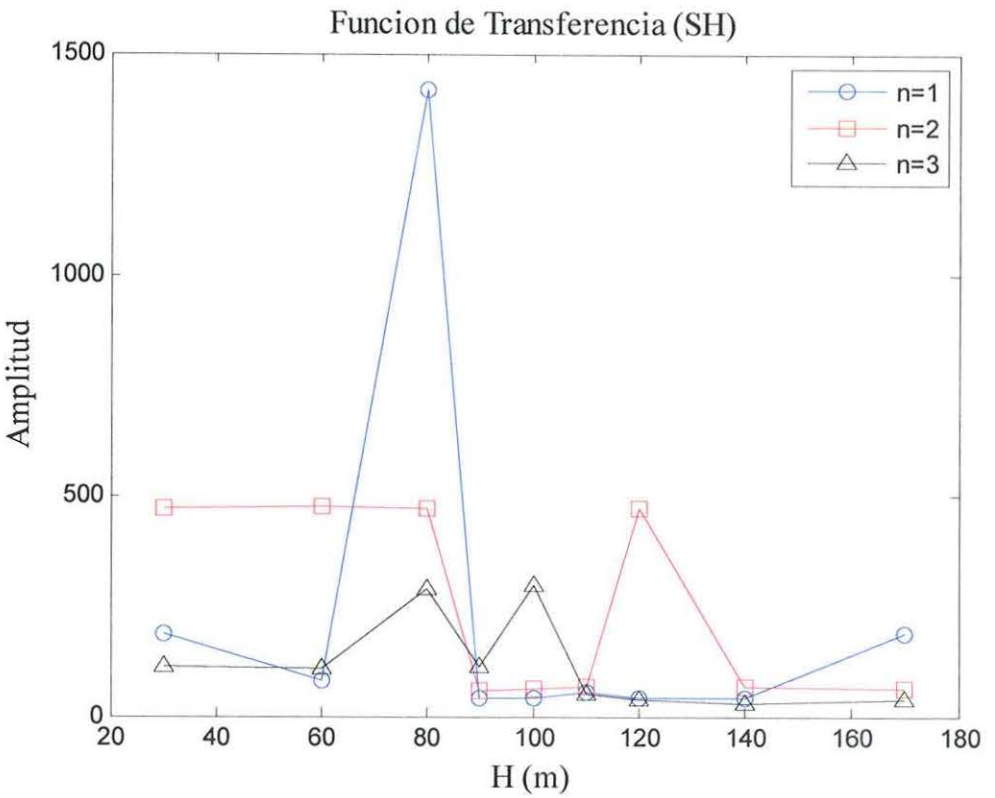

Figura 37. Efectos los cambios en el espesor de la capa de suelo, provocan sobre la amplitud de los tres primeros modos de vibración, para la función de transferencia de la componente SH. La componente SV presenta un comportamiento similar.

La Figura 38 muestra el efecto del cambio de espesor en la función de transferencia. Partiendo de un espesor de la capa h1=100m, se disminuyó y aumentó el espesor en un 10% (90m y 110m respectivamente), esto produce un desplazamiento de la frecuencia de los modos 1, 2 y 3 de un 0.9 y 1.1 respectivamente con respecto a las frecuencias de los modos 1, 2 y 3 encontradas para h1=100m, es decir se mueve 0.1 a la izquierda o a la derecha al aumentar o disminuir un 10%. Lo mismo sucede para los otros tipos de ondas. Si aumentamos y disminuimos ahora un 20 % a ambos lados de h1=100m, las frecuencias se mueven 0.2 y 0.8 a ambos lados y así sucesivamente, es decir que un cambio en el espesor de un % dado produce un corrimiento en la frecuencia de igual

magnitud. Una situación similar se pone de manifiesto en los espectros calculados en la superficie libre (Figura 39), donde se comparan estos espectros para los tres tipos de ondas.

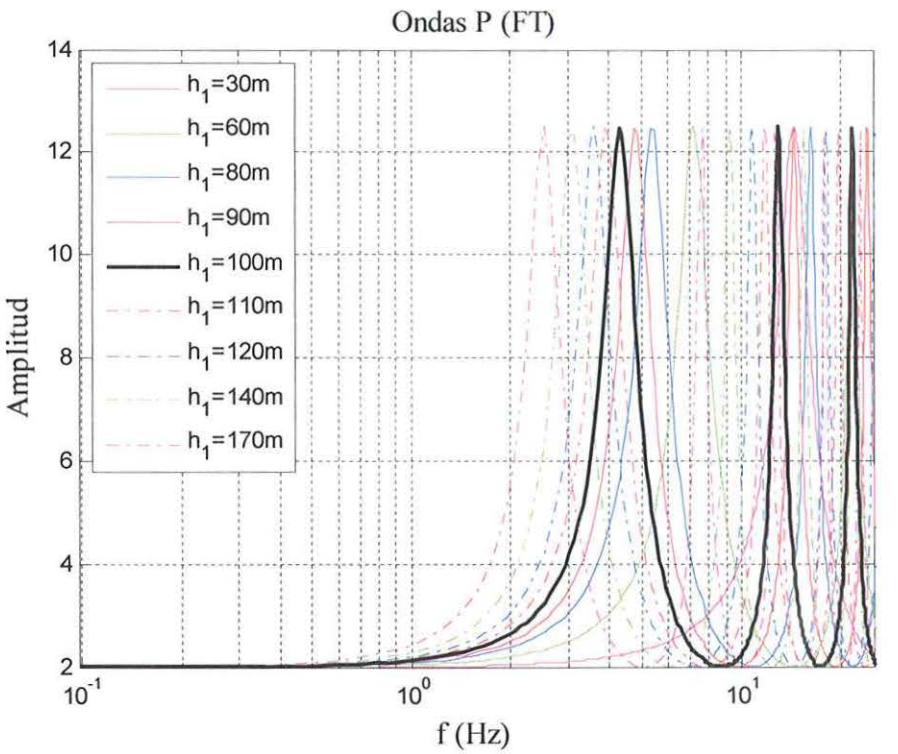

Figura 38. Efecto del cambio de espesor de la capa considerada, en la frecuencia de los tres primeros modos de vibración.

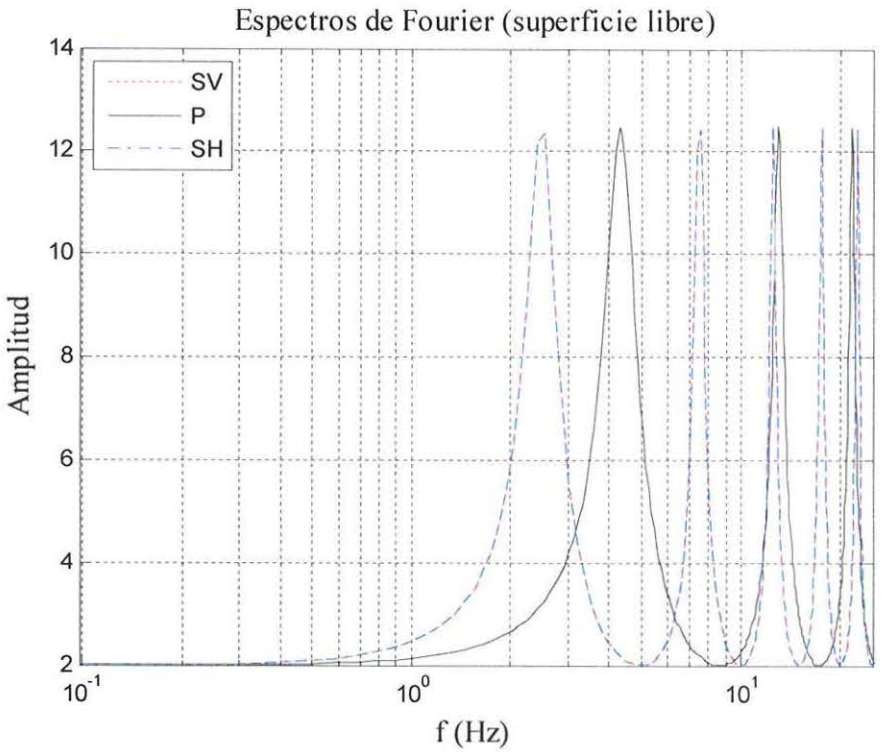

Figura 39. Espectros calculados en la superficie libre, donde se comparan estos espectros para los tres tipos de ondas.

V.3.6. Sensibilidad al cambio del ángulo de incidencia (θ).

Para evaluar la sensibilidad del modelo a las variaciones de los parámetros se mantuvo el ángulo de incidencia igual a cero, pero si consideramos que este va desde 0 a 90 grados con pasos de 5 grados, se observa que el ángulo de incidencia no tiene ninguna influencia en la frecuencia para los tres primeros modos de vibración (Figura 40).

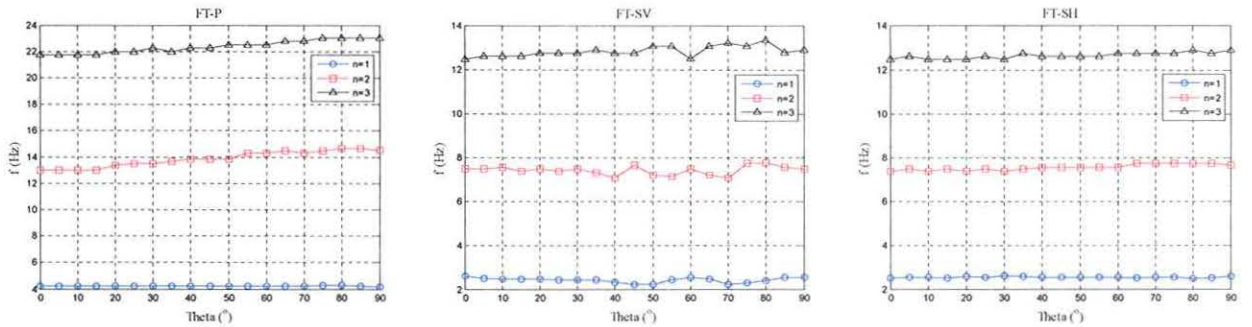

Figura 40. Efecto del ángulo de incidencia del tren de ondas en la base de los estratos, sobre la frecuencia de los tres primeros modos, en la función de transferencia.

Con relación a la amplitud, hubo que variar el ángulo de incidencia de 0 a 360 grados para poder apreciar el efecto que este tiene sobre la función de transferencia en términos de su amplitud. En las componentes P y SV (Figura 41), pareciera que los valores de amplitud alternan de máximo a mínimo cada 45 grados. Sin embargo en la componente SH, los modos 1 y 2 alternan cada 90 grados y de manera opuesta.

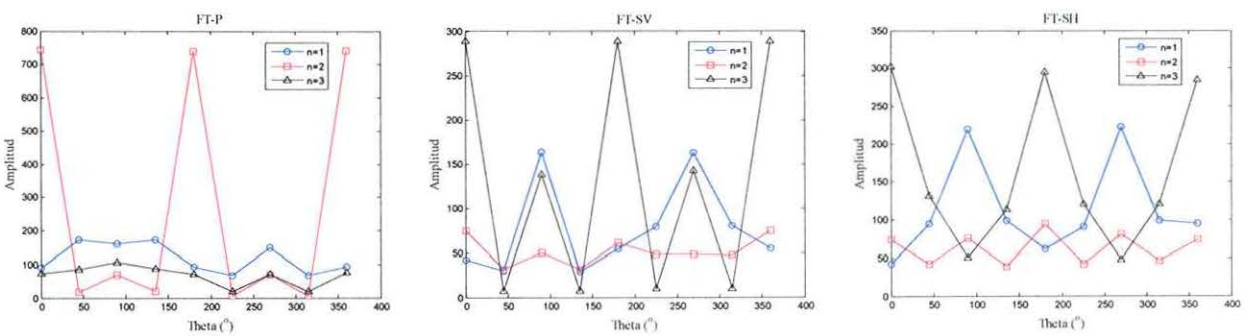

Figura 41. Efecto del ángulo de incidencia del tren de ondas en la base de los estratos, sobre las amplitudes de los tres primeros modos, en la función de transferencia.

V.3.7. Superposición de diferentes tipos de ondas.

Por último, en la Figura 42 se muestran como en los espectros en superficie y en las funciones de transferencias, los diferentes tipos de ondas se superponen para formar la respuesta total del sistema. Las curvas negras son simplemente la suma algebraica de SV y P.

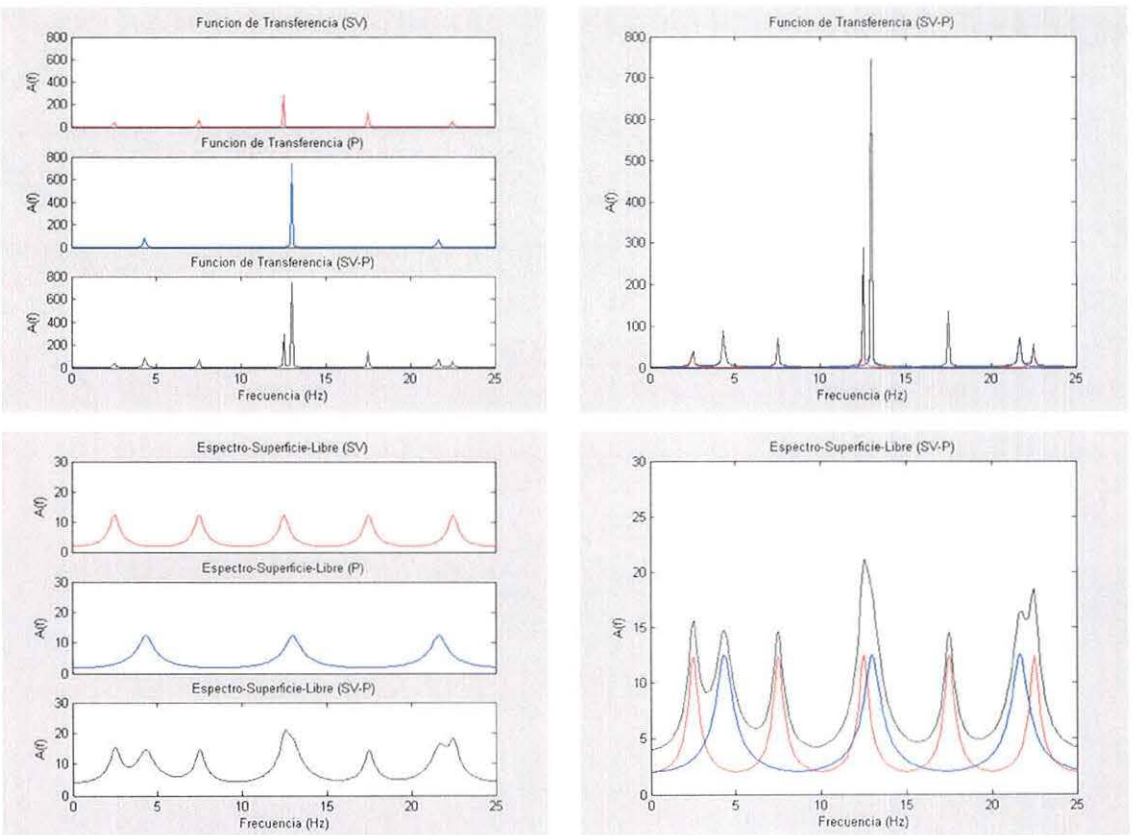

Figura 42. Superposición de los tres tipos de ondas P, SV y SH

Resumiendo lo antes expuesto, los valores de las frecuencias se ven mayormente afectados por las variaciones en el espesor y la velocidad de las ondas de corte de las capas consideradas.

El amortiguamiento afecta en gran medida los valores de amplitudes de los modos de vibración y es más fuerte la reducción de la amplitud para modos mayores. En el caso del modo fundamental, un amortiguamiento de solo el 2 % puede reducir la amplitud correspondiente en casi la mitad de su valor. En contraste la frecuencia no se ve afectada en ninguna medida.

Para razones de Poisson mayores de 0.25, la frecuencia si depende fuertemente de la razón de Poisson en el caso de las ondas P, para los tres primeros modos analizados.

La forma en que *Vs* y *H* afectan la amplitud y la frecuencia de los modos de vibración nos da la posibilidad de tener un criterio de selección del valor de *Vs* y *H* en la capa.

La respuesta total involucra los tres tipos de ondas, pudiéndose lograr así el ajuste de formas de cocientes espectrales más complicadas.

V.3.8. Comparación de los resultados del modelado con los resultados que arroja el programa de Anderson (2011).

En esta sección comparamos los resultados obtenidos utilizando el código *sonsite*, con los que arroja el modelo desarrollado por Anderson (2011) e implementado en su código *shstack*. Para esta comparación, calculamos la respuesta de una capa horizontal ante la incidencia vertical de una onda tipo SH.

La Figura 43 muestran lo obtenido de esta comparación, teniendo en cuenta los efectos en superficie y en la base de la capa considerada (interfase entre la capa y el semi-espacio). En este caso se consideró una sola capa de espesor h=100 m, velocidad de las ondas de corte Vs=1000m/s, densidad ρ=1.2g/cm3, factor de

calidad Qs=84 obtenido por (Castro, et al 2008) para la región de Sonora y amortiguamiento ξ=1/2Qs=0.005. Para el semi-espacio, se consideró Vs=3000m/s, densidad ρ=2.5g/cm3. Los valores anteriores fueron los datos de entrada de los programas *shstack* y *sonsite*. Los resultados se muestran a la izquierda (espectros de Fourier en la superficie libre) y a la derecha (espectros de Fourier en la base del estrato) de la Figura 20, respectivamente. Las líneas en rojo se corresponden con los cálculos realizados con *shstack* y las líneas en azul se corresponden con los cálculos realizados usando *sonsite*.

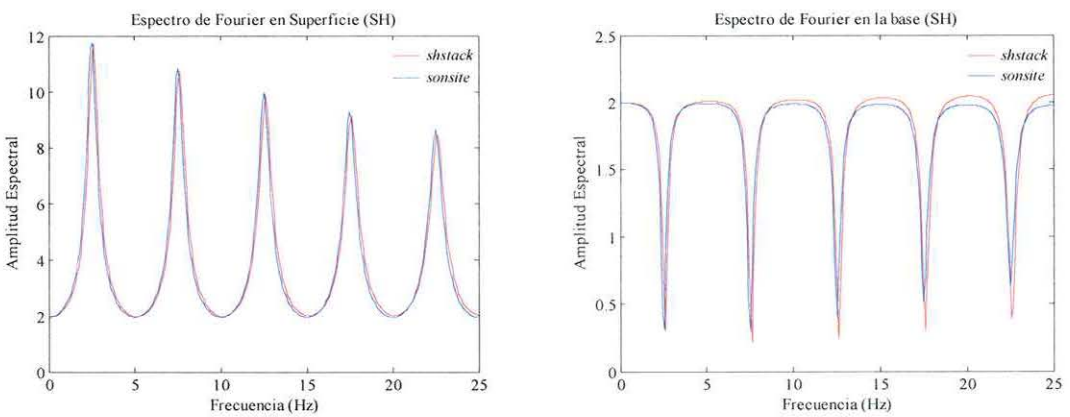

Figura 43. Comparación entre el modelo considerado en este trabajo (líneas azules) y el desarrollado por Anderson (2011) (líneas rojas). Efectos en la respuesta de un sistema de una capa horizontal ante la incidencia vertical de una onda tipo SH, en términos de los espectros de Fourier en la superficie (izquierda) y en la base de la capa considerada (interfase entre la capa y el semi-espacio), (a la derecha).

Con el programa *shstack* adicionalmente se puede obtener el valor de $\kappa_0(z)$ en cada sitio analizado, estos valores son comparables a los obtenidos en el Capítulo II de este trabajo, mediante el programa NOPBRG, usando la descomposición en valores singulares (DVS). Para mayor detalle, ver Capítulo II.2.

A modo de conclusión podemos decir que el método de matrices de rigidez implementado en el programa *sonsite*, es consistente con el implementado por

Anderson (2011) (*shstack*). *Sonsite* presenta la ventaja de que se puede ver el comportamiento en cada interfase, en términos de los desplazamientos, de los espectros de Fourier en las tres componentes y de la función de transferencia correspondiente a una interfase en particular.

El método mediante el cual calculamos $\kappa_0(z)$, también es consistente con los resultados obtenidos con el programa *shstack*, cuando usamos DVS en vez de mínimos cuadrados no negativos (MCNN).

Al poder producir resultados similares con ambos programas, no solo estamos validando nuestros resultados para $\kappa_0(z)$, ξ y T_d, sino que además tenemos la ventaja de poder modelar usando todo el paquete de ondas (P, SV y SH), teniendo en cuenta el movimiento en las tres direcciones de propagación de estas ondas, para cualquier ángulo de incidencia, y considerando sistemas estratificados de varias capas, lo que hace el modelado hecho de esta forma, mucho más realista.

Otra conclusión importante es que la comparación de estos métodos nos hace suponer que los rangos de validez de $\kappa_0(z)$ y ξ coinciden, lo cual significa que ambos parámetros parecen estar muestreando el mismo volumen.

V.4. Resultados y discusión

Como se explicó en los capítulos anteriores, las estaciones de la red RESNES se encuentran ubicadas en sitios donde, de acuerdo a la información existente de la geología superficial (INEGI, 2006), se tienen condiciones litológicas diferentes y la respuesta sísmica local del suelo en estos sitios presenta características específicas. Las estaciones OJO, ELO y NAC están ubicadas sobre rocas ígneas extrusivas ácidas del Terciario. La estación DIV sobre rocas del mismo tipo

anterior pero de edad Cretácico. Las estaciones OAX, MOR, VHI, MOC y BAC se encuentran sobre depósitos continentales (Conglomerados de edad Terciario).

Usando el método de propagación de ondas de matrices de rigidez, se modeló la estructura somera bajo estas estaciones y se caracterizó cada sitio mediante una columna litológica típica, comparando los cocientes espectrales promedio y la mediana entre las componentes horizontales (SH y SV) sobre la vertical (V) teóricos, con los cocientes espectrales promedio y la mediana entre las componentes horizontales (NS y EW) sobre la vertical (V), previamente calculados en cada estación a partir de acelerogramas.

Los sismómetros registran el movimiento horizontal del suelo en las direcciones Norte-Sur (NS) y Este-Oeste (EW), estas direcciones no siempre se corresponden con las polarizaciones SV y SH, como resultado de esto, los sismogramas de las componentes horizontales se rotan para obtener estas componentes en un nuevo sistema de coordenadas.

Las ondas de corte pueden tener dos polarizaciones independientes (Stein y Wysession, 2003). Como se explicó en el Capítulo V.2, cuando el tren de ondas interactúa con las interfases en un sistema de capas horizontales, las ondas P y SV se acoplan entre sí, mientras que la onda SH se mantiene separada. La dirección que une la fuente y la estación registradora, corresponde a los desplazamientos de la onda tipo SV y se llama dirección radial, por lo que al sismograma rotado hacia esa dirección se le conoce como componente radial. De forma similar, la dirección perpendicular corresponde a los desplazamientos de la onda tipo SH y se llama dirección tangencial. El sismograma rotado en esta dirección recibe el nombre de componente tangencial.

Las componentes radial y tangencial del nuevo sistema de coordenadas se pueden obtener a través de la siguiente expresión:

$$\begin{bmatrix} D_T \\ D_R \end{bmatrix} = \frac{1}{cos\alpha} \begin{bmatrix} cos\theta & sen\theta \\ -sen\theta & cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_{EW} \\ D_{NS} \end{bmatrix} \quad (77)$$

α es el ángulo de incidencia del tren de ondas en la estación registradora y θ es el acimut desde el epicentro hasta la estación de registro, medido en el epicentro, desde el norte, en el sentido de las manecillas del reloj. Como en los eventos analizados no conocemos estos ángulos, las componentes horizontales (NS y EW) de todos los sismogramas se rotaron variando el ángulo θ desde 0° a 90°, con intervalos de cada 1° y considerando incidencia vertical. Para el caso de incidencia vertical ($\alpha = 0°$), se tiene de la ecuación (77), que si θ=0°, $D_T = D_{EW}$ y $D_R = D_{NS}$. Sin embargo si θ=90°, $D_T = D_{NS}$ y $D_R = D_{EW}$.

Cabe señalar que si bien esta aproximación pudiera parecer burda, la falta de información sobre la localización de los eventos no nos dejó mejor opción. Sin embargo dicha aproximación se puede justificar cuando los hipocentros están localizados a distancias muy alejadas de la estación de registro (el 40 % de los eventos analizados están situados a distancias epicentrales entre 50 y 100 km) o cuando los hipocentros están aproximadamente debajo de la estación (el 60% de los eventos analizados están situados a una distancia epicentral menor de 50 km).

A través del coeficiente de correlación de Pearson (C_{corr}), podemos expresar la perpendicularidad entre las direcciones radial y tangencial. Si $C_{corr} = 0$, no existe una componente resultante entre ambas direcciones, sino que cada una de ellas representa solamente el movimiento en esa sola dirección. El coeficiente de correlación no es más que el coseno del ángulo φ entre ambas direcciones y se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$C_{corr} = \cos(\varphi) = \frac{\sum_{i=1}^{N}(D_{Ri} - \overline{\overline{D_R}}).(D_{Ti} - \overline{\overline{D_T}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(D_{Ri} - \overline{D_R})^2}.\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(D_{Ti} - \overline{D_T})^2}} \quad (78)$$

D_{Ri} y D_{Ti} son las amplitudes muestreadas en los sismogramas en las direcciones radial y tangencial respectivamente; $\overline{D_R}$ y $\overline{D_T}$ son los promedios de esas amplitudes y N es el número de muestras de los sismogramas.

Cuando C_{corr} sea mínimo, significa que hemos encontrado el ángulo de rotación para el cual las direcciones NS y EW coinciden con las direcciones radial y tangencial, respectivamente.

En la Figura 44, se muestra un ejemplo para un sismo en la estación NAC, considerando incidencia vertical, para un ángulo θ = 60°, se obtiene el menor valor de C_{corr}. Similarmente se obtuvo θ y C_{corr} para cada par de componentes horizontales de cada sismograma. Estos valores no solamente permiten obtener las componentes radiales y tangenciales de los sismogramas correspondientes, sino que además aportan información sobre las franjas de acimuts donde cada estación registra los eventos sísmicos de la región, considerando incidencia vertical en todas las estaciones, esto nos permite tener una idea sobre las localizaciones epicentrales de estos sismos cuya mayoría no ha sido localizado pues se encuentran registrados en una sola estación.

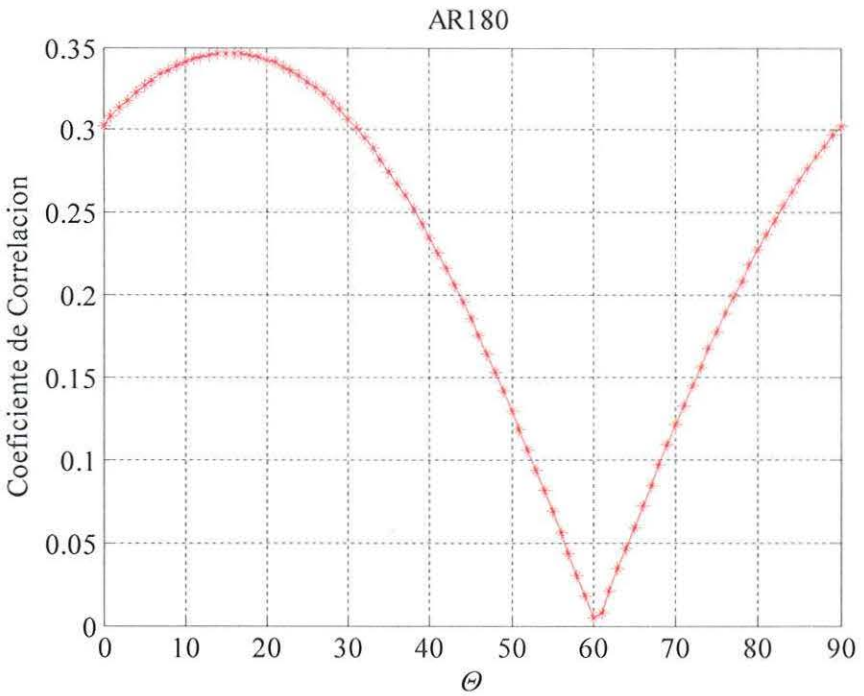

Figura 44. Ejemplo para un sismo registrado en la estación NAC, donde se muestra el ángulo (θ = 60°), que se debe usar para rotar las componentes NS y EW de ese sismograma, para obtener las componentes radial y tangencial respectivamente, considerando incidencia de tipo vertical.

Para el mismo ejemplo de la Figura 44, se muestra en la Figura 45 una comparación entre los sismogramas sin rotar (izquierda) y rotados (derecha), donde se puede observar que no existen grandes diferencias entre ambos, esto se observó en todos los casos analizados. En este caso en particular, con θ=60°, $D_T \approx D_{NS}$ y $D_R \approx D_{EW}$. Similarmente los espectros calculados a partir de los sismogramas de la Figura 45, tampoco muestran variaciones considerables (Ver Figura 46), lo que nos hace notar que en el caso de incidencia vertical, no era tan necesario hacer la rotación.

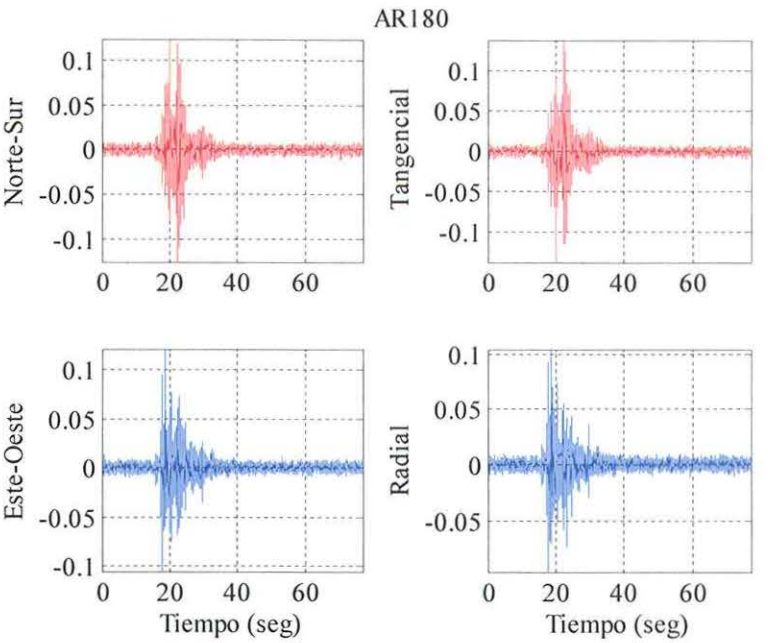

Figura 45. Comparación entre los sismogramas sin rotar (izquierda) y rotados (derecha) de un sismo registrado en la estación NAC.

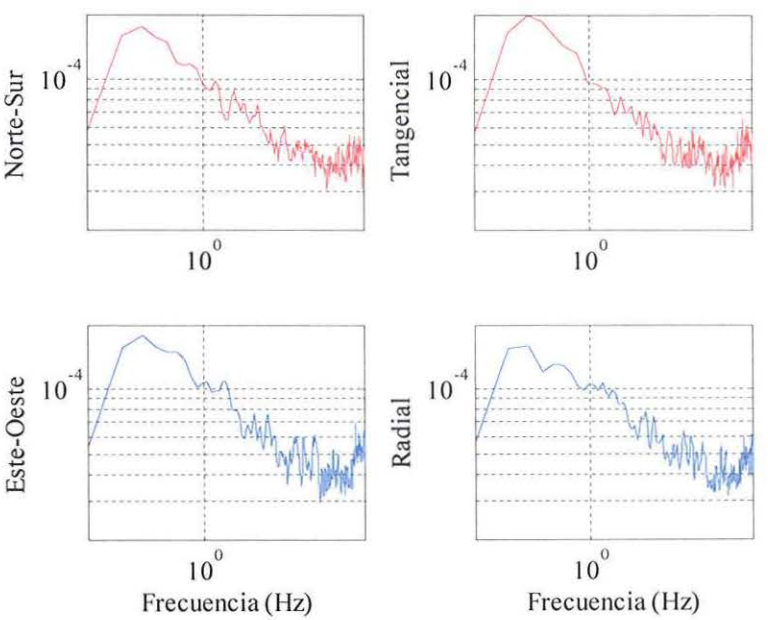

Figura 46. Comparación entre los espectros de los sismogramas sin rotar (izquierda) y rotados (derecha) de un sismo registrado en la estación NAC.

Se calcularon los promedios y las medianas entre las componentes horizontales para todos los sismogramas en cada estación y el cociente espectral entre estos promedios y medianas sobre la vertical, utilizando tanto las componentes rotadas radial (R) y tangencial (T) como las sin rotar (NS y EW). En la Figura 47, se muestra otro ejemplo de sismograma en la estación NAC donde se comparan estos cocientes espectrales. Como se puede ver, el uso de los sismogramas originales o rotados tampoco origina variaciones significativas en los cocientes espectrales característicos y esto se pone de manifiesto en todos los casos analizados. Bajo estas consideraciones podemos utilizar los sismogramas sin rotar y comparar directamente los cocientes espectrales (promedio(NS-EW))/V y (mediana(NS-EW))/V, con los cocientes modelados (promedio(SV-SH))/V y (mediana(SV-SH))/V).

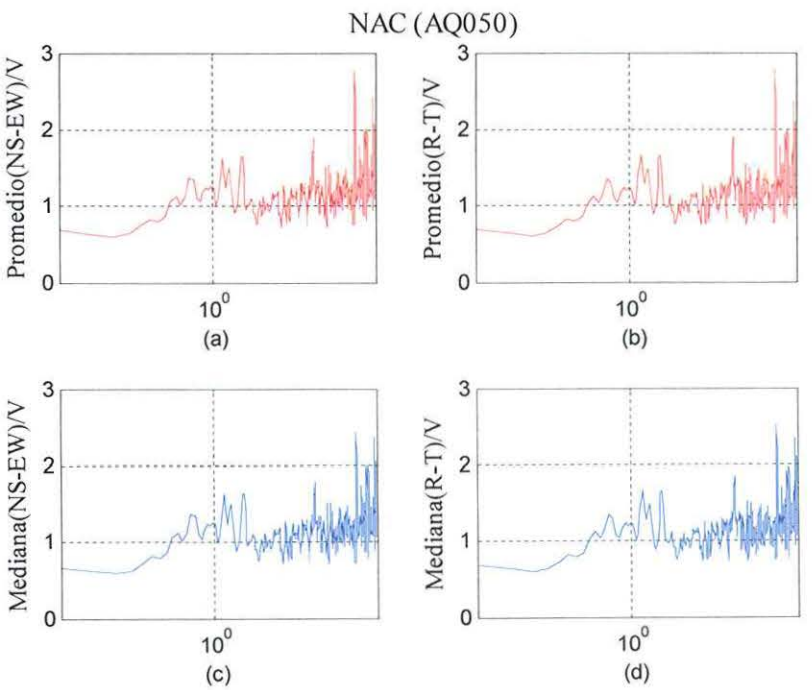

Figura 47. Comparación para un sismo en la estación NAC entre: (a) el cociente (promedio(NS-EW))/V obtenido experimentalmente de las componentes sin rotar, y (b) el cociente (promedio(R-T))/V rotado bajo un ángulo $\theta = 22°$. En la parte inferior se comparan (c) el cociente (mediana(NS-EW))/V con (d) el cociente de las componentes rotadas (mediana(R-T))/V.

Utilizando el programa *sonsite*, se generaron para cada estación varios cocientes espectrales (promedio(SV-SH))/V y se compararon con los obtenidos experimentalmente hasta lograr una buena similitud entre ambos, la comparación se realizó visualmente y persiguiendo como objetivo principal poder modelar el modo fundamental de vibración presente en los cocientes espectrales. Los parámetros que mejores resultados arrojan, son los que corresponden con la estructura somera bajo cada una de las estaciones analizadas.

En el Anexo D, se pueden encontrar para cada estación, las gráficas donde se comparan los cocientes espectrales experimentales y modelados, cabe señalar que los cocientes experimentales no han sido suavizados, no obstante se puede observar una coincidencia aceptable del modo fundamental en cada sitio.

Las columnas litológicas que explican el comportamiento de los sitios de ubicación de las estaciones de RESNES, se muestran en la Figura 48. Para una mejor interpretación de la litología en cada sitio, esta se muestra sobre el mapa digital de elevaciones, cuyos datos fueron tomados del proyecto internacional Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), lidereado por la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA-National Geospatial-Intelligence Agency) y la Administación Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés). En este proyecto, se obtuvieron datos de elevación en una escala casi mundial para generar la base de datos más completa y de alta resolución de la topografía digital de la Tierra. EL SRTM consistió en un sistema radar especialmente modificado que voló a bordo del transbordador espacial Endeavour durante una misión de 11 días en febrero del 2000. Los datos del modelo digital de elevaciones cada 90m del área de estudio, se descargaron de la página http://srtm.csi.cgiar.org y el mapa mostrado se generó con el sistema de información geográfica MapInfo.

En la Figura 48, se puede observar que la estructura somera que caracteriza a las estaciones ELO, OJO, NAC y DIV ubicadas las tres primeras a alturas mayores de

los 2000 m y DIV a una altura mayor de 1500 m, todas sobre rocas ígneas, se pueden generalizar en una columna litológica (Tipo I), que consiste de un estrato de espesores entre 70 a 90 m, con velocidades de las ondas de corte de entre 2450 a 2900 m/s, densidades variando entre 1.2 y 1.5 g/cm^3, amortiguamientos entre el 3 y el 6 % y un coeficiente de Poisson tomando valores entre 0.25 y 0.28. El estrato yace sobre un semi-espacio elástico infinito cuyas velocidades de las ondas de corte varían entre los 3800 y 4800 m/s, densidades entre 2.0 y 2.7 g/cm^3, sin amortiguamiento y con coeficiente de Poisson de 0.25. Por su parte las columnas litológicas de las estaciones MOR, BAC, OAX, VHI y MOC, localizadas sobre rocas sedimentarias (conglomerados) y alturas menores a los 1000 m, se puede generalizar en otra columna litológica (Tipo II), consistente de tres capas, la primera con espesores de 110 a 190 m aproximadamente, velocidades de las ondas de corte de entre 1190 y 2900 m/s, densidades variando entre 1.2 y 2.0 g/cm^3, amortiguamiento entre 3 y 5 %, y coeficiente de Poisson que varía entre 0.25 y 0.30. La segunda capa, con espesores que van desde los 210 m en la estación MOC, hasta los 370 m en las estaciones MOR y VHI. Las velocidades de las ondas de corte de este estrato toma valores entre los 2100 y 3200 m/s, las densidades, entre 1.5 y 2.2 g/cm^3, amortiguamiento 0% en todos los casos y coeficiente de Poisson variando entre 0.25 y 0.28. Ambos estratos yacen sobre un semi-espacio elástico infinito cuyas velocidades de las ondas de corte son de 3000 a 4600 m/s, las densidades de 2.2 a 2.8 g/cm^3, amortiguamiento 0% y coeficiente de Poisson de 0.25.

Durante el procesamiento, agrupamos a la estación MOC, con las estaciones del Tipo I, desde el punto de vista de su estructura, sin embargo, finalmente pudimos ajustar mejor los parámetros que la mantienen dentro de la clasificación realizada en el Capítulo II de esta tesis. Según un perfil geológico reportado por INEGI, 2006, el cual atraviesa aproximadamente los sitios de ubicación de las estaciones MOC y BAC, parece ser que aún perteneciendo al mismo grupo, las rocas en estos sitios son de edades diferentes, MOC está sobre conglomerados del

cuaternario, pero BAC sobre conglomerado polimíctico-basalto del terciario inferior (oligoceno) al terciario superior (mioceno), estas últimas además de ser rocas más antiguas, están sobre el sistema de fallas por lo que se encuentran fracturadas, a diferencia de MOC, ubicada el oeste del sistema de fallas. Es importante observar en la Figura 25, que la estación MOC es la que presenta mayores valores de velocidad de las ondas de corte (2900 m/s) y de densidad (2.0 g/cm^3) en el primer estrato, en comparación con las estaciones MOR, BAC, OAX, VHI. Además su segunda capa es la de menor espesor (210 m) dentro del conjunto de estaciones del Tipo II, y tiene mayores velocidad (3200 m/s), densidad (2.2 g/cm^3), y coeficiente de Poisson (0.28). Estas características evidentemente la acerca al comportamiento de las otras estaciones del Tipo I localizadas sobre rocas ígneas, y esto se pone de manifiesto en la respuesta del sitio.

En la Tabla I del Capítulo II, se puede corroborar esta última afirmación, dentro de las estaciones clasificadas en el Grupo II, la estación MOC presenta la menor atenuación local debida a las condiciones típicas de la geología superficial con una valor de $\kappa_0(z)$ de 0.0101 considerando todas las estaciones y de 0.0124 calculado para las estaciones del este grupo. También se puede observar en las Figuras 22 y 23 del Capítulo IV, en este caso valoramos que la respuesta del sitio en MOC podía ser debida a un diferente grado de intemperismo y fracturamiento de las rocas en ese sitio, en comparación con las otras estaciones.

Los modelos de columnas generalizadas Tipos I y II se muestran en la Figura 49, al comparar estas con la columna litológica generalizada del área de estudio reportada por INEGI, 2006, vemos que tienen cierta similitud, esto nos permitió clasificar cada capa y su descripción se puede ver en la propia figura.

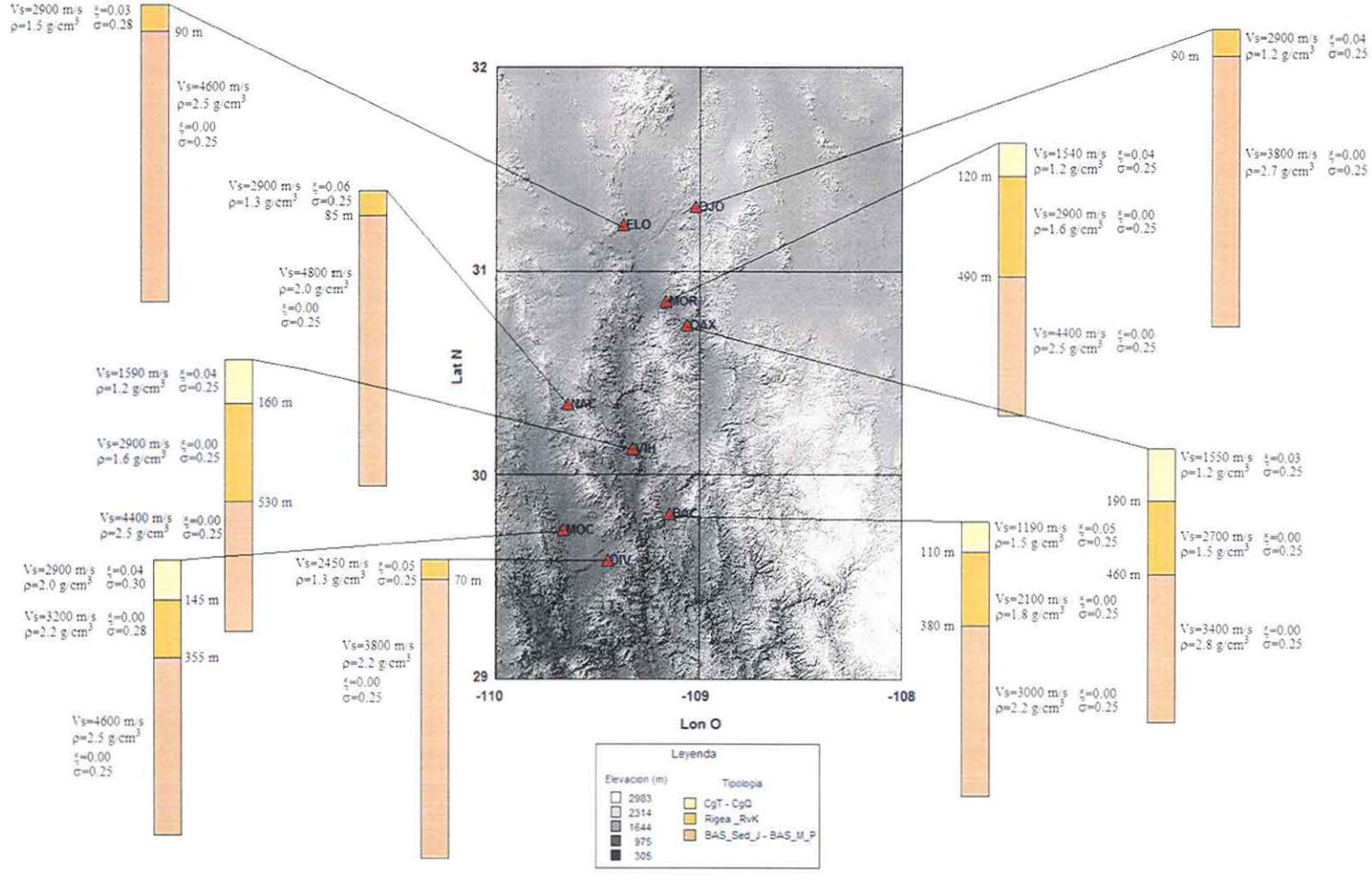

Figura 48. Columnas litológicas obtenidas en cada sitio. Se presentan sobre un mapa del modelo digital de elevaciones.

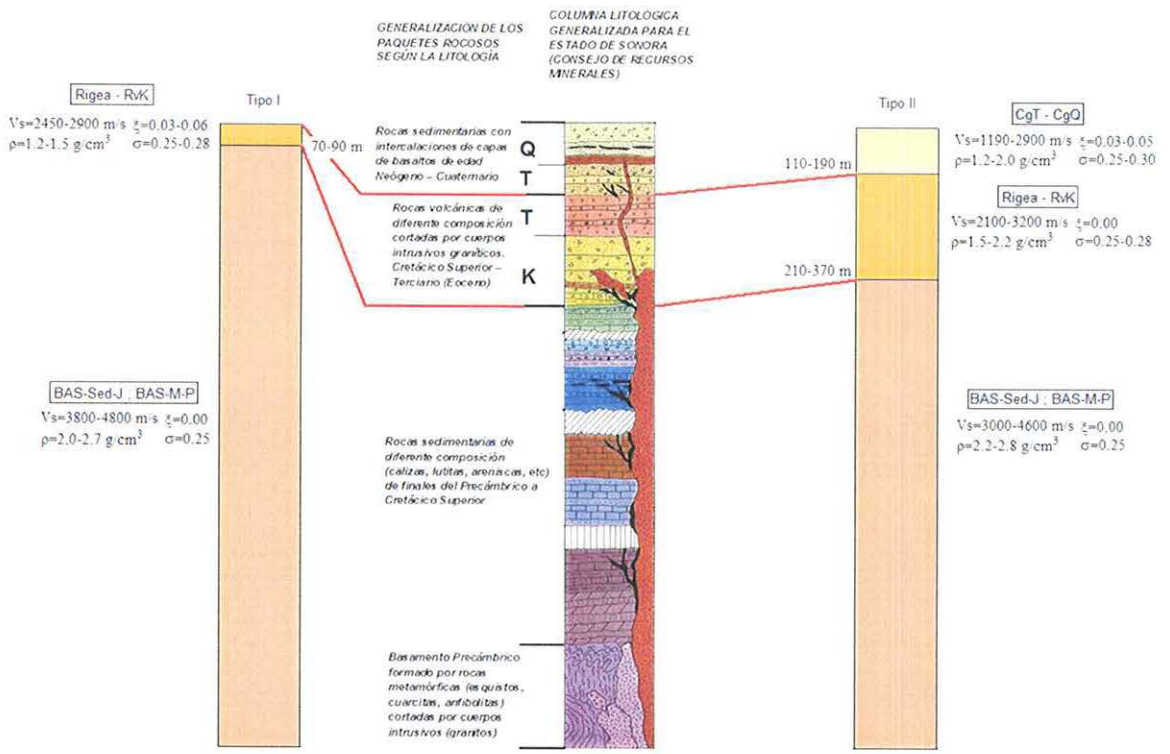

Figura 49. Columnas litológicas típicas del área de estudio y su comparación con la columna litológica generalizada del estado de Sonora.

V.5. Conclusiones

Se establecieron los modelos de la estructura somera bajo las estaciones de registro corroborándose los valores previamente calculados de período dominante, amortiguamiento y espesor.

Las estaciones cuyo modelo es de dos capas/semi-espacio están localizadas generalmente sobre el sistema de fallas y en las partes más bajas, por lo que en estos sitios coexisten fragmentos rocosos de diferentes orígenes y tamaños,

producto del fracturamiento en la zona de fallas, esto hace que la respuesta del suelo en estos sitios sea algo diferente, como es el caso de la estación MOC.

Las estaciones cuyo modelo es de una capa/semi-espacio se encuentran ubicadas generalmente del lado oeste del sistema de fallas, a más de 1500 m de elevación y su comportamiento es bastante similar. En estas estaciones afloran las rocas ígneas volcánicas de edades que van del Cretácico al Terciario Medio Inferior.

El modelado de los sitios de ubicación de las estaciones de la red RESNES, nos permitió conocer con más detalles los rangos de validez de las propiedades estimadas en esta tesis ($\kappa_0(z)$, ξ, T_d, V_s, H, ρ y σ), cuyo conocimiento tiene gran aplicación en la ingeniería y a partir de las cuales podemos calcular otras propiedades de los suelos en esos sitios, como por ejemplo los módulos elásticos.

Por otra parte los resultados obtenidos aportan información al modelo de corteza que se usa en la región para las determinaciones hipocentrales.

Capítulo VI

Conclusiones generales

Partiendo de la información contenida en los sismogramas, sobre la fuente, la trayectoria de propagación y los efectos de sitio, y usando varias técnicas, extrajimos de ellos las características de la atenuación en la región, así como propiedades de la estructura somera (suelos), en los sitios donde se ubican las estaciones de la red RESNES, en el noreste de Sonora.

El área de estudio presenta actividad sísmica reciente, evidenciada por el gran número de sismos registrados desde el año 2002 hasta la fecha. La existencia de un sistema de fallas normales en la región alerta sobre la posibilidad de ocurrencia de réplicas del sismo ocurrido el 3 de mayo de 1887 ($M_w = 7.5$).

Los estudios de atenuación se realizaron mediante la obtención del parámetro de decaimiento espectral kappa (κ), el cual se puede descomponer en la atenuación cercana a la superficie bajo el sitio de registro ($\kappa_0(z)$) y la atenuación promedio fuente-estación ($\kappa(r)$). Los resultados de estos estudios, indican que κ es independiente del tamaño de los terremotos dentro del rango de magnitudes analizadas ($0.5 < M_D < 3.5$).

Cuando se analizan todas las estaciones en conjunto, las curvas empíricas $\kappa(r)$, revelan valores de κ que incrementan con la distancia hasta aproximadamente los 80 km, en todas las estaciones. De 80 a 85 km la función $\kappa(r)$ se mantiene constante y tiende a decrecer a distancias mayores. Debido a que a distancias cortas las trayectorias de los rayos son superficiales, la función obtenida indica

alta atenuación de las ondas S en la parte más superficial de la corteza en comparacion con una baja atenuación para trayectorias a profundidades mayores. Para analizar el efecto de la geología superficial en el valor de κ, clasifiqué los sitios de registros de acuerdo a las características de la geología superficial existentes en cada uno de ellos: (Grupo I - OJO, NAC y ELO; Grupo II – BAC, MOR, OAX, MOC y VHI; Grupo III - DIV). En este caso, la forma de las curvas $\kappa(r)$ es diferente para los tres grupos clasificados, debido posiblemente a que las estaciones de cada grupo muestrean volumenes de la corteza diferentes con características geológicas y tectónicas distintas.

Para el Grupo I, la función $\kappa(r)$ incrementa con la distancia hasta los 20 km, se mantiene constante hasta los 35 km y luego comienza a decaer lentamente, hasta los 80 km donde el decaimiento se hace más fuerte.

Para el grupo II, κ incrementa con la distancia dentro de todo el rango considerado (0 – 100 km).

Para el grupo III, κ incrementa hasta los 70 km y luego la curva se mantiene practicamente constante.

La estimación de la atenuación cerca de la superficie $\kappa_0(z)$ muestra que las estaciones sobre rocas ígneas extrusivas ácidas del Terciario (Grupo I), tienen los menores valores. La estación DIV (Grupo III), localizada al sur de la zona de fallas y ubicada sobre el mismo tipo de roca anterior pero geológicamente más antigua, muestra un ligero incremento en el valor de $\kappa_0(z)$ en relación a las del Grupo I. Las estaciones del grupo II, tienen valores de $\kappa_0(z)$ que varían de 0.0101 s en la estación MOC a 0.1241 s en la estación BAC, siendo este último el mayor valor calculado. En este grupo, los conglomerados reportados por INEGI (2006), corresponden a rocas sedimentarias con alta atenuación. Como los

conglomerados predominan en la región, estos pueden tener gran influencia en el comportamiento general de κ con la distancia.

El valor de $\kappa_0(z)$ = 0.04 s, calculado como promedio para la región, es similar a los obtenidos en otras regiones, como por ejemplo los reportados por Castro *et al.* (1996), quienes estimaron en la región de Friuli, Italia, un valor promedio de $\kappa_0(z)$ para la red de esa región de 0.03 s. Resultados similares fueron previamente reportados por Anderson y Hough (1984) para California.

Para caracterizar la respuesta sísmica del terreno, determinamos dos propiedades que afectan de manera significativa la respuesta del suelo ante la ocurrencia de un sismo; estas son, el amortiguamiento (ξ) y el período dominante (T_d).

Lo anterior se realizó utilizando la Técnica del Decremento Aleatorio (TDA), que permite estimar simultáneamente ambos parámetros, demostrando además que con la TDA se pueden usar registros completos o solo partes de los sismogramas conteniendo diferentes fases sísmicas o mezclas de ellas. Así mismo mostramos como las series de tiempo sin pre-procesar (sin calcular cocientes espectrales H/V), permiten obtener ambas propiedades simultáneamente, siempre que su razón señal/ruido lo permita. Por otro lado, se observó que la componente vertical del registro del suelo, parece tener una contribución significativa de las capas superficiales del sitio, según se ha reportado ya por Acosta *et al.* (1993), Castro *et al.* (1997) y Castro *et al.* (2000), entre otros.

El período dominante calculado para los sitios considerados varía desde aproximadamente 0.12 s para sitios en roca de diferentes edades, hasta 0.17-0.20-s en sitios donde predominan los conglomerados del Terciario, confirmando las diferencias previamente observadas entre los tres grupos de estaciones.

El valor estimado del amortiguamiento, varía entre 2.8- y 5.7-%. Los sitios exhiben diferente respuesta sísmica en términos del amortiguamiento, en lugares con la misma litología, pero de edades diferentes, las cuales indican que las rocas han sufrido diferentes etapas de evolución geológica, y por tanto pueden presentar diferentes propiedades físico-mecánicas (porosidad, densidad, módulos de deformación, etc).

Tanto $\kappa_0(z)$, como T_d y ξ, caracterizan la respuesta del sitio y representan el decaimiento de las amplitudes de las ondas sísmicas debido a la pérdida de energía causada por procesos intrínsecos de los materiales.

Como el factor de calidad Q también representa la atenuación inelástica del medio, suponemos que el mismo está relacionado con nuestras propiedades estimadas y determinamos una relación empírica ξ - $\kappa_0(z)$ y la inversa $\kappa_0(z)$ - ξ para la región de Sonora.

Dichas relaciones empíricas (Ecuaciones 42 y 43, Capítulo IV.2), son consistentes con el predominio de conglomerados en el área, y con la relación obtenida teóricamente.

La relación $\kappa_0(z) - \xi$, es más adecuada desde el punto de vista de las incertidumbres obtenidas en las pendientes y debido a que solo se necesita de un registro de la respuesta del sistema de suelos analizado en una sola estación, para estimar ξ mediante la TDA.

Las relaciones teóricas obtenidas (Ecuaciones 53 y 55, Capítulo IV.3), pueden ser utilizadas para la estimación del amortiguamiento en cualquier región, donde los efectos locales estarán caracterizados por sus valores de V_s y por el espesor H de la capa superficial considerada.

Finalmente, utilizando las propiedades de la atenuación y de los efectos de sitio, estimados en los capítulos anteriores, modelé la respuesta sísmica local de terreno con el método de propagación de ondas mediante matrices de rigidez.

Las estaciones modeladas con dos capas sobre un semi-espacio están localizadas generalmente sobre el sistema de fallas y en las partes más bajas por lo que en estos sitios coexisten fragmentos rocosos de diferentes orígenes y tamaños, producto del fracturamiento en la zona de fallas, esto hace que la respuesta del suelo en estos sitios sea algo diferente, como es el caso de la estación MOC.

Las estaciones modeladas con una capa sobre un semi-espacio se encuentran ubicadas generalmente del lado oeste del sistema de fallas, a más de 1500 m de elevación y su comportamiento es bastante similar. En estas estaciones afloran las rocas ígneas volcánicas de edades que van del Cretácico al Terciario Medio Inferior.

Por otra parte, el trabajo de modelado, y el análisis genérico de la sensibilidad de la variación de las propiedades físicas de los materiales que constituyen los estratos del subsuelo, realizado para los sitios en que se ubican las estaciones de la red RESNES, nos permitió conocer con más detalle los rangos de validez de las propiedades aquí estimadas: $\kappa_0(z)$, ξ, T_d, V_s, H, ρ y σ. La estimación in-situ de estos parámetros geotécnicos del subsuelo mediante técnicas no invasivas tiene gran aplicación en la ingeniería civil ya que a partir de ellas, a través de relaciones empíricas, podemos calcular otras propiedades de los suelos en esos sitios, como por ejemplo los módulos elásticos.

Las propiedades de la estructura somera (capa más superficial) bajo las estaciones de la red RESNES, se resumen en la Tabla IX. Los espesores de las capas están entre 70 y 190 m, y son similares a los rangos de valores calculados

en el Capítulo III.4 (80 – 150 m), con la ecuación (41). La velocidad de las ondas de corte usada anteriormente, para calcular el espesor H en todas las estaciones, fue de 2950 m/s, la cual, según la Tabla IX, es más apropiada para los sitios sobre roca.

El coeficiente de Poisson toma valores prácticamente constantes y cercanos al de la mayoría de las rocas en la corteza.

Si comparamos los valores del amortiguamiento obtenidos mediante el modelado de los sitios con los obtenidos mediante la TDA en el Capítulo III.4 (Tabla VI), vemos que se encuentran dentro del margen de error de estos últimos.

Por último, se anexa en la Tabla VIII, los valores de los módulos de Young y de cortante típico de cada sitio y calculado teniendo en cuenta las propiedades estimadas. Para una comparación a groso modo, se listan en la Tabla IX algunos valores de E para rocas y otros materiales, tomados de Ortiz (1998) y de la página http://www.construaprende.com.

Tabla VIII. Resumen de las propiedades estimadas, de la primera capa bajo las estaciones de la red RESNES. H - Espesor de la capa, V_s - Velocidad de las ondas de corte, ρ - densidad, σ - coeficiente de Poisson, E - Módulo de Young y G- Módulo de Corte.

Estación	$H(m)$	$V_s(m/s)$	$\rho(k\,g/m^3)$	σ	ξ	$E(MPa)$	$G(MPa)$
OJO	90	2900	1200	0.25	0.04	25 230	10 092
ELO	90	2900	1500	0.28	0.03	32 294	12 615
NAC	85	2900	1300	0.25	0.06	27 333	10 933
OAX	190	1550	1200	0.25	0.03	7 208	2 883
MOR	120	1540	1200	0.25	0.04	7 115	2 846
VHI	160	1590	1200	0.25	0.04	7 584	3 034
MOC	145	2900	2000	0.30	0.04	43 732	16 820
BAC	110	1190	1500	0.25	0.05	5 310	2 124
DIV	70	2450	1300	0.25	0.05	19 508	7 803

Tabla IX. Valores del Módulo de Young E para rocas y otros materiales, tomados de Ortiz (1998) y de la página http://www.construaprende.com.

Material	$E\ [MPa]$
Granito	50 000
Basalto	80 000
granito de grano grueso y en general	10 000 – 40 000
Cuarcita	10 000 – 45 000
mármol	80 000
caliza en general	10 000 – 80 000
dolomita	10 000 – 71 000
arenisca en general	2 000 – 63 600
arenisca calcárea	3 000 – 6 000
arcilla esquistosa	4 000 – 20 000
gneis	10 000 – 40 000
concreto	27 000
madera laminada	7 000

Por su parte el módulo de corte del granito tiene un valor $G = 19\,200 - 20\,800 MPa$ (Ortiz, 1998).

Cabe destacar que los resultados obtenidos aportan información al modelo de corteza que se usa en la región para las determinaciones hipocentrales.

Bibliografía

Acosta, J., Huerta, C. Mendoza, L. y Reyes, A. Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la ciudad de México, con registros a profundidad. *Geof. Intern.* 1993: 1 (32): 131-152 p.

Aggour, M.S., J.C.S. Yang, and H. Al-Sanad. Application of the random decrement technique in the determination of damping of soils, *Proceedings*, The 7th European conference on earthquake engineering, 1982: 337-344. Athens Greece. September 20-25.

Anderson, J. G. 2011. Function shstack.m. Matlab code. Comunicación Personal.

Anderson, J. G. and S. E. Hough. 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74 (5): 1969-1993 p.

Anderson, J. G. 1991. A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81 (6): 2186-2193 p.

Anderson, J. G. and Y. Lei. 1994. Nonparametric description of peak acceleration as a function of magnitude, distance, and site in Guerrero, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84 (4): 1003-1017 p.

Apsel, R.J. and Luco, J.E. 1983. On the Green's functions for a layered half-space. Part II. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73 (4): 931-951 p.

Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana. 2001. Diagnóstico de Peligros e Identificación de Riesgos de Desastres en México CENAPRED. Secretaría de Gobernación. Centro Nacional de Prevención de Desastres. ISBN: 970-628-593-8.

Bakun, W.H. 1984. Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration magnitudes for earthquakes in central California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74 (2): 439-458 p.

Bejarano, A. Estudio de la técnica del decremento aleatorio para la estimación in-situ de propiedades de suelos. Tesis de Maestría. CICESE. 2006.

Boore, D.M. 1983. Stochastic Simulation of High=Frequency Ground Motions based on Seismogical Models of the Radiated Spectra. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73 (6): 1865-1894 p.

Brigham E. Oran. The Fast Fourier Transform. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliff, New Jersey., 1974. pp 265.

Brune, J.N. 1970. Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *Journ. of Geoph. Res.* 75 (26): 4997-5009 p.

Caldwell, D. W. The measurement of damping and detection of damage in linear and non-linear systems by the Random Decrement Technique. Ph. D. Dissertation, University of Maryland, 1978.

Castro, R.R.; Anderson, J.G. and Singh, S.K. 1990. Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80 (6): 1481-1503 p.

Castro, R.R., C. Condori, O. Romero, C. Jacques and M. Suter. 2008. Seismic Attenuation in Northeastern Sonora, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98 (2): 722-732 p.

Castro, R. R., E. Ruiz, A. Uribe, and C. J. Rebollar. Site Response of the Dam El Infiernillo, Guerrero-Michoacan, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 2000: 90(6): 1446-1453.

Castro, R.R., F. Pacor, A. Sala and C. Petrungaro. 1996. S wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy. *Journ. of Geoph. Res.* 101 (B10): 22,355-22,369 p.

Castro, R.R., Huerta, C.I., Romero, O., Jacques, C. Hurtado, A. and Fernández, A.I. 2009. Body-wave attenuation near the rupture of the 1887 Sonora, Mexico, earthquake (Mw 7.5). *Geoph. Intern.* 48 (3): 297-304 p.

Castro, R.R., L. Trojani, G. Monachesi, M. Mucciarelli and M. Cattaneo. 2000a. The espectral decay parameter *K* in the region of Umbria-Marche, Italy. *Journ. of Geoph. Res.* 105 (B10): 23,811-23,823 p.

Castro, R. R., M. Mucciarelli, F. Pacor, and C. Petrungaro. S-Wave Site-Response Estimates Using Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1997: 87(1): 256-269.

Castro, R.R., O. M. Romero and M. Suter. 2002. Red sísmica para el monitoreo de la sismicidad del sistema de fallas normales del noreste de Sonora. *GEOS* 22: 379 p.

Castro, R.R., P.M. Shearer, L. Astiz, M. Suter, C. Jacques and F. Vernon. 2010. The Long-Lasting Aftershock Series of the 3 May 1887 Mw 7.5 Sonora

Earthquake in the Mexican Basin and Range Province. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100 (3): 1153-1164 p.

Chang, C. S. Study of Dynamics Characteristics of Aero-elastic Systems Utilizing Randomdec Signatures, 1975: NASA CR – 132563.

Chapman, C.H. 2004. Fundamentals of Seismic Wave Propagation. Primera edición impresa. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo. 608 p.

Cole, H. A. On-line failure detection and damping measurements of aerospace structures by Random Decrement Signature. Nielsen Engineering & Research, Inc. Mountain View, California for Ames Research Center National Aeronautics and Space Administration, 1973: Nasa Contractor Report-2205. March 27.96.

Cole H. A and Reed R.E Jr. A method for detecting structural deterioration in bridges. Nielsen Engineering & Research, Inc. Mountain View, California for Ames Research Center National Aeronautics and Space Administration and Offices of Research and Development Federal Highway Administration. Prepared under Contract NAS2-7695. July, 1974.

Condori, S.C. 2006. Estudio de atenuación sísmica de la región noreste de Sonora. Tesis de Maestría. CICESE.

Fernández, A.I., Castro, R.R. and Huerta, C.I. 2010. The Spectral Decay Parameter Kappa in Northeastern Sonora, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100 (1): 196-206 p.

Fernández, A. I., Fernández, B. C., Zapata, J. A. y Marisy, J. Efectos Sísmicos en la Ciudad de Baracoa. Red de Estaciones e Investigaciones Sismológicas en Cuba. Editorial Academia. ISBN 959-02-0244-6. 2000: 67-71 p.

González, J.J. y García, R. 1986. Escala de magnitud-coda para estaciones sismográficas en el norte de Baja California. Resumen extenso en Memorias de la Reunión 1986 de la Unión Mexicana, A.C. 399-406 p.

González, O. 2006. Caracterización sísmica de las explosions de voladuras de la mina La Caridad. Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora. Tesis de Licenciatura. 68 pág.

Gurung C.B, H. Yamaguchi, T. Yukino. Identification and characterization of galloping of Tsuruga test line based on multi-channel modal analysis of field data. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics.2003: 91: 903-924.

Haddara M. R., M. Wishahy and X. Wu. Assessment of ship's transverse stability at sea. Ocean Engineering. 1994: 21(8): 781-800.

Hanks, T.C. 1979. *b*-value and ω^{γ} seismic source models implications for tectonic stress variations along active crustal zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. *Journ. of Geoph. Res.* 79: 1215-1229 p.

Hanks, T.C. and McGuire, R.K. 1981. The character of high-frequency strong ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71 (6): 2071-2095 p.

Hanks, T.C. 1982. $f_{máx}$. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72 (6): 1867-1879 p.

Harder, S. and G. R. Keller. 2000. Crustal structure determined from a new wide-angle seismic profile in southwestern New Mexico, *New Mexico Geol. Soc. Guidebook 51*, 75-78.

Hough, S. E., J. G. Anderson, J. Brune, F. Vernon, III, J. Berger, J. Fletcher, L. Haar, T. Hanks and L. Baker. 1988. Attenuation near Anza, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78 (2): 672-691 p.

Huerta, C.I. Determination of soil properties from earthquake data. PhD Thesis. The University of Texas at Austin, 2002. 222pp.

Huerta C, J. Acosta, J.M. Roesset and K.H. Stokoe. In situ determination of soil damping from earthquake records. *Proceedings of the 2nd international conference in earthquake resistant construction and design "ERCAD"* . 1994: 1(8): 227-234. Berlin, Germany, June 13-17.

Huerta C, J.M. Roesset and K.H. Stokoe. Evaluation of the random decrement method for *in-situ* soil properties estimation. The effects of surface geology on seismic motion. Recent Progress and New Horizon on EGS Study. A.A. Balkema/Rotterdam /Brookfield/1998: (2) pp. 749-756.

Huerta, C.I., Stokoe, K.H., Pulliam, J. Valle, C. and Roesset, J. M. 2005. Modeling of Seafloor Soft Marine Sediments and Spectral Characteristics of Earthquakes Recorded on the Gulf of Mexico. Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 127: 59-67 p.

Ibrahim, S.R. Random Decrement Technique for Modal Identification of Structures. AIAA/ASME 18 th Structures, Structural Dynamics, and Materials Conference, San Diego, California. 1977: 696-670. March 21-23.

Ingeniería Civil y Arquitectura. http://www.construaprende.com/Tablas/Modulos_elasticidad.html. Última revision: 6 de enero de 2012.

Kausel, E. and Roesset, J. M. 1981. Stiffness matrices for layered soils. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 54 (1): 431-438 p.

Kramer Steven L. Geotechnical Earthquake Engineering. Prenice-Hall. Upper Saddle River, New Jersey, 1996. pp 653.

Lay, T.H. and Wallace, T.C. 1995. Modern Global Seismology. Academic Press, San Diego. 521 pp.

Lee J. W. and J. D. Kim. Health-monitoring method for bridges under ordinary traffic loadings. Journal of Sounds and Vibration, 2002: 257(2): 247-264.

Lin C.C, J.F. Wang and J.-M. Ueng. Vibration control identification of seismically excited multi degree of freedom (m.d.o.f.) structure-passive tuned mass dampers (ptmd) system. Journal of Sound and Vibration, 2000: 240(1): 87-115.98.

Luco, J.E. and Apsel, R.J. 1983. On the Green's functions for a layered half-space. Part I. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73 (4): 909-929 p.

Mexican National Institute of Statistics, Geography and Information (INEGI). 2006. Carta geológica del Estado de Sonora 1 : 1 000 000.

Ortiz Berrocal, L. 1998. Elasticidad. Ed. McGraw-Hill, Madrid. ISBN 84-481-2046-9. 562 pp.

Papageorgiou, A.S. and Aki, K. (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73 (3): 693-722 p.

Petukhin, A. and Irikura, K. (2000). A method for the separation of the source and site effects and the apparent Q structure from strong motion data. *Geophys. Res. Lett.* 27: 3429-3432 p.

Purvance M.D. and Anderson J.G. (2003). A Comprehensive Study of the Observed Spectral Decay in Strong-Motion Accelerations Recorded in Guerrero, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93 (2): 600-611 p.

Site Effects Assessment Using Ambient Excitations (SESAME) Project. Deliverable D23.12: guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation, http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23-HV_user_Guidelines.pdf, 2004: (last accessed August 2010).

Stein, S. and Wysession, M. 2003. AN Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Blackwell Publishing. Malden, USA; Oxford, UK; Victoria, Australia. 498 p.

Suter M. and J. Contreras. 2002. Active Tectonics of Northeastern Sonora, Mexico (Southern Basin and Range Province) and the 3 May 1887 Mw 7.4 Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92: 581-589 p.

Suter, M. 2006. Contemporary Studies of the 3 May 1887 Mw 7.5 Sonora, Mexico (Basin and Range Province) Earthquake. *Seismol. Res. Lett.* 77 (2): 134-147 p.

Taylor, J.R. (1997). An Introduction to Error Analysis. The study of uncertainties in physical measurements. Secod Edition. University Science Books. USA. 327 pág.

The CGIAR Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI). SRTM 90m Digital Elevation Data. http://srtm.csi.sgiar.org. Última revision: 10 de diciembre de 2011.

Tsai, C.P. and Chen, K.C. (2000). A Model for the High-Cut Process of Strong-Motion Accelerations in Terms of Distance, Magnitude, and Site Condition: AN Example from the SMART 1 Array, Lotung, Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90 (6): 1535-1542 p.

Ueng Jin-Min, Chi-Chang Lin. Pao-Lung Lin. System identification of torsionally coupled buildings. Computers and Structures, 1999: 74: 667-686.99

Yang J.C.S, G.Z.Qi, V. Pavlin and A. J. Dureli.L. Esteva. *In-situ* determination of soil damping in the lake deposit area of Mexico City. *Soil dynamics and earthquake engineering.* 1989: 8(1): 43-52.

Anexo A

Fecha, Hora y Magnitud por duración en cada estación de los 414 eventos contemplados en la Figura 5.

No	Fecha	Hora	Md	Estac.
1	05/02/2003	173213	1.7	MOR
2	05/02/2003	161821	1.2	OAX
3	08/02/2003	92848	1.7	MOR
4	08/02/2003	20249	2.2	OAX
5	09/02/2003	25647	2.3	VHI
6	14/02/2003	190051	2.1	VHI
7	19/02/2003	184602	2.2	VHI
8	20/02/2003	234449	2.3	MOR
9	20/02/2003	235204	1.9	MOR
10	20/02/2003	32017	1.8	OAX
11	21/02/2003	14512	1.6	MOR
12	24/02/2003	174403	1.7	OAX
13	26/02/2003	33525	2.2	MOR
14	16/03/2003	214328	2.4	VHI
15	19/03/2003	180940	2.3	OAX
16	20/03/2003	185151	2.5	VHI
17	21/03/2003	233240	2.2	MOR
18	21/03/2003	12749	2.4	OAX
19	22/03/2003	223919	2.6	OAX
20	23/03/2003	215435	2.5	VHI
21	25/03/2003	174046	2.6	OAX
22	25/03/2003	214526	2.4	VHI
23	26/03/2003	184726	2.4	OAX
24	27/03/2003	220420	2.5	OAX
25	29/03/2003	33447	1.8	MOR
26	29/03/2003	95101	1.9	MOR
27	29/03/2003	111823	2.3	MOR
28	29/03/2003	134452	1.8	MOR
29	29/03/2003	172734	2.4	MOR
30	29/03/2003	202317	1.9	MOR
31	03/04/2003	221841	1.5	OJO
32	09/04/2003	43737	2.4	MOR
33	09/04/2003	52435	2.6	MOR
34	09/04/2003	54718	2.3	MOR
35	09/04/2003	62209	2.4	MOR
36	16/04/2003	180811	2.4	MOR
37	27/04/2003	222954	2.1	BAC
38	27/04/2003	233145	2.4	OJO
39	27/04/2003	131110	2.6	MOC
40	27/04/2003	214744	2.6	VHI
41	28/04/2003	220239	2.0	BAC
42	28/04/2003	135351	3.2	OJO
43	28/04/2003	201412	2.2	MOC
44	29/04/2003	65233	1.8	BAC
45	29/04/2003	143707	2.0	BAC
46	29/04/2003	185255	2.1	BAC
47	29/04/2003	41459	2.9	OJO
48	30/04/2003	61201	2.3	BAC
49	30/04/2003	72512	2.7	BAC
50	30/04/2003	231616	2.9	BAC
51	30/04/2003	202426	2.5	OAX
52	01/05/2003	83902	3.0	OJO
53	01/05/2003	171723	2.0	OJO
54	01/05/2003	185204	2.4	MOC
55	01/05/2003	213314	2.5	OAX
56	02/05/2003	215716	2.4	BAC
57	03/05/2003	72721	2.9	OJO
58	03/05/2003	153142	2.3	MOC
59	04/05/2003	70952	2.6	BAC
60	04/05/2003	74602	2.9	BAC
61	04/05/2003	110019	2.6	OJO
62	06/05/2003	214035	2.8	BAC
63	06/05/2003	160212	2.7	OJO
64	06/05/2003	184631	3.0	VHI
65	07/05/2003	230523	2.7	OAX
66	08/05/2003	233009	2.4	BAC
67	08/05/2003	235956	2.7	OAX

68	09/05/2003	10259	2.9	OAX
69	09/05/2003	948	2.1	OAX
70	10/05/2003	211135	2.0	BAC
71	10/05/2003	20158	2.6	OAX
72	11/05/2003	234153	2.6	BAC
73	11/05/2003	231327	1.9	OJO
74	13/05/2003	234337	2.3	OJO
75	14/05/2003	732	2.7	BAC
76	14/05/2003	11107	1.8	VHI
77	15/05/2003	200510	2.2	BAC
78	15/05/2003	917	2.0	OAX
79	16/05/2003	34511	2.0	OAX
80	17/05/2003	150141	2.5	MOC
81	19/05/2003	212356	2.1	BAC
82	19/05/2003	191604	1.7	MOR
83	19/05/2003	195503	2.9	MOC
84	20/05/2003	151502	2.1	MOR
85	20/05/2003	160426	2.4	MOR
86	21/05/2003	30752	2.2	MOR
87	21/05/2003	44725	2.5	OAX
88	23/05/2003	165930	2.9	BAC
89	23/05/2003	222519	2.2	BAC
90	23/05/2003	234948	2.7	BAC
91	24/05/2003	34958	2.6	BAC
92	24/05/2003	52047	2.6	BAC
93	24/05/2003	201409	2.0	OAX
94	24/05/2003	174641	2.7	VHI
95	25/05/2003	73438	2.5	BAC
96	25/05/2003	210911	3.1	BAC
97	25/05/2003	222546	2.3	OAX
98	26/05/2003	185235	2.6	VHI
99	28/05/2003	160649	2.3	BAC
100	28/05/2003	211916	2.5	OAX
101	28/05/2003	163829	2.9	VHI
102	30/05/2003	234926	2.0	ELO
103	30/05/2003	173835	1.1	VHI
104	31/05/2003	5630	2.4	MOR
105	31/05/2003	20739	2.1	MOR
106	03/06/2003	55554	2.5	MOC
107	03/06/2003	133453	1.7	VHI

108	06/06/2003	143158	1.5	MOR
109	06/06/2003	222956	2.0	ELO
110	06/06/2003	60401	3.0	MOC
111	06/06/2003	83744	2.2	VHI
112	08/06/2003	60957	2.5	MOC
113	09/06/2003	222939	2.6	OAX
114	10/06/2003	25547	1.2	ELO
115	10/06/2003	175723	1.6	ELO
116	10/06/2003	214701	2.0	ELO
117	10/06/2003	61608	2.4	MOC
118	11/06/2003	62120	2.1	MOC
119	11/06/2003	204635	2.5	MOC
120	12/06/2003	62827	2.6	MOC
121	14/06/2003	92330	1.5	MOR
122	15/06/2003	64313	2.3	MOC
123	17/06/2003	90159	2.0	MOR
124	17/06/2003	95120	2.2	MOR
125	18/06/2003	70554	2.4	MOR
126	18/06/2003	102228	2.0	MOR
127	25/06/2003	172608	2.6	NAC
128	26/06/2003	185515	2.5	VHI
129	27/06/2003	215203	1.7	MOR
130	29/06/2003	40754	2.3	MOR
131	29/06/2003	193133	2.0	MOR
132	30/06/2003	121114	1.8	MOR
133	30/06/2003	205945	2.4	MOR
134	01/07/2003	225859	1.5	VHI
135	03/07/2003	185511	2.4	VHI
136	04/07/2003	214740	2.4	VHI
137	04/07/2003	185156	2.4	VHI
138	05/07/2003	220615	2.7	VHI
139	07/07/2003	230829	2.5	MOR
140	08/07/2003	5912	2.2	MOR
141	08/07/2003	185831	2.5	VHI
142	10/07/2003	620	2.5	MOR
143	11/07/2003	15356	2.7	MOR
144	11/07/2003	205926	1.9	MOR
145	11/07/2003	231734	2.4	MOR
146	12/07/2003	25428	2.0	MOR
147	13/07/2003	245	2.6	ELO

148	14/07/2003	11554	2.3	MOR
149	15/07/2003	43854	2.9	MOR
150	15/07/2003	224219	2.1	MOR
151	15/07/2003	41916	2.2	OAX
152	16/07/2003	14702	2.3	MOR
153	16/07/2003	15114	2.0	MOR
154	16/07/2003	25103	2.3	MOR
155	16/07/2003	42319	2.3	MOR
156	17/07/2003	5758	1.6	MOR
157	17/07/2003	10659	2.4	MOR
158	17/07/2003	21317	2.3	MOR
159	17/07/2003	44746	2.3	OAX
160	18/07/2003	213213	2.4	BAC
161	18/07/2003	213616	2.4	BAC
162	18/07/2003	213741	2.4	BAC
163	19/07/2003	14205	2.8	ELO
164	20/07/2003	35042	1.3	BAC
165	21/07/2003	30306	1.6	BAC
166	21/07/2003	31641	1.7	BAC
167	21/07/2003	32654	2.0	BAC
168	21/07/2003	102459	1.7	BAC
169	21/07/2003	235538	2.7	BAC
170	22/07/2003	35513	1.8	BAC
171	22/07/2003	61156	2.1	BAC
172	22/07/2003	70552	2.2	BAC
173	22/07/2003	711	1.7	MOR
174	22/07/2003	33723	2.5	MOC
175	22/07/2003	210943	2.4	OAX
176	23/07/2003	21605	2.2	NAC
177	23/07/2003	34053	2.0	NAC
178	24/07/2003	213823	2.5	BAC
179	25/07/2003	10009	1.6	BAC
180	25/07/2003	212858	1.9	BAC
181	25/07/2003	32823	2.1	ELO
182	25/07/2003	75312	2.7	ELO
183	25/07/2003	35045	2.0	NAC
184	26/07/2003	215256	2.5	MOR
185	26/07/2003	1511	2.4	MOC
186	26/07/2003	5329	1.4	NAC
187	27/07/2003	134518	1.8	BAC

188	27/07/2003	135252	1.6	BAC
189	27/07/2003	145929	2.2	BAC
190	27/07/2003	193838	2.3	BAC
191	27/07/2003	23727	2.1	ELO
192	27/07/2003	214738	1.7	ELO
193	27/07/2003	1730	3.0	MOC
194	27/07/2003	34230	2.8	MOC
195	28/07/2003	23948	3.0	ELO
196	28/07/2003	54337	2.4	MOC
197	28/07/2003	2028	2.9	MOC
198	28/07/2003	35436	2.1	MOC
199	29/07/2003	5535	2.0	BAC
200	29/07/2003	212415	2.0	MOR
201	29/07/2003	215032	1.9	MOR
202	29/07/2003	220734	1.4	MOR
203	29/07/2003	54538	2.5	MOC
204	29/07/2003	41655	2.3	MOC
205	29/07/2003	5358	2.1	MOC
206	29/07/2003	54619	2.0	NAC
207	30/07/2003	55154	2.3	MOC
208	31/07/2003	221230	2.5	BAC
209	31/07/2003	221908	2.2	BAC
210	31/07/2003	232818	2.6	BAC
211	31/07/2003	55544	2.3	MOC
212	01/08/2003	185039	2.2	BAC
213	01/08/2003	55905	2.5	MOC
214	01/08/2003	235651	2.4	NAC
215	02/08/2003	41420	2.0	BAC
216	02/08/2003	231031	2.0	BAC
217	02/08/2003	231839	2.0	BAC
218	02/08/2003	233120	2.3	BAC
219	03/08/2003	4001	2.7	MOC
220	04/08/2003	5301	2.4	MOC
221	05/08/2003	132021	2.6	ELO
222	05/08/2003	5638	2.3	MOC
223	07/08/2003	220554	2.1	BAC
224	07/08/2003	222702	1.3	BAC
225	07/08/2003	34623	1.5	ELO
226	08/08/2003	75326	1.6	BAC
227	09/08/2003	35907	2.8	BAC

228	09/08/2003	12616	1.6	MOR
229	09/08/2003	35337	1.5	ELO
230	10/08/2003	213551	1.7	MOR
231	11/08/2003	233231	2.4	BAC
232	11/08/2003	184858	1.9	MOR
233	11/08/2003	94206	1.7	ELO
234	11/08/2003	55432	1.9	NAC
235	12/08/2003	91222	2.0	BAC
236	12/08/2003	55950	2.4	NAC
237	13/08/2003	221713	2.7	BAC
238	17/08/2003	232606	1.7	MOR
239	17/08/2003	171547	2.6	NAC
240	18/08/2003	121234	1.6	MOR
241	18/08/2003	223720	1.6	MOR
242	19/08/2003	23049	2.2	MOR
243	21/08/2003	223516	2.1	BAC
244	21/08/2003	224455	2.1	BAC
245	22/08/2003	234811	1.5	MOR
246	23/08/2003	22732	2.6	BAC
247	23/08/2003	22854	2.6	BAC
248	23/08/2003	10046	1.9	MOR
249	23/08/2003	202834	2.1	MOR
250	23/08/2003	213229	1.9	MOR
251	24/08/2003	213308	1.4	MOR
252	27/08/2003	191907	2.1	MOR
253	01/09/2003	233923	2.5	MOR
254	01/09/2003	185129	2.3	ELO
255	01/09/2003	164214	1.8	OJO
256	02/09/2003	5840	2.4	MOR
257	02/09/2003	23230	2.4	MOR
258	02/09/2003	64541	2.2	MOR
259	02/09/2003	185611	1.9	ELO
260	02/09/2003	150800	2.6	OJO
261	03/09/2003	200113	2.9	BAC
262	04/09/2003	220528	1.9	BAC
263	05/09/2003	5507	1.7	OJO
264	06/09/2003	12440	2.3	BAC
265	06/09/2003	50745	1.8	OJO
266	07/09/2003	32436	2.2	OJO
267	09/09/2003	2156	1.7	BAC

268	09/09/2003	42354	2.2	BAC
269	09/09/2003	42748	2.3	BAC
270	09/09/2003	221956	2.8	BAC
271	10/09/2003	123358	2.8	BAC
272	10/09/2003	15622	1.6	ELO
273	10/09/2003	70330	2.7	OJO
274	10/09/2003	95842	2.5	OJO
275	12/09/2003	10106	1.6	ELO
276	12/09/2003	11057	2.2	ELO
277	12/09/2003	143539	2.1	OJO
278	12/09/2003	143721	2.6	OJO
279	13/09/2003	85447	2.0	OJO
280	13/09/2003	150446	2.0	OJO
281	14/09/2003	224153	1.9	OJO
282	15/09/2003	162124	2.7	BAC
283	15/09/2003	92945	0.7	ELO
284	18/09/2003	215830	1.8	BAC
285	18/09/2003	223511	2.1	BAC
286	18/09/2003	224135	1.7	BAC
287	18/09/2003	224542	1.7	BAC
288	19/09/2003	114715	1.4	BAC
289	20/09/2003	194153	2.0	OJO
290	25/09/2003	11125	2.3	ELO
291	26/09/2003	184604	2.4	ELO
292	28/09/2003	203442	2.5	BAC
293	29/09/2003	201146	2.8	BAC
294	29/09/2003	103842	2.5	ELO
295	29/09/2003	133739	1.9	ELO
296	04/10/2003	113832	2.2	OJO
297	05/10/2003	213425	1.8	ELO
298	05/10/2003	224837	1.9	ELO
299	05/10/2003	150852	2.2	NAC
300	05/10/2003	181132	2.3	NAC
301	06/10/2003	120907	1.9	OJO
302	07/10/2003	22810	2.1	BAC
303	07/10/2003	30828	2.6	NAC
304	08/10/2003	205259	2.5	NAC
305	10/10/2003	191924	2.0	BAC
306	10/10/2003	221038	3.0	ELO
307	10/10/2003	233520	1.6	ELO

308	10/10/2003	72230	2.3	OJO
309	10/10/2003	55003	2.1	NAC
310	10/10/2003	203019	2.2	VHI
311	11/10/2003	31845	2.8	BAC
312	11/10/2003	33208	1.5	ELO
313	11/10/2003	83408	1.7	ELO
314	11/10/2003	214525	2.6	VHI
315	11/10/2003	184617	2.5	VHI
316	12/10/2003	1317	2.8	BAC
317	12/10/2003	105917	1.8	BAC
318	12/10/2003	55402	2.8	NAC
319	14/10/2003	214629	2.6	VHI
320	17/10/2003	185711	2.5	BAC
321	17/10/2003	220838	2.4	NAC
322	18/10/2003	203659	2.4	ELO
323	19/10/2003	83802	1.9	ELO
324	27/10/2003	94529	1.0	ELO
325	29/10/2003	5552	2.4	ELO
326	01/11/2003	222957	2.1	ELO
327	01/11/2003	235357	3.0	ELO
328	05/11/2003	63414	1.2	ELO
329	11/12/2003	233332	2.7	BAC
330	12/12/2003	162949	1.4	ELO
331	13/12/2003	220630	2.4	NAC
332	14/12/2003	105518	2.7	OJO
333	16/12/2003	80522	2.6	BAC
334	17/12/2003	235258	2.8	ELO
335	18/12/2003	82534	2.7	OJO
336	19/12/2003	211041	2.6	ELO
337	19/12/2003	211731	2.5	ELO
338	20/12/2003	113547	2.6	ELO
339	22/12/2003	12536	2.0	ELO
340	22/12/2003	100257	1.9	ELO
341	23/12/2003	30637	2.9	OJO
342	29/12/2003	114754	2.9	OJO
343	05/01/2004	210327	2.2	ELO
344	10/01/2004	193425	2.8	ELO
345	11/01/2004	12713	2.4	BAC
346	17/01/2004	165045	2.0	ELO
347	19/01/2004	213824	2.9	BAC

348	18/09/2004	214848	2.3	DIV
349	21/09/2004	221025	2.3	DIV
350	22/09/2004	190203	2.3	DIV
351	25/09/2004	143641	1.4	DIV
352	25/09/2004	202557	1.8	DIV
353	27/09/2004	155345	2.1	DIV
354	28/09/2004	35939	2.2	DIV
355	29/09/2004	111126	1.4	DIV
356	30/09/2004	214820	2.7	DIV
357	01/10/2004	185240	2.4	DIV
358	02/10/2004	215105	2.2	DIV
359	06/10/2004	94131	2.6	DIV
360	06/10/2004	214918	2.3	DIV
361	06/10/2004	104428	1.4	DIV
362	07/10/2004	94326	2.7	DIV
363	07/10/2004	153500	0.9	DIV
364	09/10/2004	85029	1.5	DIV
365	10/10/2004	100847	2.8	DIV
366	10/10/2004	94343	2.3	DIV
367	11/10/2004	90839	1.4	DIV
368	11/10/2004	133655	1.9	DIV
369	13/10/2004	113200	2.7	DIV
370	13/10/2004	185629	2.3	DIV
371	14/10/2004	184853	2.4	DIV
372	15/10/2004	185421	2.3	DIV
373	15/10/2004	214844	2.6	DIV
374	18/10/2004	190145	2.4	DIV
375	18/10/2004	121653	1.3	DIV
376	19/10/2004	121653	1.4	DIV
377	22/10/2004	60858	0.8	DIV
378	22/10/2004	180341	1.4	DIV
379	24/10/2004	64352	0.5	DIV
380	24/10/2004	72529	1.1	DIV
381	25/10/2004	185210	2.1	DIV
382	25/10/2004	215716	2.0	DIV
383	26/10/2004	173011	2.3	DIV
384	27/10/2004	184249	2.5	DIV
385	29/10/2004	214959	2.4	DIV
386	30/10/2004	2447	1.6	DIV
387	31/10/2004	214622	2.3	DIV

388	31/10/2004	144657	1.7	DIV
389	03/11/2004	215144	2.3	DIV
390	05/11/2004	221317	2.5	DIV
391	08/11/2004	185359	2.5	DIV
392	09/11/2004	185441	2.1	DIV
393	13/11/2004	190347	2.2	DIV
394	14/11/2004	4714	2.1	DIV
395	15/11/2004	215320	2.5	DIV
396	16/11/2004	61241	1.8	DIV
397	17/11/2004	184726	2.1	DIV
398	18/11/2004	214819	2.2	DIV
399	18/11/2004	214731	2.5	DIV
400	19/11/2004	215021	2.4	DIV
401	19/11/2004	184557	2.4	DIV

402	20/11/2004	214510	2.1	DIV
403	25/11/2004	94624	2.0	DIV
404	25/11/2004	214515	2.6	DIV
405	26/11/2004	184842	2.3	DIV
406	27/11/2004	173444	2.5	DIV
407	28/11/2004	194717	2.6	DIV
408	01/12/2004	214730	2.6	DIV
409	27/10/2005	132042	2.5	NAC
410	29/10/2005	11831	1.7	NAC
411	31/10/2005	202655	2.6	NAC
412	02/11/2005	173003	2.5	NAC
413	07/11/2005	132544	1.6	NAC
414	13/11/2005	24901	2.6	NAC

Anexo B

Tomado de SESAME, WP12 of SESAME Project, deliverable D23.12, 2004.

Criteria for a reliable H/V curve:

a) $f_n > 10/l_w$; f_n is the H/V peak frequency and l_w is the window length used to calculate the Fourier spectrum.

b) $nc(f_n) > 200$; nc is the number of significant cycles ($nc = l_w . n_w . f_n$). n_w is the number of windows selected for the averaged H/V curve.

c) $\sigma_a(f) < 2$ for $0.5\, f_n < f < 2\, f_n$ if $f_n > 0.5Hz$; or $\sigma_a(f) < 3$ for $0.5\, f_n < f < 2\, f_n$ if $f_n < 0.5Hz$. $\sigma_a(f)$ is the standard deviation of the spectral amplitude $A_{H/V}$.

Criteria for a clear H/V peak:

a) $\exists\, f^- \in [f_n/4,\, f_n] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2$; A_0 is the H/V peak spectral amplitude at frequency f_n.

b) $\exists\, f^+ \in [f_n, 4\, f_n] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$.

c) $A_0 > 2$.

d) $f_{peak}[A_{H/V}(f \pm \sigma_a(f)] = f_n \pm 5\%$; $A_{H/V}(f)$ is the H/V curve amplitude at frequency f.

e) $\sigma_f < \varepsilon(f_n)$; σ_f is the standard deviation of H/V peak frequency ($f_n \pm \sigma_f$) and $\varepsilon(f_n)$ is a threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_n)$. $\varepsilon(f_n)$ [Hz] $= 0.05 f_n$ for frequency over than 2.0 Hz;

f) $\sigma_a(f_n) < \vartheta(f_n)$; $\vartheta(f_n)$ is a threshold value for the stability condition $\sigma_a(f_n) < \theta(f_n)$. $\vartheta(f_n)$ for $\sigma_a(f_n)$ is equal 1.58 for frequencies over 2.0 Hz.

Anexo C

Obtención de la expresión general de la matriz de rigidez K para un modelo de capas horizontales, que relaciona el vector desplazamiento-esfuerzo en la posición z partiendo de una posición inicial z_0.

Si se considera un modelo de capas horizontales, donde cada capa es homogénea e isotrópica y donde definimos como variables de estado en una interfase los desplazamientos $\vec{D}$ y los esfuerzos $\vec{\tau}$, la ecuación de onda en función de $\vec{D}$ y $\vec{\tau}$ se escribe como:

$$\rho \ddot{D}_j = \tau_{ij,i} + f_j \tag{C.1}$$

siendo ρ la densidad y f_j la fuente. $\ddot{D}_j$ representa la segunda derivada temporal del desplazamiento y la coma en $\tau_{ij,i}$ es la derivada espacial. Los subíndices representan las direcciones cartesianas $i = j = x, y, z$.

La ecuación diferencial (C.1), se puede resolver por separación de variables, usando la transformada de Fourier (TF) con respecto al tiempo t y con respecto a las coordenadas espaciales (x, y). Una propiedad importante de la TF es que la derivada respecto a t en el dominio del tiempo se puede reemplazar por una multiplicación por $(-i\omega)$ en el dominio de la frecuencia; a su vez, la derivada con respecto a x o y en el dominio del espacio corresponde a una multiplicación por $i\omega P_x$ o $i\omega P_y$, respectivamente, en el dominio de la lentitud horizontal. P_x y P_y son lentitudes (el inverso de la velocidad) en las direcciones x y y.

Aplicando primeramente la TF temporal, podemos escribir (C.1) como:

$$(i\omega)^2 \rho \widehat{D}_j = \hat{\tau}_{ij} + \widehat{f}_j \tag{C.2}$$

Dado que $(i\omega)^2 = -\omega^2$:

$$-\omega^2\rho\widehat{D}_j = \hat{\tau}_{ij,i} + \widehat{f}_j = \hat{\tau}_{xj,x} + \hat{\tau}_{yj,y} + \hat{\tau}_{zj,z} + \widehat{f}_j \qquad \text{(C.3)}$$

La tilde significa que es la transformada y en lo sucesivo será obviado.

Utilizando $\tau_{ij} = C_{ijkl}D_{k,l}$ la Ley de Hooke en forma generalizada (Chapman, 2004), resulta que la ecuación (C.3) es un sistema de ecuaciones con 36 coeficientes que representan las constantes elásticas del material. El requerimiento de que la energía de deformación elástica debe ser una función única de la deformación requiere que $C_{ijkl} = C_{ijlk} = C_{jikl}$ para todo *i, j, k, l* ($k = l = x, y, z$), lo que reduce el sistema a 21 coeficientes. Por otro lado, si el material es isotrópico, los coeficientes son independientes de la dirección y la mayoría de ellos se hacen igual a cero, el resto pueden ser expresados en función de las constantes de Lamé (λ y μ).

Bajo estas consideraciones, podemos escribir (C.3) como:

$$\begin{aligned}
-\omega^2\rho D_x &= (\lambda + 2\mu)D_{x,xx} + \lambda\left(D_{y,yx} + D_{z,zx}\right) + \mu\left(D_{x,yy} + D_{y,xy}\right) + \tau_{zx,z} + f_x \\
-\omega^2\rho D_y &= \mu\left(D_{x,yx} + D_{y,xx}\right) + (\lambda + 2\mu)D_{y,yy} + \lambda\left(D_{x,xy} + D_{z,zy}\right) + +\tau_{zy,z} + f_y \\
-\omega^2\rho D_z &= \tau_{xz,x} + \tau_{yz,y} + \tau_{zz,z} + f_z \qquad \text{(C.4)} \\
\tau_{xz} &= \mu(D_{x,z} + D_{z,x}) \\
\tau_{yz} &= \mu(D_{y,z} + D_{z,y}) \\
\tau_{zz} &= (\lambda + 2\mu)D_{z,z} + \lambda(D_{x,x} + D_{y,y})
\end{aligned}$$

Despejando de las ecuaciones del sistema (C.4), los términos con la derivada respecto a z ($\tau_{zx,z}$, $\tau_{zy,z}$, $\tau_{zz,z}$, $D_{x,z}$, $D_{y,z}$ y $D_{z,z}$), y aplicando la TF espacial, podemos obtener estos términos en función de las lentitudes horizontales P_x y P_y :

$$\tau_{zx,z} = -\omega^2\rho D_x + \omega^2 P_x^2(\lambda+2\mu)D_x - \frac{\lambda^2\omega^2 P_x^2}{\lambda+2\mu}D_x + \omega^2 P_y^2\mu D_x + \lambda\omega^2 P_x P_y D_y$$
$$- \frac{\lambda^2\omega^2 P_x P_y}{\lambda+2\mu}D_y - \mu\omega^2 P_x P_y D_y + \frac{\lambda i\omega}{\lambda+2\mu}\tau_{zz} - f_x$$

$$\tau_{zy,z} = -\omega^2\rho D_y + \mu\omega^2 P_x P_y D_x + \lambda\omega^2 P_x P_y D_x - \frac{\lambda^2\omega^2 P_x P_y}{\lambda+2\mu}D_x + \mu\omega^2 P_x^2 D_y$$
$$+ (\lambda+2\mu)\omega^2 P_y^2 D_y - \frac{\lambda^2\omega^2 P_y^2}{\lambda+2\mu}D_y + \frac{\lambda i\omega P_y}{\lambda+2\mu}\tau_{zz} - f_y \qquad \text{(C.5)}$$

$$\tau_{zz,z} = -\omega^2\rho D_z + i\omega P_x\tau_{xz} + i\omega P_y\tau_{yz} - f_z$$

$$D_{x,z} = \frac{1}{\mu}\tau_{xz} + i\omega P_x D_z$$

$$D_{y,z} = \frac{1}{\mu}\tau_{yz} + i\omega P_y D_z$$

$$D_{z,z} = \frac{\tau_{zz} + \lambda(i\omega P_x D_x + i\omega P_y D_y)}{\lambda+2\mu}$$

Despejando y ordenando las ecuaciones del sistema (C.5), obtenemos:

$$\partial_z \begin{bmatrix} D_x \\ D_z \\ \tau_{zx} \\ \tau_{zz} \\ D_y \\ \tau_{zy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & i\omega P_x & \mu^{-1} & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\lambda i\omega P_x}{\lambda+2\mu} & 0 & 0 & \frac{1}{\lambda+2\mu} & \frac{\lambda i\omega P_y}{\lambda+2\mu} & 0 \\ a_{31} & 0 & 0 & \frac{\lambda i\omega P_x}{\lambda+2\mu} & a_{35} & 0 \\ 0 & -\omega^2\rho & i\omega P_x & 0 & 0 & i\omega P_y \\ 0 & i\omega P_y & 0 & 0 & 0 & \mu^{-1} \\ a_{61} & 0 & 0 & \frac{\lambda i\omega P_y}{\lambda+2\mu} & a_{65} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_x \\ D_z \\ \tau_{zx} \\ \tau_{zz} \\ D_y \\ \tau_{zy} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ -f_x \\ -f_z \\ 0 \\ -f_y \end{bmatrix} \qquad \text{(C.6)}$$

con

$$a_{31} = (-\omega^2\rho + \omega^2 P_x^2(\lambda+2\mu) - \frac{\lambda^2\omega^2 P_x^2}{\lambda+2\mu} + \omega^2 P_y^2\mu$$

$$a_{35} = \left(\frac{3\lambda\mu + 2\mu^2}{\lambda + 2\mu}\right)\omega^2 P_x P_y$$

$$a_{61} = \omega^2 P_x P_y \left(\frac{2\mu^2 + 3\lambda\mu}{\lambda + 2\mu}\right) \qquad \text{(C.7)}$$

$$a_{65} = -\omega^2\rho + \mu\omega^2 P_x^2 + (\lambda + 2\mu)\omega^2 P_y^2 - \frac{\lambda^2\omega^2 P_y^2}{\lambda + 2\mu}$$

En forma compacta podemos escribir (C.6) como:

$$\partial_z \vec{b} = H\vec{b} + \vec{f} \qquad \text{(C.8)}$$

Donde $\vec{f}$ es la fuente, $\vec{b} = \begin{bmatrix}\vec{D} \\ \vec{\tau}\end{bmatrix}$, $\vec{D} = \begin{bmatrix}D_x \\ D_y \\ D_z\end{bmatrix}$ y $\vec{\tau} = \begin{bmatrix}\tau_{xz} \\ \tau_{yz} \\ \tau_{zz}\end{bmatrix}$ representando el plano perpendicular a z, donde los parámetros son constantes en x y y.

Como se puede ver en el sistema de ecuaciones (C.6) H es una matriz de orden 6x6, que está dividida en 4 sub-matrices:

$$H = \begin{bmatrix} H_{11}(4x4) & H_{12}(4x2) \\ H_{21}(2x4) & H_{22}(2x2) \end{bmatrix} \qquad \text{(C.9)}$$

H_{ij} son las sub-matrices de la matriz de transferencia H, la cual en su forma general representa la distribución del campo de ondas. Si consideramos que todo el movimiento esta contenido en el plano xz, $P_y = 0$, la matriz H se reduce y sus componentes H_{12} y H_{21} son cero, La diagonal principal de H, expresa la partición de la energía en el plano P-SV bajo la incidencia de ondas P y/o SV, representado por la sub-matriz H_{11} (en lo adelante A_{PSV}) y en el anti-plano bajo la incidencia de ondas de tipo SH, representado por la sub-matriz H_{22} (en lo adelante A_{SH}).

El número de soluciones de la ecuación (C.8), depende del orden de la matriz H. El uso de matrices de propagación garantiza que la solución que se obtenga para

b sea única. Para buscar las 6 soluciones de (C.8), se hace necesario definir algunas cuestiones:

- Si H y $\vec{f}$ son continuas en un intervalo $[z_0, z_1]$, entonces existe una solución única al sistema (C.8) con condición inicial $b(z_0) = b_0$.
- Si $F(z)$ es una matriz integral de nxn, entonces satisface la ecuación homogénea $\partial_z F = HF$.
- Cualquier matriz integral $F(z)$ invertible para todo z en el dominio del tiempo es una matriz fundamental.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, una matriz de propagación $P(z, z_0)$, debe satisfacer que:

$$P(z_0, z_0) = I\ (matriz\ identidad) \Rightarrow\ \exists\ !\ P\ (\acute{u}nica) \tag{C.10}$$

La propiedad más importante de $P(z, z_0)$, es que genera el vector desplazamiento–esfuerzo en la posición z cuando opera sobre un vector en la posición z_0, de esta forma, la solución del sistema homogéneo para (C.8) sería:

$$b(z) = P(z, z_0)b(z_0) \tag{C.11}$$

Para el caso más general de una matriz de propagación desde z_0 hasta z_n, donde n es el número de capas consideradas:

$$b(z) = P(z_n, z_0)b(z_0) = \prod_{i=1}^{n} P((z_i, z_{i-1})b(z_0) \tag{C.12}$$

Para el sistema (C.8) no homogéneo, a la solución (C.11), se le agrega un término integral que incluye la posición de la fuente $\vec{f}$. La solución sería entonces:

$$b(z) = S(z, z_0) + P(z, z_0)b(z_0) \tag{C.13}$$

$$S(z, z_0) = \begin{cases} 0 & para\ z < z_s \\ P(z, z_s)\left(f_x + f_y H(z_s)\right) & para\ z \geq z_s \end{cases}$$

z_s es la posición de la fuente $S(z, z_0)$.

Para encontrar soluciones al sistema (C.8) para el caso de capas horizontales, consideremos M la matriz de eigenvectores de H y $\Lambda = \mathrm{diag}(\lambda_1, \lambda_2, \ldots, \lambda_6)$, la matriz diagonal de eigenvalores (lentitudes horizontales).

$$HM = M\Lambda \tag{C.14}$$

con $V = M^{-1}b$ y considerando que en una región homogénea $\partial_z M = 0$, obtenemos que $\partial_z V = \Lambda \mathrm{V}$, es decir, que el sistema es diagonalizable, y finalmente podemos escribir que:

$$V = e^{\Lambda(z - z_0)}V(z_0) = Q(z, z_0)V(z_0) \tag{C.15}$$

donde $Q(z, z_0)$ es el propagador de onda y V es el vector de onda cuyos elementos son proporcionales a las amplitudes de las ondas propagándose en la dirección de z hacia arriba y hacia abajo (±P, ±SV, ±SH).
Como $V = M^{-1}b$, obtenemos que

$$b(z) = MQ(z, z_0)M^{-1}b(z_0) \tag{C.16}$$

Supongamos que hay una discontinuidad en $z = z_1$, entonces utilizando las expresiones (C.12) y (C.16) podemos escribir que:

$$V = Q(z, z_1)M_1^{-1}M_0 Q(z_1, z_0)V(z_0) \tag{C.17}$$

En la discontinuidad, $Q(z_1^+, z_1^-) = M_1^{-1}M_0$ y su valor es diferente según el sentido de propagación sea hacia arriba o hacia abajo. Este término expresa los efectos de reflexión y transmisión en la discontinuidad.

Podemos escribir entonces que:

$$b(z) = M_1 Q(z, z_0)M_0^{-1}b(z_0) = P(z, z_0)b(z_0) \tag{C.18}$$

El carácter del propagador (C.18), puede verse, escribiendo dicha ecuación en forma particionada:

$$\begin{bmatrix} D(z) \\ \tau(z) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{DD} & P_{D\tau} \\ P_{\tau D} & P_{\tau\tau} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D(z_0) \\ \tau(z_0) \end{bmatrix} \tag{C.19}$$

Anexo D

Comparación entre los cocientes espectrales experimentales (promedio(EW-NS)/Vertical y mediana(EW-NS)/Vertical), con el cociente espectral modelado (promedio(SV-SH)/Vertical).

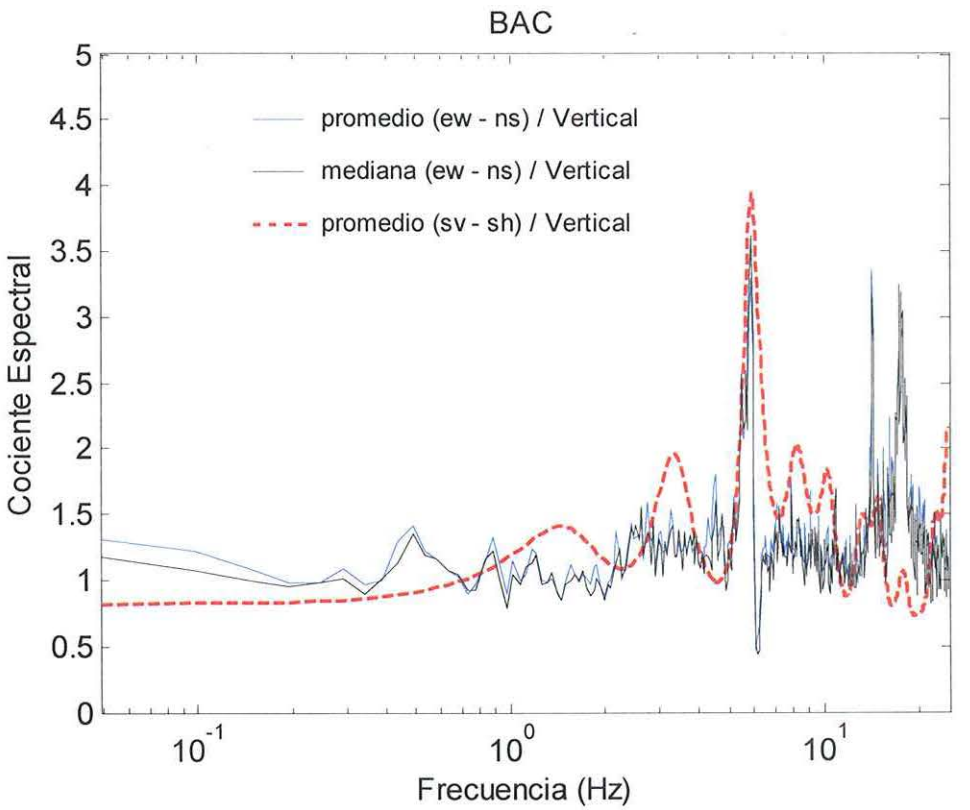

Figura D.1. Comparación para el caso de la estación BAC, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

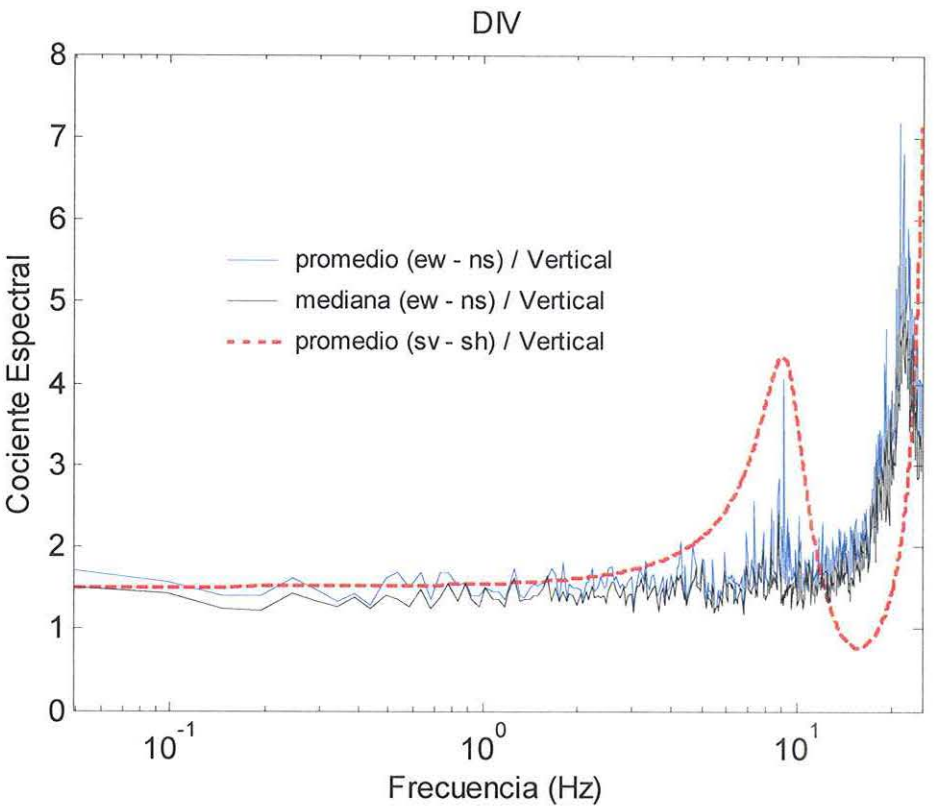

Figura D.2. Comparación para el caso de la estación DIV, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

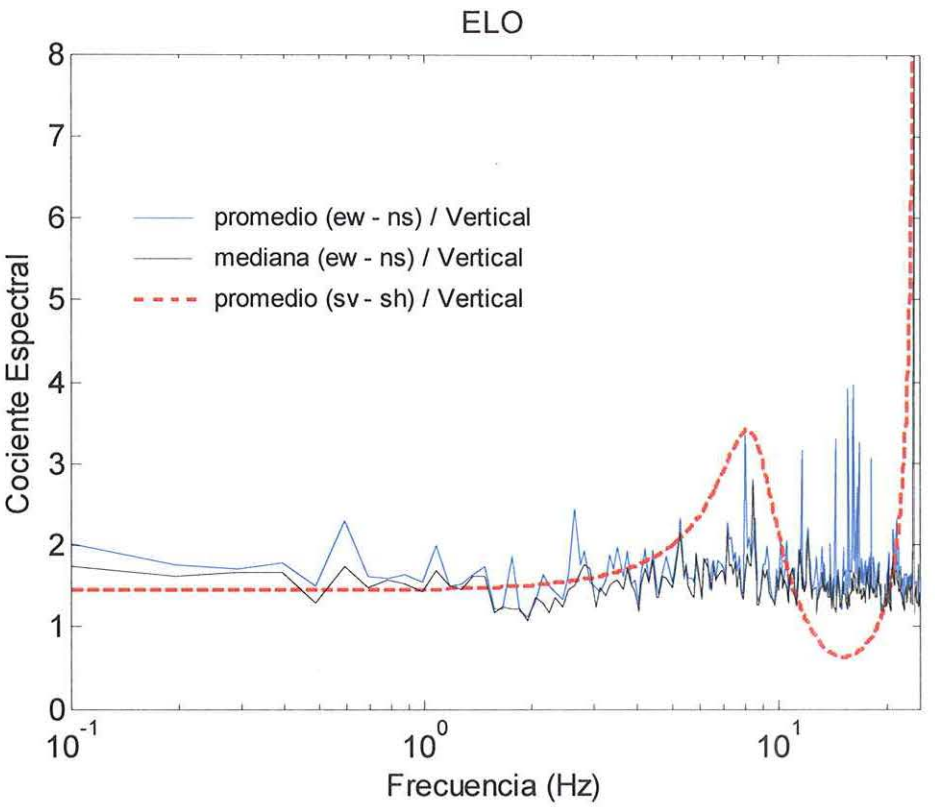

Figura D.3. Comparación para el caso de la estación ELO, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

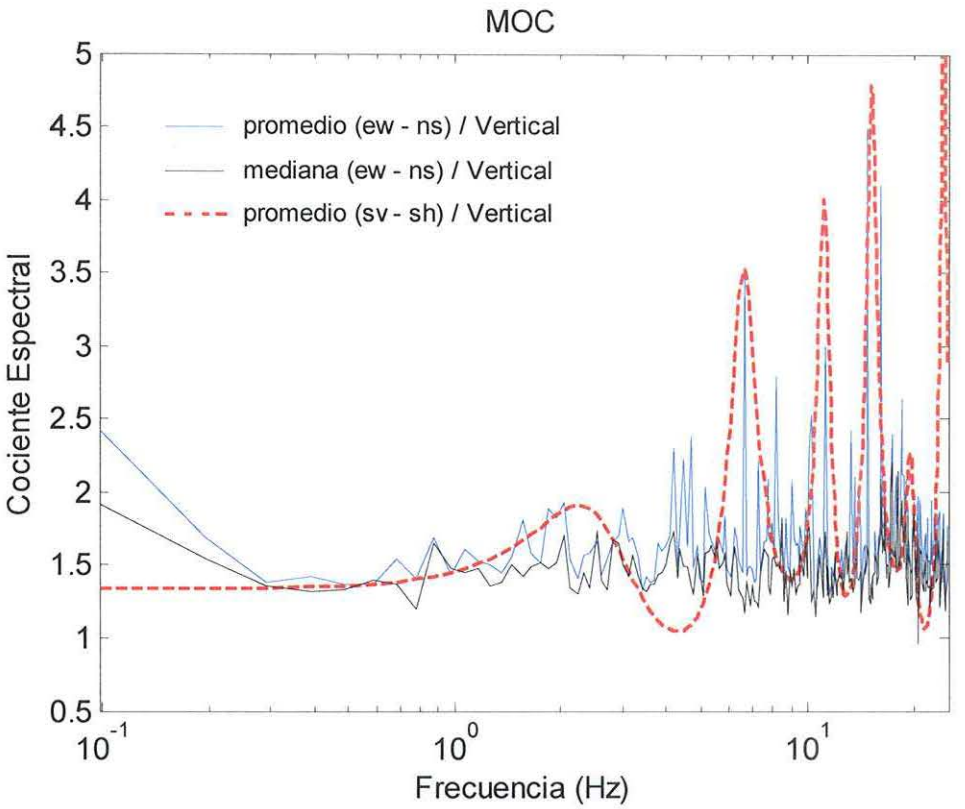

Figura D.4. Comparación para el caso de la estación MOC, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

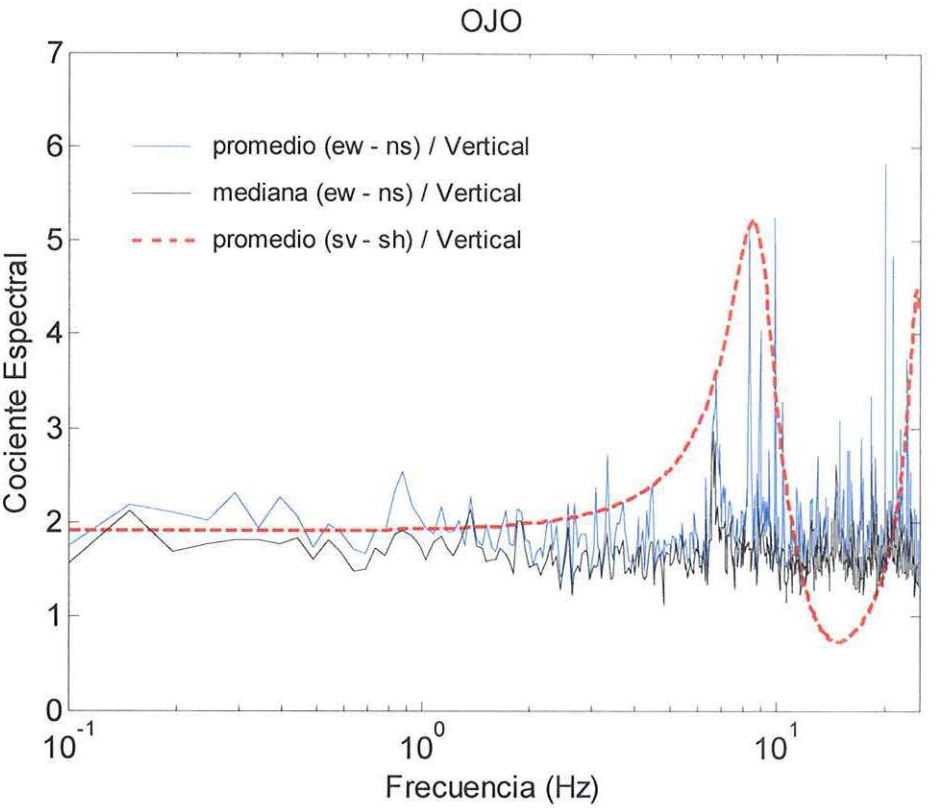

Figura D.5. Comparación para el caso de la estación OJO, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

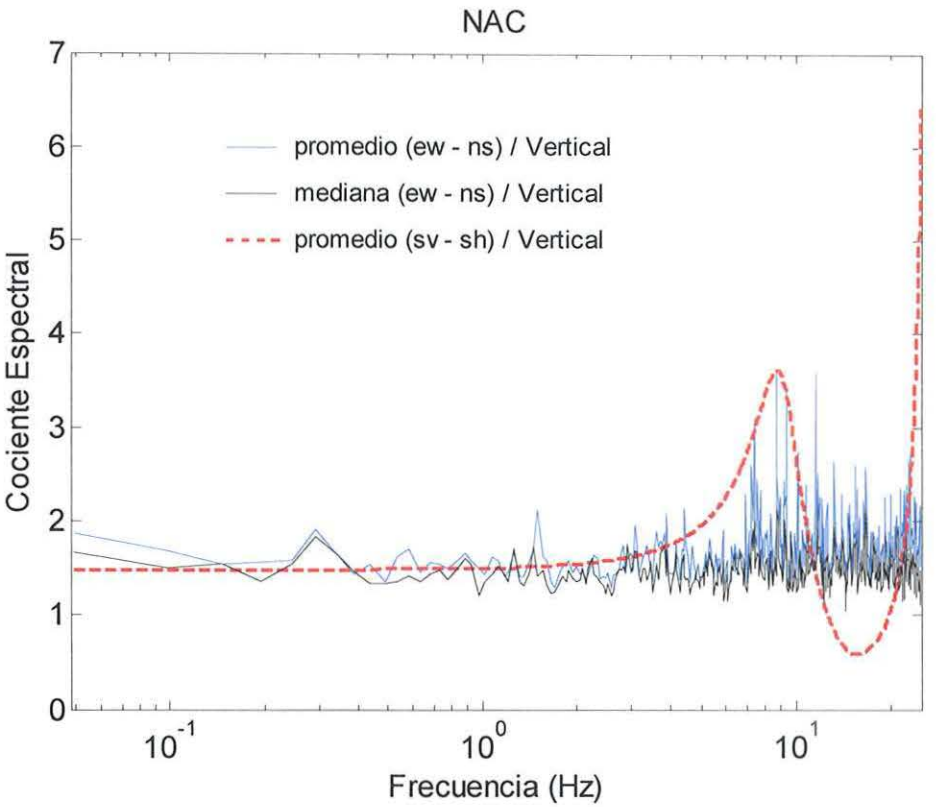

Figura D.6. Comparación para el caso de la estación NAC, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

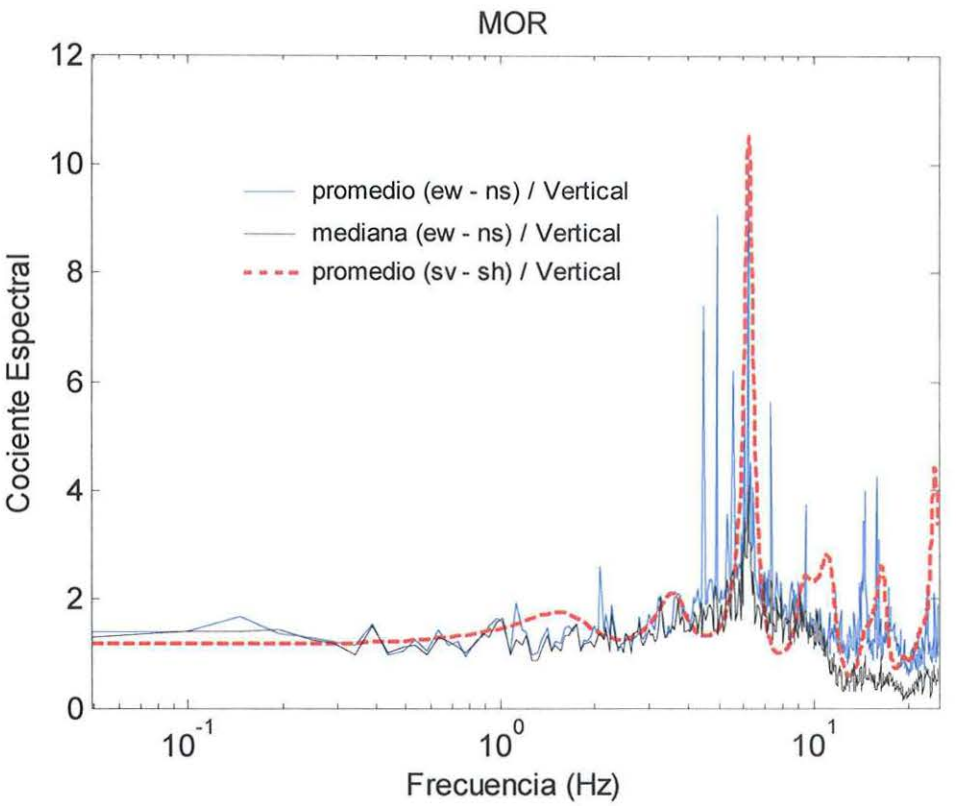

Figura D.7. Comparación para el caso de la estación MOR, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

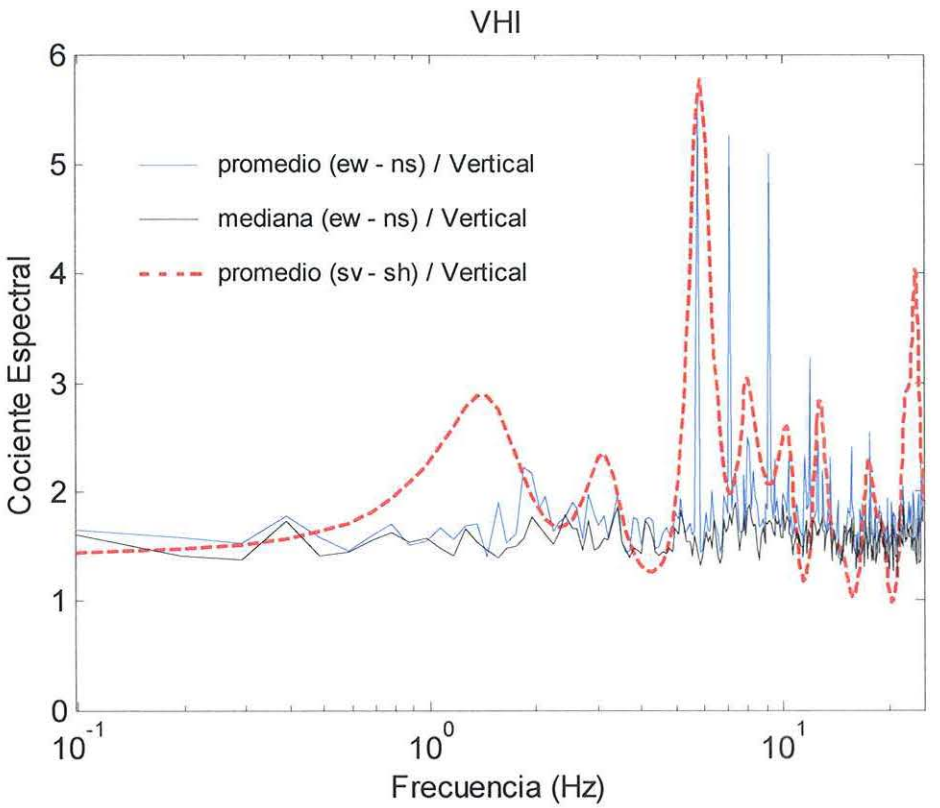

Figura D.8. Comparación para el caso de la estación VHI, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).

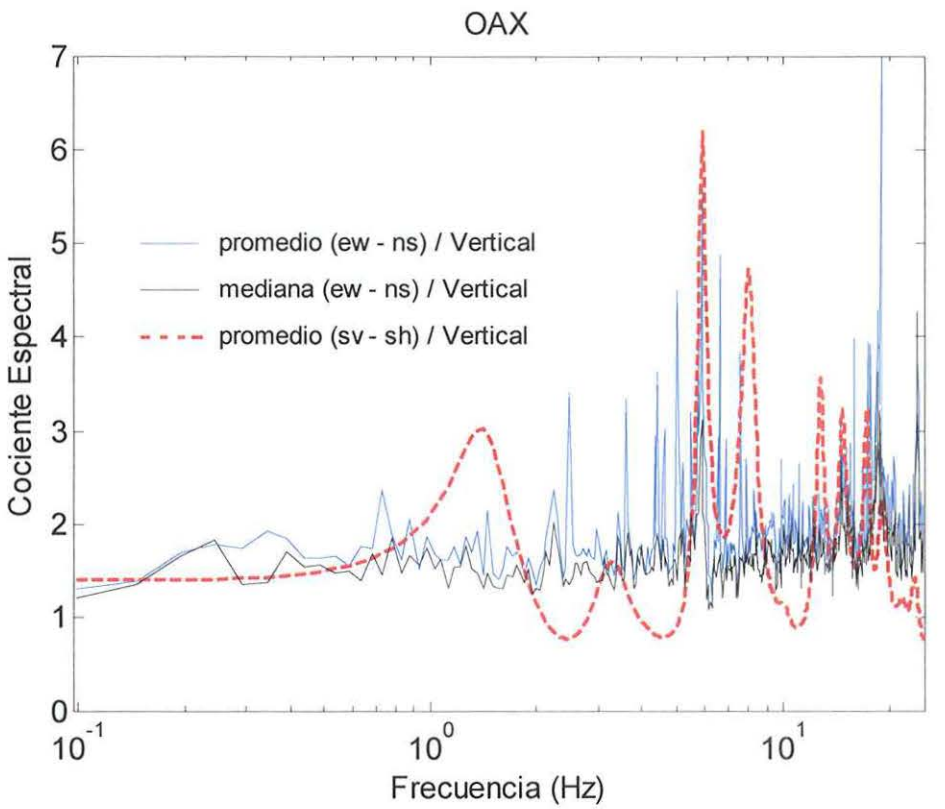

Figura D.9. Comparación para el caso de la estación OAX, de los cocientes experimentales calculados directamente de los acelerogramas: (azul – promedio entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical y negro – mediana entre las componentes horizontales (ew-ns) sobre la vertical) con el cociente teórico obtenido como promedio de las componentes horizontales (sv-sh) sobre la vertical (línea discontinua en rojo).