



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Doctorado en Ingeniería

**“SIMULACIÓN ESTOCÁSTICA DE MOVIMIENTOS FUERTES EN EL CENTRO-
OCCIDENTE DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA PARA SISMOS
CORTICALES E INTRAPLACA”**

Tesis

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Doctor en Ingeniería

Presenta:

M. en C. Luis Francisco Pérez Moreno

Dirigido por:

Dr. Jaime Moisés Horta Rangel

Codirigido por:

Dr. Quetzalcoatl Rodríguez Pérez

Centro Universitario, Querétaro, Qro.
Diciembre de 2021
México



Universidad Autónoma de Querétaro

Facultad de Ingeniería

Doctorado en Ingeniería

**“SIMULACIÓN ESTOCÁSTICA DE MOVIMIENTOS FUERTES EN EL CENTRO-
OCCIDENTE DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA PARA SISMOS
CORTICALES E INTRAPLACA”**

Tesis

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Doctor en Ingeniería

Presenta:

M. en C. Luis Francisco Pérez Moreno

Dirigido por:

Dr. Jaime Moisés Horta Rangel

Codirigido por:

Dr. Quetzalcoatl Rodríguez Pérez

Dr. Jaime Moisés Horta Rangel
Presidente

Dr. Quetzalcoatl Rodríguez Pérez
Secretario

Dra. María de la Luz Pérez Rea
Vocal

Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid
Suplente

Dr. Juan Bosco Hernández Zaragoza
Suplente

Centro Universitario, Querétaro, Qro.
Diciembre de 2021
México

Dirección General de Bibliotecas UAQ

A la memoria del Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro, por mi formación como alumno, docente e investigador.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca que se me otorgó durante mis estudios de doctorado.

Al Dr. Quetzalcoatl Rodríguez Pérez, de la Dirección de Cátedras CONACYT, y al Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid, del Centro de Geociencias de la UNAM, por ser una parte fundamental de mi formación en el área de la sismología y por ser piezas clave en la concepción y desarrollo de mi tesis doctoral. Les agradezco también por la buena disposición que siempre tuvieron para orientarme y por compartir conmigo su experiencia y sus amplios conocimientos.

Al Dr. Jaime Moisés Horta Rangel, por todo lo que puede aprender de él durante mis estudios de posgrado, por su disposición para participar en mi proyecto doctoral y por sus múltiples aportaciones al mismo. De igual manera le agradezco por los cuestionamientos y sugerencias que hizo, los cuales fueron de gran ayuda para el planteamiento y desarrollo de varios aspectos de esta investigación.

Al Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras, por despertar mi interés en el campo de la sismología desde que fui su tesista durante mis estudios de maestría y por sus críticas y comentarios que permitieron mejorar este trabajo. Asimismo, le agradezco por haberme inculcado la importancia de la participación en proyectos multidisciplinarios, que ha sido un aspecto fundamental en mi formación.

A la Dra. María de la Luz Pérez Rea y al Dr. Juan Bosco Hernández Zaragoza, por participar como parte de mi comité doctoral, por sus sugerencias al proyecto y por todo lo que pude aprender como su alumno desde mis estudios de licenciatura.

Al Dr. Irineo Torres Pacheco, coordinador del programa de Doctorado en Ingeniería, por la enorme cantidad de cosas que pude aprender con él durante mis estudios de doctorado, que han sido imprescindibles en mi formación.

Al Dr. Víctor H. Márquez Ramírez, del Centro de Geociencias de la UNAM, por la buena disposición que siempre tuvo para orientarme y resolver mis dudas en cuestiones referentes al análisis y procesamiento de señales.

A mis compañeros del doctorado, Esperanza Trenado Sánchez, Aleph Hain Pacheco Estrada, Marco Antonio Rojas Tapia, Edgar González Arreola, David Rosales Hurtado, Aarón Quiroa Reyes y Marco Antonio González Cruz, por las experiencias que compartimos durante el tiempo que estuvimos juntos en el programa doctoral.

Al Dr. Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández, coordinador de la línea terminal en Estructuras de la Maestría en Ciencias, por la confianza de permitirme colaborar en el programa a través de la formación de recursos humanos y por las notas de sus estudios de posgrado que me compartió, referentes al análisis de respuesta de sitio.

Al M. en C. José Carlos Sotero Mendoza Pérez, profesor, mentor y amigo, le agradezco por todos los consejos que tuvieron una influencia determinante en mi desarrollo personal y en mi formación como profesionista, docente e investigador desde que fui su alumno y tesista durante mis estudios de licenciatura.

A mi estimado amigo, Ing. Iván Almaraz Sánchez, por su valioso apoyo para el análisis estadístico de los resultados obtenidos en esta investigación.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), por atender mi solicitud y proporcionarme los registros acelerográficos de sus estaciones, en particular al director general, Ing. Enrique Guevara Ortiz y al jefe del departamento de instrumentación sísmica, M. en C. Jonatán Arreola Manzano.

Al Servicio Sismológico Nacional (SSN), por la disposición que hubo para proporcionarme los acelerogramas registrados por sus estaciones, en especial a la Dra. Xyoli Pérez Campos, al Dr. Victor Hugo Espíndola Castro y al Ing. Antonio de Jesús Mendoza Carvajal.

“If I have seen further, it is by standing upon the shoulders of giants.”

Isaac Newton (1642 – 1727)

“You enter the first room of the mansion and it’s completely dark. In complete blackness. You stumble around bumping into the furniture, but you gradually learn where each piece of furniture is. Finally, after six months or so, you find the light switch, you turn it on, and suddenly it’s all illuminated. You can see exactly where you were. Then you move into the next room and spend another six months in the dark. So each of these breakthroughs, while sometimes they’re momentary, sometimes over a period of a day or two, they are the culmination of, and couldn’t exist without, the many months of stumbling around in the dark that preceded them.”

Andrew Wiles (1953 –)

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|------|
| RESUMEN | xiii |
| SUMMARY | xiv |
| 1. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1. Justificación | 5 |
| 1.2. Descripción del problema | 6 |
| 2. ANTECEDENTES | 8 |
| 2.1. Sismicidad en la Faja Volcánica Transmexicana | 8 |
| 2.2. Parametrización de movimientos fuertes | 16 |
| 2.3. Fuente sísmica | 17 |
| 2.3.1. Caída de esfuerzos | 20 |
| 2.3.2. Espectro de fuente | 23 |
| 2.4. Trayectoria | 26 |
| 2.4.1. Ecuación del movimiento | 26 |
| 2.4.2. Atenuación sísmica | 29 |
| 2.4.3. Factor de calidad $Q(f)$ | 32 |
| 2.5. Respuesta de sitio | 39 |
| 2.5.1. Métodos empíricos | 42 |
| 2.5.2. Métodos analíticos | 46 |
| 2.5.3. Factor de decaimiento espectral κ | 58 |
| 2.6. Simulación de movimientos fuertes | 63 |
| 3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS..... | 69 |
| 3.1. Hipótesis | 69 |
| 3.2. Objetivo general..... | 69 |
| 3.3. Objetivos particulares | 69 |
| 4. METODOLOGÍA..... | 70 |

| | |
|--|-----|
| 4.1. Caracterización de la atenuación sísmica..... | 70 |
| 4.2. Evaluación de la respuesta de sitio..... | 78 |
| 4.2.1. Sismicidad regional y ruido ambiental..... | 78 |
| 4.2.2. Modelo lineal equivalente..... | 82 |
| 4.3. Caracterización de la fuente sísmica..... | 85 |
| 4.4. Realización de la simulación estocástica..... | 88 |
| 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN..... | 92 |
| 5.1. Atenuación sísmica..... | 92 |
| 5.1.1. Sector occidental..... | 94 |
| 5.1.2. Sector central..... | 95 |
| 5.1.3. Sector centro-oriental..... | 96 |
| 5.1.4. Sector oriental..... | 99 |
| 5.2. Respuesta de sitio..... | 101 |
| 5.2.1. Sismicidad regional y ruido ambiental..... | 101 |
| 5.2.2. Modelo lineal equivalente..... | 114 |
| 5.3. Fuente sísmica..... | 115 |
| 5.4. Simulación estocástica..... | 116 |
| 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | 128 |
| REFERENCIAS..... | 130 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Ubicación de placas tectónicas en México..... | 2 |
| Figura 2. Sismicidad en México durante 2020 (SSN, 2021a)..... | 2 |
| Figura 3. Sistemas de fallas geológicas y epicentros de sismos históricos relevantes en el occidente de la FVTM. | 9 |
| Figura 4. Sistemas de fallas geológicas y epicentros de sismos históricos relevantes en el centro de la FVTM. | 11 |
| Figura 5. Epicentros de sismos históricos relevantes en el oriente de la FVTM..... | 14 |
| Figura 6. Ubicación de sismos inslab de gran magnitud ocurridos en la Faja Volcánica Transmexicana. | 15 |
| Figura 7. Expansión de la ruptura sobre el plano de falla desde el hipocentro..... | 18 |
| Figura 8. Variación del tiempo de arribo al receptor en función de la longitud de la falla y la velocidad de ruptura. | 20 |
| Figura 9. Variación del esfuerzo en función del tiempo en cualquier punto de la falla durante la extensión de la ruptura..... | 21 |
| Figura 10. Función de deslizamiento en la falla..... | 22 |
| Figura 11. Obtención de función trapezoidal de fuente..... | 23 |
| Figura 12. Aproximación del espectro de fuente..... | 24 |
| Figura 13. Espectro de fuente teórico..... | 25 |
| Figura 14. Componentes del esfuerzo que contribuyen a la fuerza total de superficie en dirección 1. | 26 |
| Figura 15. Expansión geométrica del frente de onda para distancias focales pequeñas (Pérez-Moreno, 2018). | 31 |
| Figura 16. Oscilador armónico amortiguado (Pérez-Moreno, 2018). | 33 |
| Figura 17. Decaimiento de la amplitud del movimiento en el oscilador amortiguado (Pérez-Moreno, 2018). | 37 |
| Figura 18. Esquema de la técnica SSR (Standard Spectral Ratio). | 43 |

| | |
|---|----|
| Figura 19. Curva esfuerzo – deformación del suelo bajo carga cíclica. | 47 |
| Figura 20. Curva de reducción de módulo. | 49 |
| Figura 21. Curvas de reducción de módulo para distintos índices de plasticidad, modificado de Vucetic y Dobry (1991). | 50 |
| Figura 22. Variación de la relación de amortiguamiento con la deformación para distintos índices de plasticidad, modificado de Vucetic y Dobry (1991). | 50 |
| Figura 23. Cambio en la dirección de propagación cerca de la superficie del terreno. | 51 |
| Figura 24. Sistema estratificado horizontalmente. | 52 |
| Figura 25. Modelo Kelvin – Voigt. | 53 |
| Figura 26. Espesor de la corteza y ubicación de estaciones (triángulos) con registros de sismos corticales (círculos negros). | 74 |
| Figura 27. Profundidad del slab subducido y ubicación de la estación PPIG (triángulo rojo) con registros de los sismos inslab seleccionados (círculos negros). | 74 |
| Figura 28. Ejemplo del procedimiento seguido para estimar los valores de Q | 77 |
| Figura 29. Ubicación de estaciones y epicentros considerados para evaluación de respuesta de sitio. | 81 |
| Figura 30. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como roca. | 83 |
| Figura 31. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como grava. | 83 |
| Figura 32. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como arena. | 84 |
| Figura 33. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como arcilla. | 84 |
| Figura 34. Ubicación de pozos litológicos. | 85 |
| Figura 35. Comparación de relaciones empíricas L vs M_w reportadas por Wells y Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008). | 87 |

| | |
|---|-----|
| Figura 36. Estaciones para simulación del sismo de Acambay..... | 89 |
| Figura 37. Combinaciones consideradas en las simulaciones del sismo de Acambay de 1912. | 90 |
| Figura 38. Estaciones para simulación del sismo de Puebla. | 90 |
| Figura 39. Combinaciones consideradas en las simulaciones del sismo de Puebla de 2017. | 91 |
| Figura 40. Comparación de las zonas de estudio analizadas en esta investigación y por Escudero et al. (2016). | 95 |
| Figura 41. Zonas de estudio analizadas por Canas (1986) y Lermo et al. (2016). | 96 |
| Figura 42. Proyección de los epicentros de sismos inslab en una sección transversal. | 98 |
| Figura 43. Comparación de los valores $Q^{-1}(f)$ obtenidos en esta investigación con los reportados en estudios previos y para otras regiones del mundo. | 100 |
| Figura 44. Unidades geológicas en el sector occidental de la FVTM (Reed et al., 2005). | 102 |
| Figura 45. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector occidental de la FVTM. | 102 |
| Figura 46. Unidades geológicas en el sector central de la FVTM (Reed et al., 2005). | 106 |
| Figura 47. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector central de la FVTM. | 107 |
| Figura 48. Unidades geológicas en el sector centro-oriental de la FVTM (Reed et al., 2005). | 108 |
| Figura 49. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector centro-oriental de la FVTM. | 109 |
| Figura 50. Unidades geológicas en el sector oriental de la FVTM (Reed et al., 2005). | 112 |
| Figura 51. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector oriental de la FVTM. | 113 |
| Figura 52. Ejemplos de funciones de transferencia obtenidas en el estado de Querétaro. | 114 |
| Figura 53. Ejemplos de funciones de transferencia obtenidas en el estado de Guanajuato. | 115 |
| Figura 54. Simulaciones del sismo de Acambay en 4 estaciones sismológicas. | 117 |
| Figura 55. Gráfica de efectos principales para simulaciones del sismo de Acambay. | 118 |
| Figura 56. Mapas de intensidades reportadas (izquierda) y aceleraciones máximas estimadas (derecha) para el sismo de Acambay. | 120 |
| Figura 57. Espectros reales y sintéticos para sismos corticales en la FVTM. | 121 |
| Figura 58. Simulación de un sismo de magnitud M_w 7.0 en la estación CUIG. | 122 |

| | |
|---|-----|
| Figura 59. Simulación de un sismo de magnitud M_w 7.0 en la estación CUIG, considerando $Q(f)$ reportado por Lermo et al. (2016). | 123 |
| Figura 60. Simulaciones del sismo de 2017 en 3 estaciones sismológicas. | 124 |
| Figura 61. Gráfica de efectos principales para simulaciones del sismo del 19 de septiembre de 2017. | 126 |

Dirección General de Bibliotecas UAG

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|-----|
| Tabla 1. Redes sismológicas analizadas. La información disponible es variable y depende de los tiempos de operación de cada estación..... | 71 |
| Tabla 2. Sismos corticales e inslab analizados para la determinación de factores $Q(f)$ | 72 |
| Tabla 3. Sismos corticales e inslab analizados para evaluación de respuesta de sitio. | 79 |
| Tabla 4. Relaciones empíricas para sismos de falla normal (Wells y Coppersmith, 1994)..... | 86 |
| Tabla 5. Relaciones empíricas para sismos de mecanismo normal (Wesnousky, 2008). | 87 |
| Tabla 6. Valores de Q_0 , α y Q_{10} obtenidos en el primer análisis. | 92 |
| Tabla 7. Valores de Q_0 , α y Q_{10} obtenidos en el segundo análisis. | 93 |
| Tabla 8. Valores de Q_0 , α y Q_{10} obtenidos en el tercer análisis. | 93 |
| Tabla 9. Dimensiones de falla para el sismo de Acambay estimadas con relaciones empíricas. . | 115 |
| Tabla 10. Análisis de la varianza para simulaciones del sismo de Acambay..... | 119 |
| Tabla 11. Intensidad de Mercalli Modificada (MM) en función de rangos de aceleración máxima (Wald et al., 1999)..... | 119 |
| Tabla 12. Análisis de la varianza para simulaciones del sismo del 19 de septiembre de 2017..... | 127 |

RESUMEN

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es una zona ubicada en el centro de México para la cual generalmente se considera un riesgo sísmico bajo a moderado. Esto se debe a que en la memoria colectiva no se tienen recuerdos sobre daños significativos asociados a eventos sísmicos, principalmente por la baja frecuencia de ocurrencia en comparación con la costa del océano Pacífico. No obstante, es posible encontrar en la literatura reportes históricos de sismos que han provocado efectos devastadores en esta región. Debido al notable desarrollo industrial y demográfico que han tenido las ciudades ubicadas en la FVTM, es importante la evaluación precisa y confiable del riesgo en las áreas pobladas considerando la posible ocurrencia de un sismo de gran magnitud. Para realizar tal evaluación se requiere contar con un gran número de mediciones instrumentales, lo cual en este caso representa un problema en vista de que los registros disponibles se limitan a las últimas tres décadas. Como una alternativa para superar ese inconveniente, en este trabajo se llevaron a cabo simulaciones de sismos regionales con base en un modelo estocástico que incluye información analítica e instrumental disponible asociada a las características de la fuente, la atenuación y la respuesta de sitio. Asimismo, se analizó la influencia de las variables de entrada en los resultados obtenidos de las simulaciones, identificando como estadísticamente significativas la caída de esfuerzos, la atenuación sísmica, la ubicación y los efectos de sitio. Para la calibración del modelo se hicieron comparaciones con registros instrumentales locales e información recabada sobre los efectos producidos por sismos de gran magnitud antes de la instalación de las redes sismológicas en México. Los resultados obtenidos en esta investigación podrán ser utilizados para la deducción de relaciones de atenuación y como parte de estudios de riesgo para las poblaciones en la FVTM.

(Palabras clave: Simulación estocástica, Atenuación sísmica, Efectos de sitio, Fuente sísmica, Faja Volcánica Transmexicana)

SUMMARY

The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is an area located in central Mexico for which a low to moderate seismic risk is generally considered. This is because in the collective memory there are no memories of significant damage associated with seismic events, mainly due to the low frequency of occurrence compared to the Pacific Ocean coast. However, it is possible to find in the literature historical reports of earthquakes that have caused devastating effects in this region. Due to the notable industrial and demographic growth that the cities located in the TMVB have had, it is important to accurately and reliably assess the risk in populated areas considering the possible occurrence of a large earthquake. To carry out such an evaluation it is necessary to have a large number of instrumental measurements, which in this case represents a problem since the available records are limited to the last three decades. As an alternative to overcome this drawback, in this work regional earthquake simulations were performed based on a stochastic model that includes available analytical and instrumental information associated with the characteristics of the source, attenuation, and site response. Likewise, the influence of the input variables on the results obtained from the simulations was analyzed, identifying the stress drop, seismic attenuation, location, and site effects as statistically significant. For the calibration of the model, comparisons were made with local instrumental records and information collected on the effects produced by large earthquakes before the installation of seismological networks in Mexico. The results obtained in this research may be used for the deduction of attenuation equations and as part of risk studies for the populations in the TMVB.

(Keywords: Stochastic simulation, Seismic attenuation, Site effects, Seismic Source, Trans-Mexican Volcanic Belt)

1. INTRODUCCIÓN

La simulación de movimientos fuertes es uno de los procesos utilizados para el estudio del riesgo sísmico en sitios específicos, particularmente útil cuando se carece de registros instrumentales locales utilizados en el análisis dinámico de estructuras. En este contexto, se puede definir la simulación como el procedimiento mediante el cual se generan registros sísmicos, teóricos o sintéticos, a partir de variables de carácter físico, como son: la caída de esfuerzos, la magnitud, el mecanismo focal, la velocidad de onda, la atenuación sísmica y la respuesta del terreno (Radu y Grigoriu, 2018; Sharbati et al., 2018).

El movimiento fuerte del terreno es un término utilizado en el campo de la sismología que engloba la medición e interpretación de variables como amplitud, duración y frecuencia en un sitio determinado en relación con la ocurrencia de un sismo, con el objetivo de inferir el comportamiento del terreno ante eventos futuros (García, 2007).

Se sabe que la mayoría de los eventos sísmicos ocurridos en el mundo se producen en las zonas de interacción entre placas tectónicas. El resto tienen su origen, con una menor frecuencia de ocurrencia, en regiones intracontinentales en las cuales generalmente se considera un riesgo sísmico bajo a moderado.

En el caso de México, estadísticamente la mayor parte de los sismos son de naturaleza interplaca y tienen origen en la costa del océano Pacífico, debido a la subducción de la placa tectónica de Cocos por debajo de la placa Norteamericana (Figura 1). Por ejemplo, durante 2020 se registraron 30 110 sismos en el país, de los cuales, aproximadamente el 84% ocurrieron en los estados de Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas (SSN, 2021a) (Figura 2). No obstante, hay otras zonas del país que no están exentas de sufrir daños por sismos de naturaleza distinta, como es el caso de los *inslab* y los corticales, los primeros en segmentos al interior de la placa subducida y los últimos en bloques de corteza continental u oceánica.

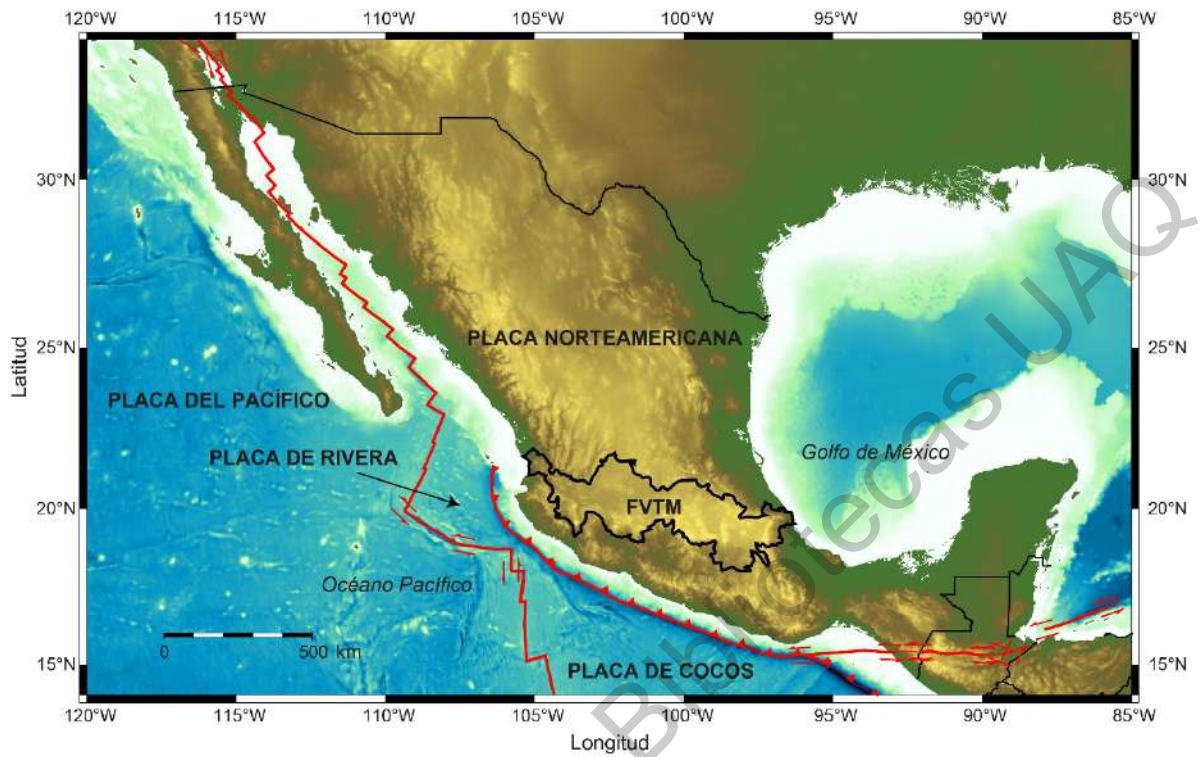


Figura 1. Ubicación de placas tectónicas en México.

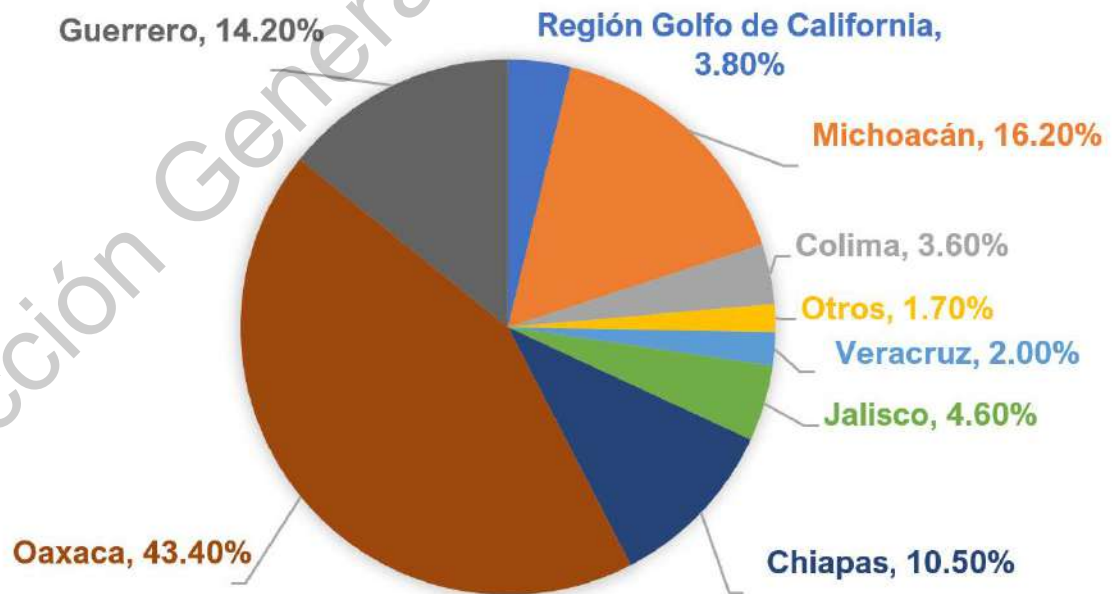


Figura 2. Sismicidad en México durante 2020 (SSN, 2021a).

Los sismos *in slab* son producidos por esfuerzos de tensión y compresión en la placa oceánica subducida y han tomado mayor importancia durante los últimos años, debido a su notable potencial destructivo. Generalmente, el término “intraplaca” se asocia con sismos cuya fuente se encuentra fuera de las zonas activas de interacción entre placas tectónicas. Siguiendo lo mencionado por García (2007), en este trabajo se usa el término “*in slab*” para indicar que la fuente se ubica en el *slab*, es decir, en la porción subducida de la placa oceánica.

Por otra parte, los sismos corticales se originan por mecanismos de ruptura de la corteza terrestre al interior de una placa tectónica. Su profundidad focal no excede el espesor de ésta, ubicándose en una región conocida como zona sismogénica y suelen asociarse a la activación de fallas geológicas.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), también conocida como Eje Neovolcánico o Cinturón Volcánico Mexicano, es un arco volcánico que se encuentra ubicado en el centro de México, con un ancho variable entre 90 y 230 km, cruzando desde la costa del océano Pacífico hasta el Golfo de México con una longitud aproximada de 1000 km (Ferrari et al., 2012) (Figura 1). Se caracteriza por una sismicidad de baja frecuencia, aunque con un alto potencial de daño debido a la proximidad de fuentes potenciales a sitios urbanos. Una parte de esta sismicidad está asociada a fallas normales de profundidad intermedia dentro de la porción subducida de la placa de Cocos (Quintanar et al., 2004). Otra parte se encuentra ligada con la actividad volcánica propia de la región.

Esta zona abarca ciudades densamente pobladas, que han tenido un importante crecimiento poblacional e industrial en años recientes (Lacan et al., 2018). Asimismo, es atravesada por un gran número de fallas geológicas que pertenecen a diferentes sistemas regionales. Algunos de estos sistemas se encuentran activos y existen evidencias de su relación con reportes históricos de sismos corticales destructivos (Suárez, 1992; Suárez et al., 1994; Suter et al., 1996;

Suter, 2002; Zúñiga, 2010; Ferrari et al., 2012; Ortuño et al., 2015; Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017; Ferrari et al., 2018).

A pesar de lo mencionado anteriormente, la instrumentación sísmica en México se ha concentrado principalmente en la costa del océano Pacífico, por la alta frecuencia de ocurrencia de sismos, y en la capital del país, por sus características geotécnicas tan particulares. Ya que la instrumentación desplegada en la FVTM es relativamente reciente y tiene una gran dispersión, resulta complicada la realización de un estudio de riesgo sísmico para la zona, considerando que la escasa información disponible corresponde a las últimas tres décadas (Bayona et al., 2017).

Debido a la escasez de mediciones de intensidad sísmica realizadas en la FVTM asociadas a sismos regionales, la simulación de movimientos fuertes representa una alternativa viable para complementar la información instrumental disponible. Por lo anterior, una de las finalidades de esta investigación fue la calibración de modelos de simulación con base en información obtenida de análisis enfocados en características de la fuente sísmica, del medio de propagación y la respuesta de sitio. Lo anterior permitió generar registros sintéticos aproximados a los esperados en la zona de estudio, con lo que será posible realizar la evaluación del comportamiento de las estructuras ante las acciones correspondientes.

En las siguientes secciones se discute la justificación del presente trabajo y se presenta la descripción del problema dentro del contexto del estudio de movimientos fuertes y su aplicación en el análisis y diseño sísmico de estructuras civiles.

En el capítulo 2 se detallan algunos conceptos teóricos abordados durante la realización de esta investigación y se contrastan trabajos previos que se han desarrollado en la zona de estudio y en el mundo.

Después, en el capítulo 3 se presenta la hipótesis formulada con base en las variables de estudio consideradas y la fundamentación científica correspondiente. Asimismo, se incluye el objetivo general de este trabajo y se enumeran los objetivos particulares asociados.

Posteriormente, en el capítulo 4 se detalla la metodología desglosada en cuatro etapas ligadas a cada uno de los objetivos particulares. De igual manera, se presentan las actividades realizadas en cada etapa.

En el capítulo 5 se discuten los resultados obtenidos y se hacen comparaciones con estudios previos e información instrumental disponible.

Finalmente, en el capítulo 6 se presentan las conclusiones del presente trabajo y algunas recomendaciones para considerar en investigaciones futuras.

1.1. Justificación

Con base en la información analítica e instrumental disponible, en esta investigación se definieron datos de entrada para realizar simulaciones estocásticas de movimientos fuertes en la FVTM. La información analítica abarca algunos modelos teóricos que se han propuesto en la literatura para representar el fenómeno sísmico, en tanto que la instrumental se refiere a aquellos datos que han sido medidos con equipo especializado.

La importancia de este estudio radica en que en esta región hay ciudades que en los últimos años han tenido un notable crecimiento industrial y demográfico, albergando a casi el 50% de la población mexicana. Cabe mencionar que el Estado de México, la Ciudad de México, Jalisco, Veracruz, Puebla, Guanajuato y Michoacán se ubican entre las diez entidades federativas más pobladas del país, con un total de 60 112 150 habitantes (INEGI, 2021). Asimismo, como se discutirá detalladamente en el capítulo 2, existe información histórica documentada de eventos sísmicos locales destructivos en zonas cercanas a ciudades densamente pobladas. Evidentemente, esto implica un riesgo considerable que frecuentemente

no es tomado en cuenta, debido a que en la memoria colectiva no se tienen recuerdos sobre daños significativos generados por sismos, con excepción de lo sucedido durante 2017.

Por lo tanto, aunque se trata de una zona en la que no se tiene la misma frecuencia de ocurrencia de eventos que en la costa del océano Pacífico, no debe descartarse la posibilidad de que puedan presentarse daños importantes por algún sismo de gran magnitud. Debido a esto, es necesario considerar de manera confiable y precisa los riesgos a los que las ciudades del área pudieran estar sometidas, con el fin de prevenir daños, humanos y materiales.

1.2. Descripción del problema

Actualmente, en la FVTM, con excepción de la Ciudad de México, no existe normatividad técnica actualizada para diseño sísmico de estructuras. Por este motivo, los criterios empleados usualmente se basan en las disposiciones de las Normas Técnicas Complementarias del Reglamento de Construcción de la Ciudad de México (NTC-2020) (Gobierno de la Ciudad de México, 2020) y en el Manual de Diseño de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad (MDOC-2015) (Comisión Federal de Electricidad, 2015).

Las NTC-2020 incluyen criterios para el diseño sísmico de estructuras urbanas, desarrollados a partir de registros sísmicos locales y considerando las condiciones geotécnicas particulares de la Ciudad de México, que evidentemente no son las mismas en todo el país.

En el caso del manual de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), la versión presentada en 2015 determina la tasa de actividad sísmica en la República Mexicana dividiéndola en 48 fuentes sismogénicas con base en sus características tectónicas y en registros instrumentales. Asimismo, en función de la ubicación de cada fuente, estima la intensidad sísmica que podría esperarse en un sitio de interés a partir de tres leyes de atenuación, que son relaciones matemáticas con las que se

expresa una variable representativa del movimiento del terreno en términos de una o más asociadas al fenómeno sísmico.

Para sismos costeros interplaca se utiliza la relación de atenuación propuesta por Arroyo et al. (2010) a partir de registros obtenidos por la red acelerográfica de Guerrero. En el caso de sismos de profundidad intermedia se emplea el modelo desarrollado por Zhao et al. (2006) a partir de datos registrados principalmente en Japón.

Sin embargo, para los sismos que ocurren en la FVTM, en el noroeste del país y en el sistema de fallas Polochic-Motagua, ubicado en el sureste en la frontera México-Guatemala, el mismo documento considera los modelos de atenuación presentados por Abrahamson y Silva (1997), basados en mediciones realizadas en California y considerando, entre otras variables, suelo firme. Esto se debe a que, a la fecha, los datos instrumentales asociados a sismos regionales en la FVTM son escasos y no ha sido posible llevar a cabo un estudio de riesgo sísmico particular para la zona.

Por lo anterior, con base en una simulación que incluya información asociada a la fuente sísmica, las características del medio de propagación y la respuesta del terreno, se espera una estimación precisa y confiable de las intensidades sísmicas esperadas en la FVTM asociadas a sismos regionales.

2. ANTECEDENTES

2.1. Sismicidad en la Faja Volcánica Transmexicana

En la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se tiene evidencia histórica de sismos destructivos para los que, en su mayoría, no se dispone de mediciones instrumentales. La información documentada más antigua puede encontrarse en códices prehispánicos traducidos por académicos y miembros de la iglesia española. Con el paso del tiempo y debido al incremento poblacional durante los siglos XVIII y XIX, se tuvo una mejora en las descripciones de los efectos producidos por los eventos sísmicos ocurridos (Suárez et al., 2019). A continuación, se presenta una síntesis de los sismos relevantes que han tenido lugar en esta región agrupados según la zona de ocurrencia.

Ubicados en la parte occidental de la FVTM pueden mencionarse tres sistemas de fallas geológicas: Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala, que forman una triple unión al sur de Guadalajara (Figura 3).

El sismo cortical histórico más grande reportado en la FVTM ocurrió en esta zona durante el siglo XVI en el sistema de fallas Ameca – San Marcos, en Jalisco. Además de los daños a iglesias y conventos construidos por la Orden Franciscana, se produjeron fenómenos como licuefacción del suelo, deslizamiento de tierras y agrietamiento del terreno (Suárez et al., 2019).

Para este evento, Suárez et al. (1994) estimaron una magnitud M_w entre 7.5 y 7.8, con base en la extensión del daño observado. No obstante, en estudios posteriores (Suter, 2017; Suter, 2019), se presentó una magnitud M_w de 7.2 ± 0.3 como la estimación más confiable, obtenida por medio de una relación empírica propuesta por Wells y Coppersmith (1994), que expresa la magnitud de momento en función de la longitud de ruptura. Respecto a la fecha, en la literatura se menciona que el sismo pudo haber ocurrido en diciembre de 1567 o 1568. Suárez et al. (1994) reporta el 27 de diciembre de 1568 como la fecha correcta, sin

embargo, con base en dos fuentes históricas independientes, Suter (2019) indica que el sismo debió tener lugar el 28 de diciembre de 1567 al amanecer.

Dada la época en que se presentó, no se cuenta con mediciones instrumentales de este evento. No obstante, su ocurrencia puede encontrarse documentada en diversas fuentes históricas, algunas de las cuales fueron discutidas por Suter (2015) y Suter (2019).

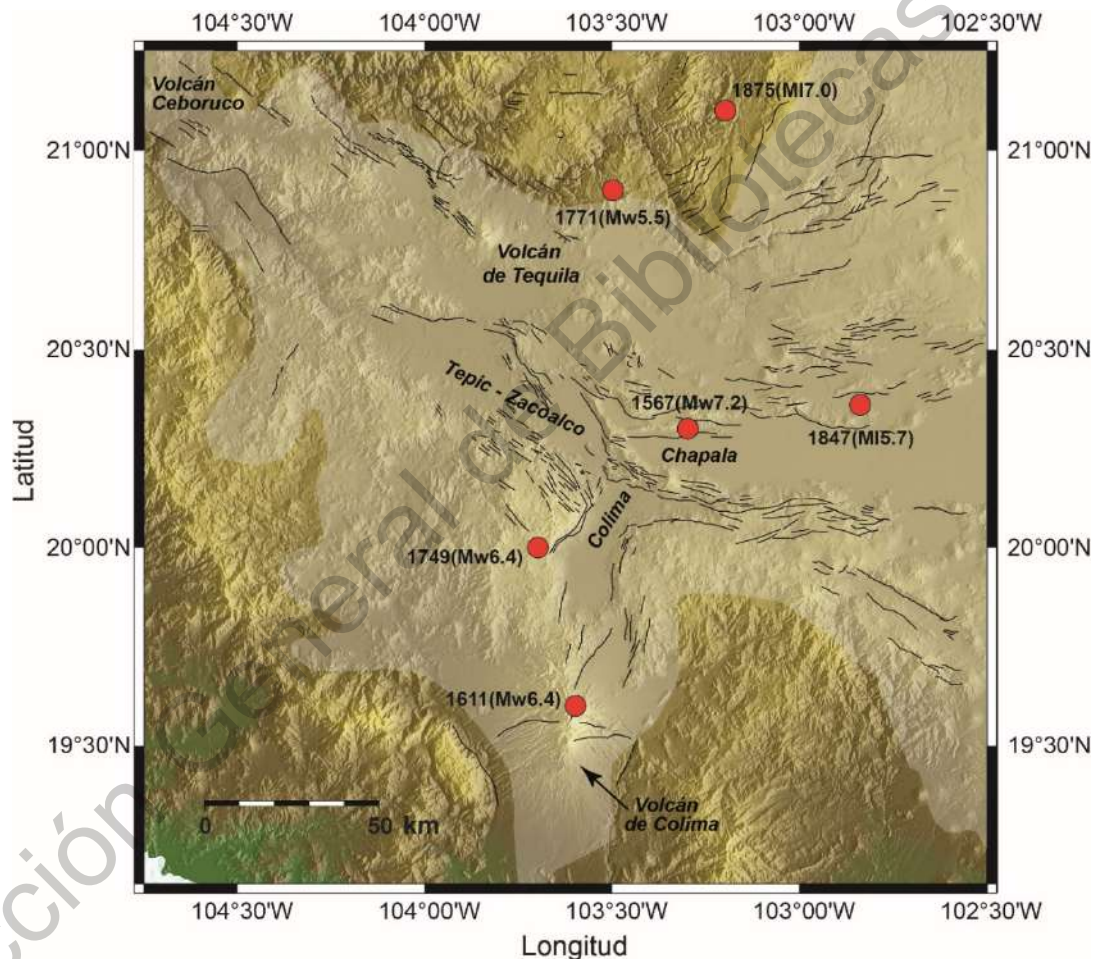


Figura 3. Sistemas de fallas geológicas y epicentros de sismos históricos relevantes en el occidente de la FVTM.

Posteriormente, el 14 y el 15 de abril de 1611 tuvieron lugar dos sismos importantes en esta región. Según la información presentada por Suárez et al. (2019), el evento del 14 de abril destruyó el templo en la ciudad de Sayula, Jalisco, que había sido reconstruido después del sismo de 1567, así como el convento

franciscano de Zapotiltic y una iglesia en Zapotlán que también había sido reconstruida. Con base en la extensión de los daños documentados, para este sismo se ha estimado una magnitud MI de 6.4 ± 0.2 .

Más adelante, se tiene evidencia de un evento ocurrido el 23 de octubre de 1749 que destruyó las iglesias y conventos de Amacueca y Sayula. De acuerdo con Suárez et al. (2019), la extensión de los daños fue similar a los producidos durante los sismos de 1611 y se estima una magnitud MI de 6.4 ± 0.2 .

Por otra parte, existen reportes históricos de un sismo de magnitud aproximada MI de 5.5 ± 0.3 que fue sentido fuertemente en la ciudad de Guadalajara durante la noche del 12 de diciembre de 1771 (Suárez et al., 2019). Asimismo, se tiene evidencia de un evento ocurrido el 2 de octubre de 1847, con magnitud estimada de 5.7 ± 0.4 en el graben de Chapala. Como consecuencia, se vieron arrasadas las poblaciones de Poncitlán y Ocotlán, con el fallecimiento de al menos 58 personas. Para este sismo se ha estimado una intensidad máxima de IX (Suter, 2017).

Más tarde, el 11 de febrero de 1875, un sismo cerca de la ciudad de Guadalajara causó una gran destrucción en las zonas aledañas y decenas de muertes (Ortuño et al., 2015; Bayona et al., 2017). Según la información presentada por Suárez et al. (2019), se ha estimado una magnitud MI de 7.0 ± 0.2 . Asimismo, se menciona que el pueblo de San Cristobal de la Barranca prácticamente desapareció, reportándose deslizamientos, agrietamientos del terreno y variaciones en el nivel freático de pozos existentes. Por otra parte, se tienen documentados algunos daños en iglesias y viviendas en zonas vecinas.

Respecto a la parte central de la FVTM (Figura 4) se tiene el sistema Morelia-Acambay, distribuido a lo largo de 30 km, siendo consideradas como activas las fallas de Acambay y Venta de Bravo (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017). En la misma área se ubican los sistemas Taxco – San Miguel de Allende y Chapala – Tula (Ferrari et al., 2012), de los cuales hay evidencia de actividad en años recientes.

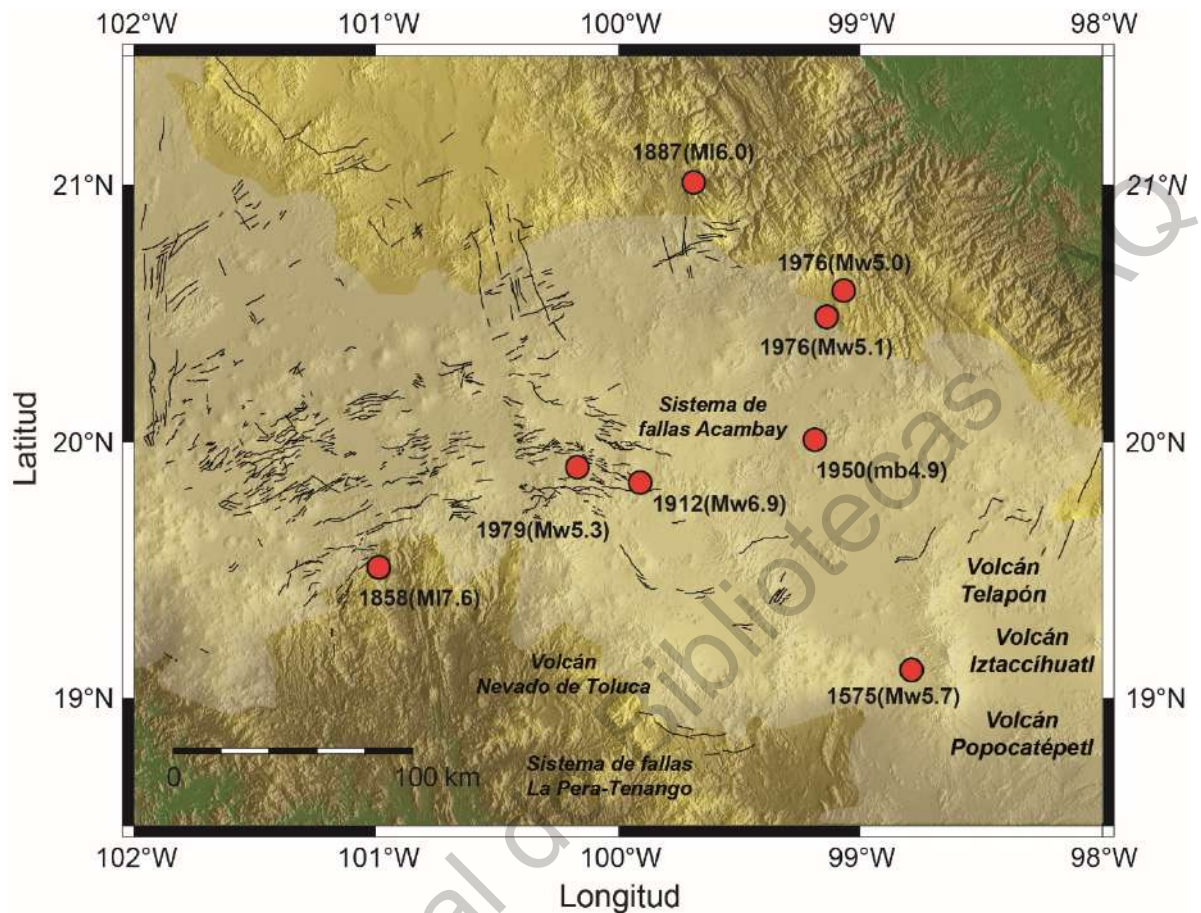


Figura 4. Sistemas de fallas geológicas y epicentros de sismos históricos relevantes en el centro de la FVTM.

El primer sismo del cual se tiene registro en esta zona tuvo lugar en 1455 y fue sentido fuertemente en lo que hoy es la Ciudad de México. Dada la escasa información disponible, no es posible determinar con precisión los aspectos referentes al origen de este evento. No obstante, se tienen documentados agrietamientos en el suelo y la destrucción de chinampas utilizadas en la época. Posteriormente, el 19 de febrero de 1575 se produjo un sismo aproximadamente a 45 km de la ciudad de Puebla. Para este evento se ha estimado una magnitud Mw 5.7 y debido a su ocurrencia se vieron afectadas algunas estructuras en las poblaciones de Nopalucan, Acatzingo y Tecamachalco (Suárez et al., 2019).

Durante el siglo XVIII, se tiene información de algunos sismos corticales asociados a la falla de Venta de Bravo. El primero ocurrió en noviembre de 1734,

seguido por más de treinta sismos pequeños y grandes entre el mismo mes y marzo de 1735. Otro evento ocurrió el 13 de enero de 1854 en la misma zona, para el cual se estima que su magnitud pudo haber sido similar a la del sismo del 22 de febrero de 1979 (M_w 5.3), asociado a la misma falla (Suter et al., 1992; Lacan et al., 2018).

Más adelante, durante la mañana del 19 de junio de 1858, un sismo de gran magnitud fue percibido en varias partes del centro de México. Este evento se conoce como el sismo de Santa Juliana y provocó daños severos principalmente en el estado de Michoacán y en la Ciudad de México. Para este sismo se reporta una magnitud aproximada MI 7.6 ± 0.3 , siendo el más grande que se ha documentado en la FVTM (Suárez et al., 2019).

Poco después, Zúñiga et al. (2003) mencionan un sismo en Jalpan de Serra, Querétaro, el 8 de mayo de 1887, que causó daños en casas y en una iglesia. Durante el mismo año, ocurrió otro evento el 26 de noviembre en Pinal de Amoles, donde se presentaron fracturas en todas las casas y daños en la iglesia local (Suter et al., 1996; Zúñiga et al., 2003). Para este sismo Suter et al. (1996) estimaron una magnitud mb de 5.3 y en un estudio más reciente, Suárez et al. (2019) reporta un valor MI de 6.0 ± 0.2 .

El sismo cortical más grande que ocurrió durante el siglo XX en la FVTM tuvo lugar el 19 de noviembre de 1912 en Acambay, Estado de México. A este evento se le ha estimado una magnitud M_w de 6.9 con intensidades máximas de XI en el área epicentral, reportándose 161 personas fallecidas. Este sismo fue uno de los primeros en ser medidos instrumentalmente, al ser registrado en sismógrafos Wiechert en 6 estaciones del Servicio Sismológico Nacional (Suter et al., 1996; Bayona et al., 2017).

Más adelante, se pueden mencionar los sismos ocurridos en Ixmiquilpan el 10 de marzo de 1950 (mb 4.9), en Cardonal el 25 de marzo de 1976 (M_w 5.0) y el 4 de octubre de 1976 (M_w 5.1) (Suter et al., 1996; Quintanar et al., 2004).

Entre febrero y junio de 1979 se registró una serie de 90 sismos ocurridos en una región que abarca Maravatío y el Estado de México (Suter et al., 1996), siendo el más grande registrado el 22 de febrero con magnitud M_w 5.3 (Astiz Delgado, 1980; Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017; Lacan et al., 2018) e intensidad máxima de VIII.

Posteriormente, están documentados algunos eventos de menor magnitud en Actopan el 27 de enero de 1987 (m_b 4.1), en Landa de Matamoros el 10 de septiembre de 1989 (m_b 4.6) y la secuencia que tuvo lugar en Sanfandila con magnitudes M_w entre 2.2 y 3.0 durante los primeros meses de 1998 (Suter et al., 1996; Zúñiga et al., 2003).

En cuanto a la información disponible sobre sismos históricos importantes en la zona oriental de la FVTM (Figura 5), se puede mencionar el ocurrido en 1546, que causó un daño importante en la ciudad de Jalapa y sus alrededores. No hay una fecha específica reportada para este evento ni descripciones históricas amplias, pero es sabido que destruyó la primera iglesia católica construida en América (Suárez y Novelo-Casanova, 2018).

Años más tarde, en la ciudad de Jalapa, un sismo de magnitud M_w 6.4 tuvo lugar el 4 de enero de 1920, causando daños estructurales en las poblaciones cercanas (Suárez y Novelo-Casanova, 2018). Después del ocurrido el 19 de septiembre de 1985 en las costas de Michoacán, este sismo es el que ha cobrado más vidas humanas en México, debido a deslizamientos de tierra cerca de las zonas pobladas (Suárez et al., 2019).

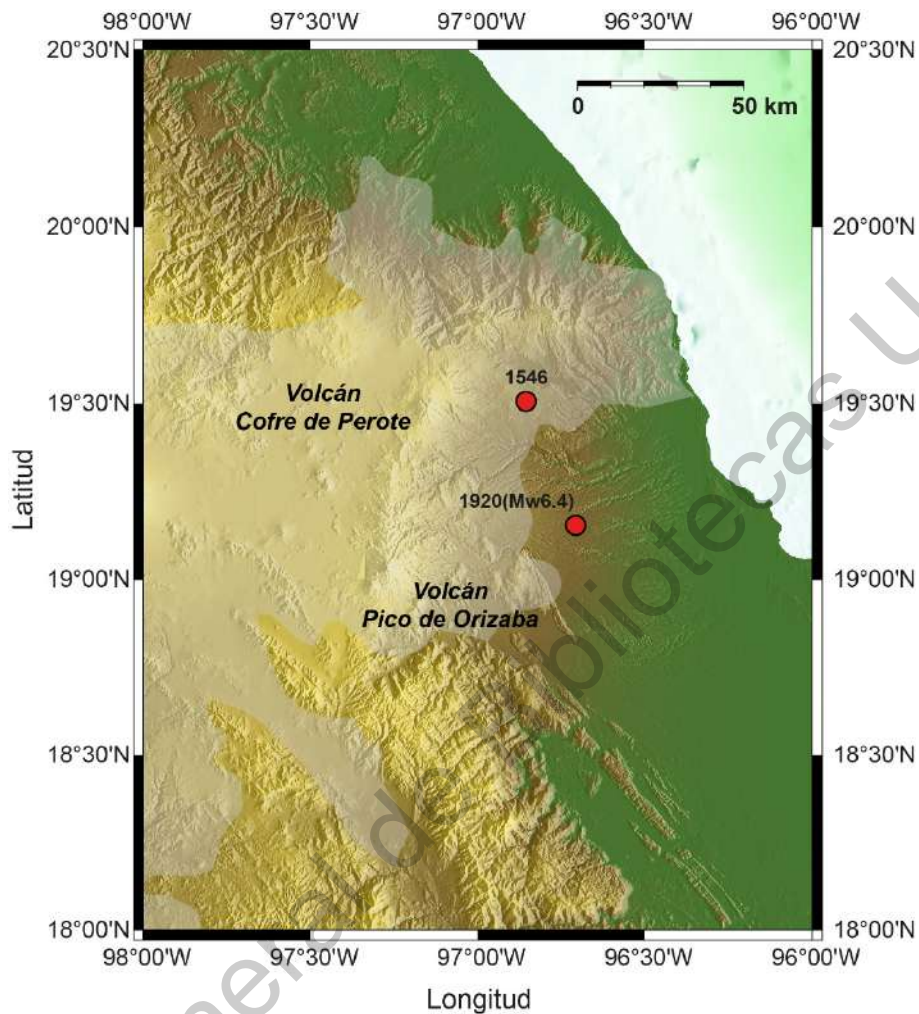


Figura 5. Epicentros de sismos históricos relevantes en el oriente de la FVTM.

Además de los sismos corticales mencionados anteriormente, es importante considerar en la estimación del riesgo sísmico las intensidades esperadas asociadas a sismos *inslab*, que han mostrado tener consecuencias severas en las áreas pobladas (Figura 6).

En este grupo, se puede mencionar al sureste de la FVTM, el evento del 19 de julio de 1882 (M_s 7.5, $H > 60$ km) con una intensidad máxima estimada de IX en la vecindad del área epicentral. Fue sentido fuertemente en el Valle de México, Veracruz, Puebla y Oaxaca, y destruyó varias casas y templos (Singh et al., 1981; González-Ruiz y McNally, 1988; Núñez-Cornú y Ponce, 1989).

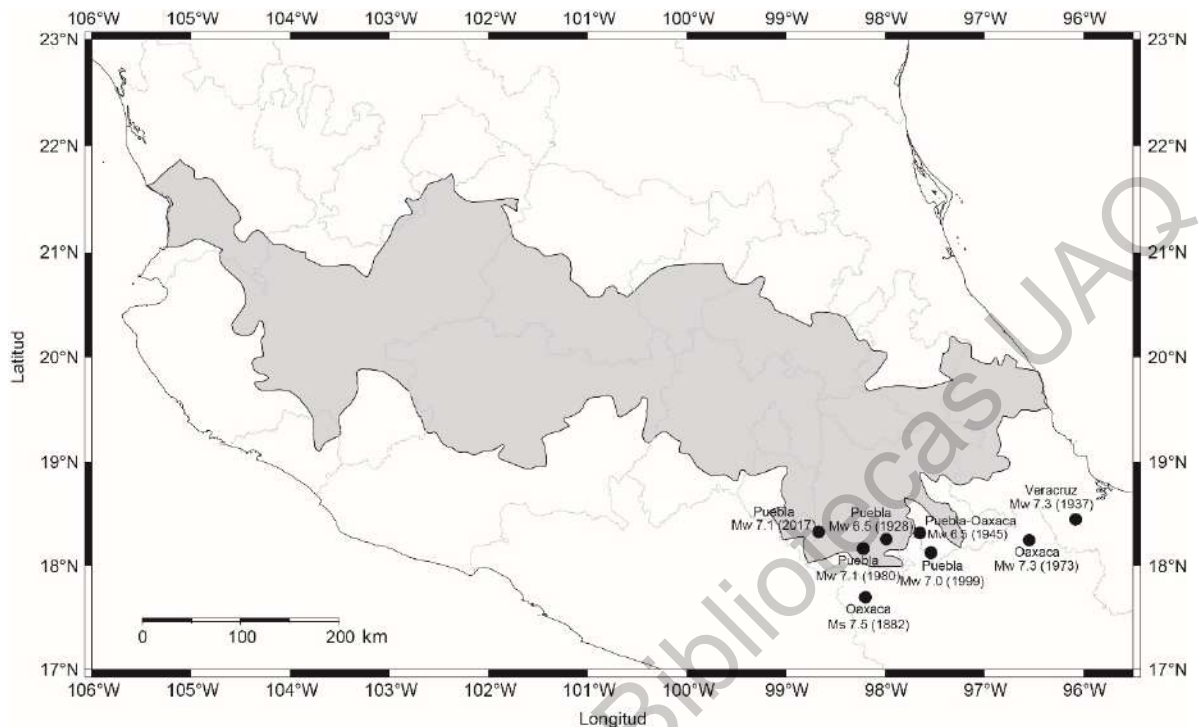


Figura 6. Ubicación de sismos *inslab* de gran magnitud ocurridos en la Faja Volcánica Transmexicana.

En torno a la misma zona, están los reportes asociados a los sismos ocurridos el 26 de julio de 1937 (M_w 7.3, $H = 85$ km) (Duda, 1965; Singh et al., 1981; SSN, 2021b), el 11 de octubre de 1945 (M_w 6.5, $H = 95$ km) (González-Ruiz y McNally, 1988; SSN, 2021b), el 28 de agosto de 1973 (M_w 7.3, $H = 82$ km) (Singh et al., 1981; González-Ruiz y McNally, 1988; Núñez-Cornú y Ponce, 1989; Singh et al., 1999; Suárez y Novelo-Casanova, 2018; SSN, 2021b), y el 15 de junio de 1999 (M_w 7.0, $H = 63$ km), que fue sentido en ocho estados en el centro y el sur de México, causando daños considerables en un radio de 50 km del epicentro, con al menos 25 personas muertas y 250 heridas (Singh et al., 1999; Montalvo-Arrieta et al., 2002; Yamamoto et al., 2002; SSN, 2021b).

En el área de la FVTM, está el sismo del 10 de febrero de 1928 (M_w 6.5, $H = 84$ km), para el cual se han estimado intensidades entre IX y X. Fue sentido en Puebla, Veracruz, Oaxaca y Guerrero y se ha determinado una magnitud M_s 7.7

con una profundidad de 10 km (Figuroa, 1975; Núñez-Cornú y Ponce, 1989) y MGR, M_w 6.5 (González-Ruiz y McNally, 1988; SSN, 2021b).

Más tarde, el evento ocurrido en Puebla el 24 de octubre de 1980 (M_w 7.1, $H = 65$ km), con una intensidad máxima estimada de IX, afectó a 300 ciudades causando daños en el 90% de las edificaciones (Lesage, 1984; Nava et al., 1985; González-Ruiz y McNally, 1988; Singh et al., 1999; Yamamoto et al., 2002).

Finalmente, se tiene el sismo del 19 de septiembre de 2017 (M_w 7.1, $H = 51.1$ km) que ocurrió en el límite entre los estados de Puebla y Morelos, produciendo pérdidas humanas y materiales en torno al área epicentral y en la Ciudad de México (Çelebi et al., 2018; Pinzón et al., 2018; Sahakian et al., 2018).

2.2. Parametrización de movimientos fuertes

Por simplicidad, se considera que el movimiento fuerte del terreno asociado a la ocurrencia de un sismo puede descomponerse en efectos atribuibles a la fuente, la trayectoria y el sitio. A su vez, la contribución conjunta de estos efectos puede asumirse como una combinación no lineal de diversos factores. No obstante, estas consideraciones tienen algunas limitaciones que es importante conocer.

Aunque bajo un enfoque teórico tenga cierta validez la separación de las contribuciones asociadas a la fuente, la trayectoria y el sitio, en la realidad los límites entre cada una de ellas no son completamente definibles. Esto se debe a que la fuente sísmica tiene influencia sobre las características de la energía que se propaga a través del medio. De igual manera, ambas tienen efectos sobre los datos observables en el sitio.

Por otra parte, hay modelos que pueden ser más aplicables que otros según el rango de frecuencias analizado. En el caso de las frecuencias bajas y medias, el comportamiento puede ser modelado en forma determinista aplicando principios como la teoría de rayos, en tanto que la energía radiada en frecuencias altas se rige por las heterogeneidades existentes en el plano de falla. Al tener un comportamiento

aleatorio, para frecuencias mayores a 1 Hz se recurre a modelos probabilistas para su descripción (García, 2007).

En las secciones siguientes se expondrán brevemente algunos aspectos asociados a la fuente, la trayectoria y el sitio que fueron considerados en la presente investigación. Asimismo, se discutirán los resultados obtenidos en estudios previos realizados en la FVTM y en el mundo, haciendo énfasis en las limitaciones que se tienen al trabajar con información que no es representativa de la zona de estudio.

2.3. Fuente sísmica

De acuerdo con los conceptos de la física clásica, las ondas se definen como perturbaciones que se propagan, llevando energía y cantidad de movimiento. Por otra parte, y contrario a lo que sucede con las ondas electromagnéticas, las ondas mecánicas requieren de un medio elástico, en el cual, la perturbación se propaga entre dos puntos vecinos. Así, cada parte del medio se deforma y posteriormente vuelve a su forma original, permaneciendo las partículas oscilando alrededor de un punto fijo. De esta manera, la deformación viaja a través del medio sin que exista un transporte de materia.

Prácticamente cualquier deformación o movimiento repentino del medio produce un desequilibrio de esfuerzos en su superficie. Esto a su vez, implica la generación de ondas elásticas. Si el medio a través del cual se propaga la deformación es la Tierra, reciben el nombre de ondas sísmicas.

Existe una gran variedad de fenómenos en la Tierra que pueden ser considerados como fuentes de estas deformaciones. No obstante, las de principal interés son las fallas, que son superficies de la Tierra en donde un lado se desplaza con respecto de otro.

Para describir la geometría de ese tipo de fuente, se asume que las fallas son superficies planas a lo largo de las cuales se produce movimiento relativo de dos bloques de material durante un sismo.

La teoría del rebote elástico, propuesta por Harry Fielding Reid, es una forma de idealizar este fenómeno. En este modelo, se considera que la fricción existente en la falla bloquea el deslizamiento relativo del material en lados opuestos. Después de cierto tiempo, el esfuerzo acumulado en la vecindad de la falla sobrepasa al esfuerzo estático de fricción y se produce un deslizamiento que inicia en un punto, conocido como hipocentro, y se expande sobre la falla (Figura 7). Por ende, la energía elástica de deformación almacenada es liberada y se propaga como ondas sísmicas.

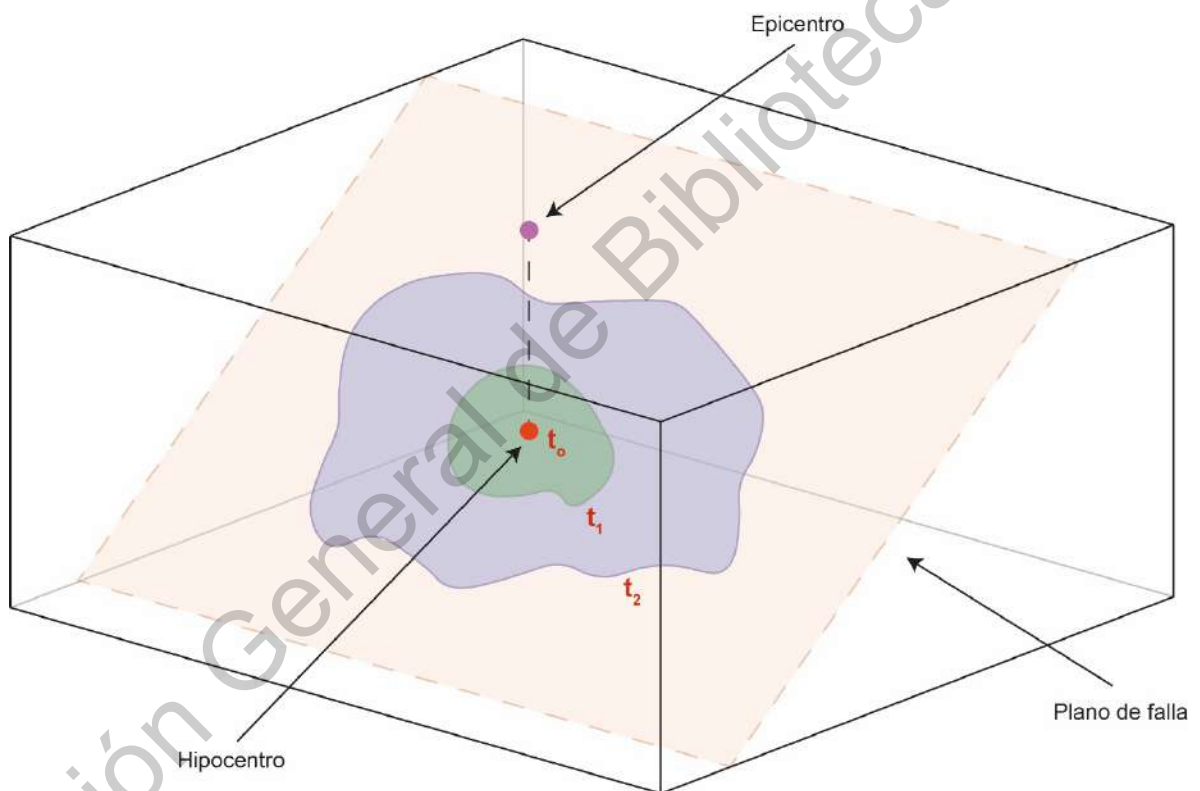


Figura 7. Expansión de la ruptura sobre el plano de falla desde el hipocentro.

Como se mencionó anteriormente, el movimiento del terreno durante un evento sísmico puede considerarse como el efecto conjunto de la fuente, las características del medio en que se propagan las ondas y la respuesta del sitio. En el caso particular de la fuente, su contribución puede expresarse en términos de la función temporal de fuente sísmica $x(t)$ que representa a “la señal que el sismo pone en el terreno” (Stein y Wysession, 2003).

Asimismo, se define la función de momento sísmico (Kanamori, 1977; Hanks y Kanamori, 1979) como:

$$M(t) = \mu D(t)S(t) \quad (1)$$

donde μ es la rigidez del material, $D(t)$ el deslizamiento en la falla y $S(t)$ el área de esta. Los últimos términos se expresan como función del tiempo debido a su variación durante un sismo. En consecuencia, el momento sísmico estático, que es la medida más exacta del tamaño de un sismo y de la cantidad de energía liberada, se define como:

$$M_0 = \mu \bar{D}S \quad (2)$$

donde \bar{D} es el deslizamiento promedio en la falla de área S .

Tomando en cuenta lo anterior, se puede relacionar la función temporal de fuente sísmica con la derivada de la función de momento sísmico usando la ecuación (2) como factor de escala:

$$\frac{dM(t)}{dt} = \dot{M}(t) = M_0 x(t) \quad (3)$$

En el caso de una falla pequeña con deslizamiento instantáneo, $M(t)$ puede expresarse de manera simple como una función escalón, cuya derivada es una función delta. No obstante, en la realidad las características de las fallas son más complejas y requieren del empleo de otro tipo de funciones.

En una falla de geometría rectangular el deslizamiento no es instantáneo, ya que la ruptura en cada uno de sus puntos irradia un impulso en diferentes tiempos. Si la ruptura se propaga a una velocidad v_R en una falla de longitud L y además se considera un receptor a una distancia r_0 con azimut θ desde el punto inicial (Figura 8), se tiene que:

por ley de cosenos: $r^2 = r_0^2 + L^2 - 2r_0L\cos\theta$,

y para puntos alejados de la fuente: $r \approx L_0 - L\cos\theta$.

Las expresiones anteriores varían en función de la geometría de la falla y la dirección de propagación. Para el caso considerado en la Figura 8, se puede obtener el tiempo de ruptura T_R como:

$$T_R = t_2 - t_1 = \frac{L}{v_R} + \frac{r}{v} - \frac{r_0}{v} = \frac{L}{v_R} + \frac{r}{v} - \frac{(r + L\cos\theta)}{v} = \frac{L}{v_R} - \frac{L\cos\theta}{v}$$

$$T_R = L \left(\frac{1}{v_R} - \frac{\cos\theta}{v} \right) \quad (4)$$

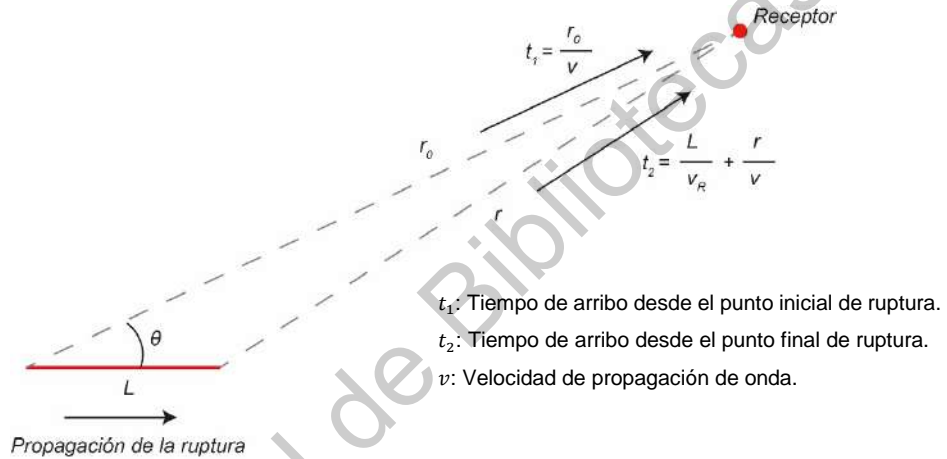


Figura 8. Variación del tiempo de arribo al receptor en función de la longitud de la falla y la velocidad de ruptura.

2.3.1. Caída de esfuerzos

De acuerdo con lo discutido previamente, el deslizamiento en una falla no ocurre de manera súbita. Esto también puede observarse incluso si se considera cada uno de sus puntos por separado. El proceso de ruptura durante un sismo se puede visualizar en dos etapas: 1) formación o inicio y 2) propagación o crecimiento. En el punto inicial de la ruptura se genera una concentración de esfuerzos. Cuando se excede un valor crítico en este punto, la ruptura crece y se produce el deslizamiento.

Para un punto cualquiera localizado sobre la falla, este proceso se puede analizar considerando las mismas etapas (Figura 9). Durante la extensión de la ruptura y antes de que esta alcance al punto en cuestión, el esfuerzo presente es

τ_0 . Conforme la ruptura se extiende, el esfuerzo en la vecindad de este punto aumenta hasta exceder el valor crítico τ_s en el tiempo t_0 y se produce el deslizamiento.

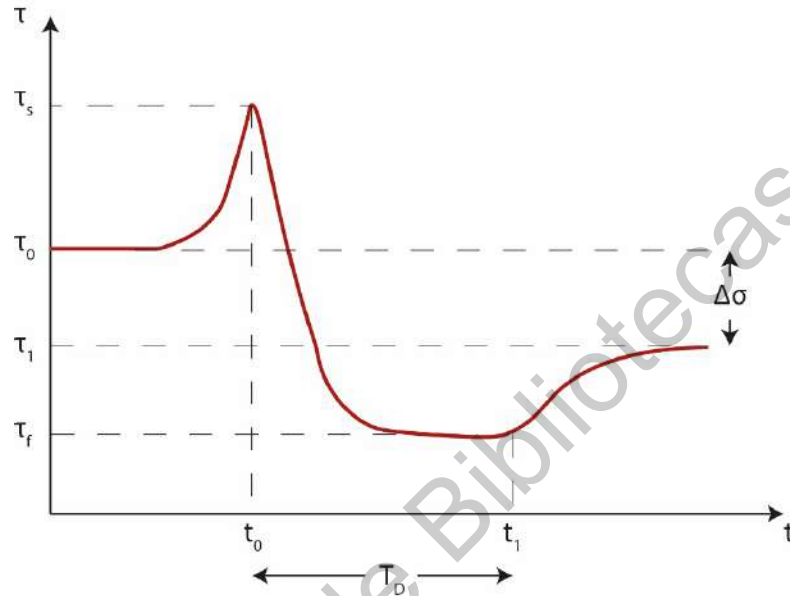


Figura 9. Variación del esfuerzo en función del tiempo en cualquier punto de la falla durante la extensión de la ruptura.

Durante el deslizamiento, el esfuerzo en el punto bajo consideración disminuye a un valor τ_f . Después de que el deslizamiento se detiene en el tiempo t_1 , el nivel de esfuerzo se ajusta hacia arriba o hacia abajo a τ_1 , que es el esfuerzo final. Bajo estas consideraciones, la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ se determina como:

$$\Delta\sigma = \tau_0 - \tau_1 \quad (5)$$

La caída de esfuerzos permite relacionar el deslizamiento en la falla durante un sismo, sus dimensiones y el momento sísmico. Por ejemplo, para una falla circular de radio R se tiene (Eshelby, 1957; Vladimir Keylis-Borok, 1959):

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{R^3} \quad (6)$$

análogamente, para un deslizamiento lateral en una falla rectangular con longitud L y ancho w (Knopoff, 1958):

$$\Delta\sigma = \frac{2}{\pi} \frac{M_0}{w^2 L} \quad (7)$$

por otra parte, en un deslizamiento vertical, se tiene (Starr, 1928):

$$\Delta\sigma = \frac{8}{3\pi} \frac{M_0}{w^2 L} \quad (8)$$

Las expresiones anteriores permiten estimar la caída de esfuerzos a partir de un momento sísmico observado y de las dimensiones de la falla.

Durante la extensión de la ruptura en la falla, el deslizamiento en el punto analizado varía desde cero a un valor final en el instante t_1 , durante un periodo de tiempo finito. Esto se puede representar con una función rampa que inicia en cero y termina en el tiempo de subida T_D (Figura 10).

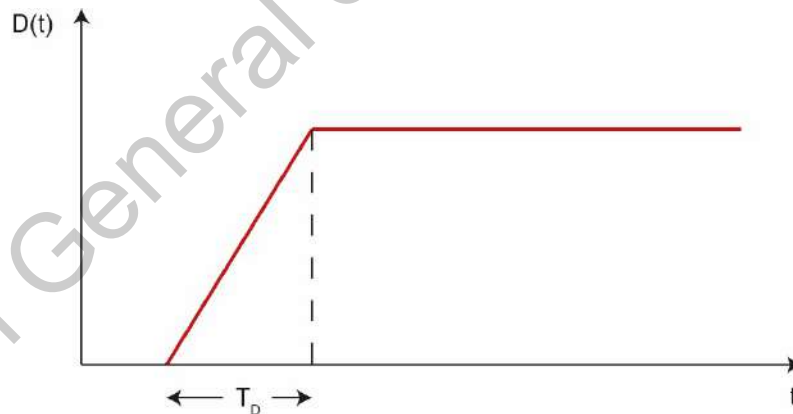


Figura 10. Función de deslizamiento en la falla.

Haciendo una convolución para considerar el efecto conjunto del tiempo de ruptura y la derivada de la función de deslizamiento, se obtiene una función trapezoidal, que usualmente se utiliza para representar a la función temporal de fuente sísmica (Figura 11).

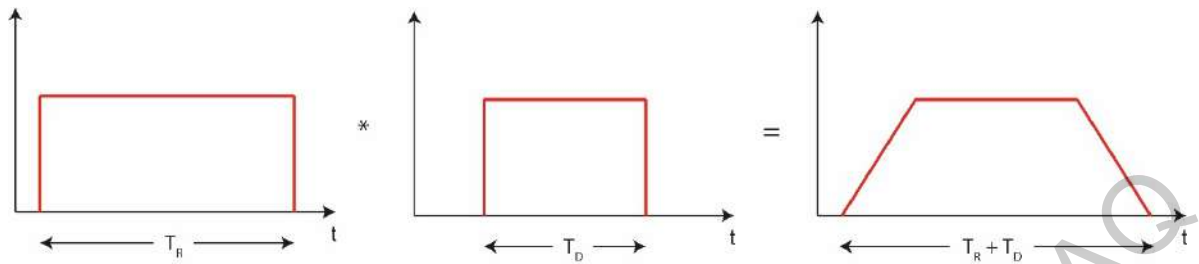


Figura 11. Obtención de función trapezoidal de fuente.

2.3.2. Espectro de fuente

Siguiendo con lo mencionado en la sección anterior, la función temporal de fuente sísmica puede considerarse como la convolución de dos funciones asociadas a la longitud finita de la falla y al tiempo de subida en cualquier punto de esta (Figura 11). En el dominio de la frecuencia, esto se puede ver como el producto de las transformadas de Fourier de dichas funciones (Brune, 1970). Para una función caja de altura $\frac{1}{T}$ y longitud T se tiene:

$$F(\omega) = \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \frac{1}{T} e^{i\omega t} dt = \frac{1}{T i \omega} \left(e^{i\omega \frac{T}{2}} - e^{-i\omega \frac{T}{2}} \right) = \frac{\text{sen} \left(\frac{\omega T}{2} \right)}{\frac{\omega T}{2}} \quad (9)$$

por lo tanto, considerando la ecuación (3) en el dominio de la frecuencia, la amplitud espectral de la función de fuente es:

$$|A(\omega)| = M_0 \left| \frac{\text{sen} \left(\frac{\omega T_R}{2} \right)}{\frac{\omega T_R}{2}} \right| \left| \frac{\text{sen} \left(\frac{\omega T_D}{2} \right)}{\frac{\omega T_D}{2}} \right| \quad (10)$$

tomando logaritmos en la ecuación (10):

$$\log A(\omega) = \log M_0 + \log \left[\frac{\text{sen} \left(\frac{\omega T_R}{2} \right)}{\frac{\omega T_R}{2}} \right] + \log \left[\frac{\text{sen} \left(\frac{\omega T_D}{2} \right)}{\frac{\omega T_D}{2}} \right] \quad (11)$$

Por otra parte, para simplificar el problema la función $\frac{\text{sen}(x)}{x}$ cuyas raíces pueden ser encontradas en $x = \pi n$, se puede aproximar considerando un valor de 1 cuando $x < 1$ y $\frac{1}{x}$ cuando $x > 1$ (Figura 12).

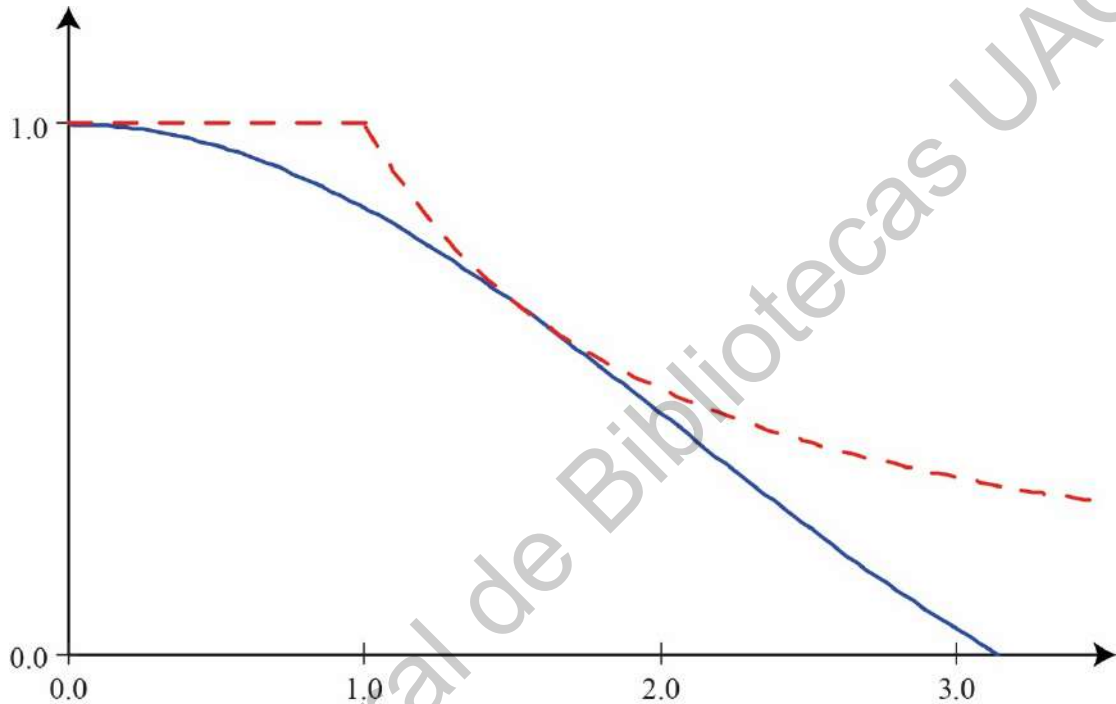


Figura 12. Aproximación del espectro de fuente.

Con esta aproximación, es posible visualizar la ecuación (11) en escala logarítmica como 3 segmentos correspondientes a diferentes intervalos de frecuencia divididos por las frecuencias de esquina. Como se ve en la Figura 13, la forma del espectro es plana antes de la primera frecuencia de esquina, después su valor cambia en función de ω^{-1} y decae como ω^{-2} a partir de la segunda frecuencia de esquina. En suma, la forma del espectro depende de tres factores: el momento sísmico, el tiempo de subida y el tiempo de ruptura.

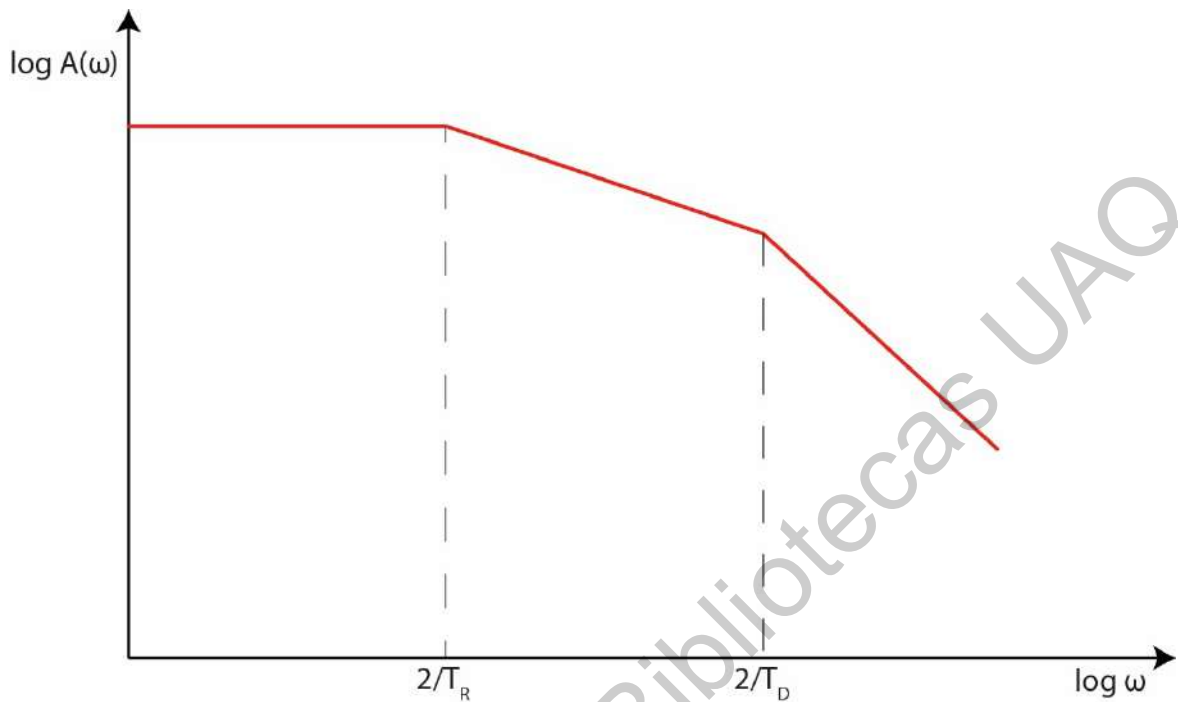


Figura 13. Espectro de fuente teórico.

Por otra parte, es importante considerar que existen otros modelos de espectros de fuente utilizados en la literatura, incluyendo o combinando los efectos de otros factores. De manera general, la caída de esfuerzos es independiente del momento sísmico, lo cual implica que el deslizamiento es proporcional a la longitud de la falla. Por lo tanto, si se asume un valor para la caída de esfuerzos se puede calcular el espectro teórico para varios momentos y longitudes de falla. En la medida que la longitud de la falla incrementa, el momento sísmico, el tiempo de ruptura y el tiempo de subida aumentan. Entonces, las frecuencias de esquina se mueven hacia la izquierda.

2.4. Trayectoria

2.4.1. Ecuación del movimiento

Para obtener la ecuación que describe la propagación de las ondas sísmicas en un medio continuo, se considera un bloque constituido por un material con densidad ρ y volumen $dx_1 dx_2 dx_3$, cuyas caras son perpendiculares a los ejes coordenados de un espacio tridimensional como se muestra en la Figura 14.

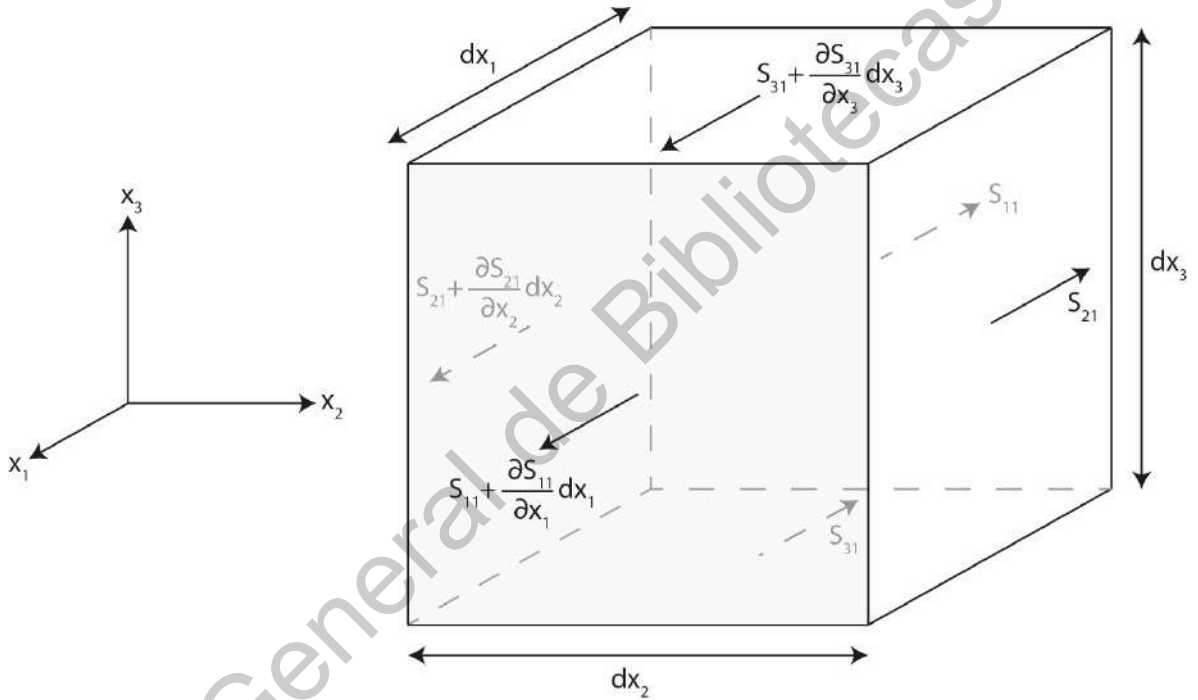


Figura 14. Componentes del esfuerzo que contribuyen a la fuerza total de superficie en dirección 1.

La fuerza de cuerpo neta es $f_j dx_1 dx_2 dx_3$, donde f_j es una fuerza por unidad de volumen en el centro del bloque. Al hacer la suma de la fuerza de cuerpo neta y las fuerzas de superficie en cada una de las caras del bloque, se obtiene la fuerza total. Por ejemplo, para la dirección 1 se tiene:

$$\begin{aligned} & \left[S_{11} + \frac{\partial S_{11}}{\partial x_1} dx_1 - S_{11} \right] dx_2 dx_3 + \left[S_{21} + \frac{\partial S_{21}}{\partial x_2} dx_2 - S_{21} \right] dx_1 dx_3 \\ & + \left[S_{31} + \frac{\partial S_{31}}{\partial x_3} dx_3 - S_{31} \right] dx_2 dx_3 + f_1 dx_1 dx_2 dx_3 \end{aligned} \quad (12)$$

y simplificando:

$$\left[\frac{\partial S_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial S_{21}}{\partial x_2} + \frac{\partial S_{31}}{\partial x_3} \right] dx_1 dx_2 dx_3 + f_1 dx_1 dx_2 dx_3 \quad (13)$$

De manera análoga, para las direcciones 2 y 3, se tiene:

$$\left[\frac{\partial S_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial S_{22}}{\partial x_2} + \frac{\partial S_{32}}{\partial x_3} \right] dx_1 dx_2 dx_3 + f_2 dx_1 dx_2 dx_3 \quad (14)$$

$$\left[\frac{\partial S_{13}}{\partial x_1} + \frac{\partial S_{23}}{\partial x_2} + \frac{\partial S_{33}}{\partial x_3} \right] dx_1 dx_2 dx_3 + f_3 dx_1 dx_2 dx_3 \quad (15)$$

Como puede observarse, no es el campo de esfuerzos por sí mismo lo que produce una fuerza neta, sino su variación espacial. Con base en las ecuaciones (13) - (15) puede expresarse la segunda ley de Newton en términos de fuerzas de cuerpo y de superficie. A su vez, esta ecuación puede escribirse en términos de desplazamientos y de las propiedades elásticas del material.

Dividiendo entre el volumen, puede considerarse la siguiente relación para las fuerzas de superficie en cada dirección:

$$\sum_j \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j} = (div \tilde{S})_i \quad (16)$$

donde \tilde{S} es el tensor esfuerzo.

Tomando en cuenta que:

$$div \bar{u} = tr \nabla \bar{u} \quad (17)$$

donde \bar{u} es el vector de desplazamiento, y considerando la ecuación de campo que relaciona las deformaciones con los desplazamientos:

$$\tilde{E} = \frac{1}{2} (\nabla \bar{u} + \nabla \bar{u}^T) \quad (18)$$

se tiene:

$$\text{tr } \tilde{E} = \frac{1}{2}(\text{tr } \nabla \bar{u} + \text{tr } \nabla \bar{u}^T) = \frac{1}{2}(\text{div } \bar{u} + \text{div } \bar{u}^T) = \text{div } \bar{u} \quad (19)$$

donde \tilde{E} es el tensor de deformaciones infinitesimales.

Asimismo, considerando la relación anterior en la ecuación de campo que relaciona los esfuerzos con las deformaciones:

$$\tilde{S} = 2\mu\tilde{E} + \lambda(\text{tr } \tilde{E})\tilde{I} \quad (20)$$

donde μ y λ son las constantes de Lamé y \tilde{I} es el tensor identidad, se obtiene:

$$\begin{aligned} \tilde{S} &= 2\mu \left[\frac{1}{2}(\nabla \bar{u} + \nabla \bar{u}^T) \right] + \lambda(\text{div } \bar{u})\tilde{I} \\ \tilde{S} &= \mu\nabla \bar{u} + \mu\nabla \bar{u}^T + \lambda(\text{div } \bar{u})\tilde{I} \end{aligned} \quad (21)$$

Por otra parte, se tiene la ecuación constitutiva de equilibrio:

$$\text{div } \tilde{S} + \bar{f} = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \quad (22)$$

donde \bar{f} es el vector de fuerzas de cuerpo.

Sustituyendo la ecuación (21) en la relación anterior:

$$\begin{aligned} \text{div } [\mu\nabla \bar{u} + \mu\nabla \bar{u}^T + \lambda(\text{div } \bar{u})\tilde{I}] + \bar{f} &= \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \\ \mu \text{div } \nabla \bar{u} + \mu \text{div } \nabla \bar{u}^T + \lambda \text{div } (\text{div } \bar{u})\tilde{I} + \bar{f} &= \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \end{aligned}$$

Considerando que:

$$\text{div } \nabla \bar{u}^T = \nabla \text{div } \bar{u} \quad (23)$$

y definiendo el laplaciano de \bar{u} como:

$$\Delta \bar{u} = \text{div } \nabla \bar{u} \quad (24)$$

se obtiene:

$$\mu \Delta \bar{u} + \mu \nabla \text{div} \bar{u} + \lambda \nabla \text{div} \bar{u} + \bar{f} = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \quad (25)$$

Simplificando:

$$\mu \Delta \bar{u} + (\mu + \lambda) \nabla \text{div} \bar{u} + \bar{f} = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \quad (26)$$

La relación anterior se conoce como ecuación del movimiento y se satisface en cualquier punto de un medio continuo.

Por otra parte, una vez que las ondas se propagan lejos de la fuente, puede considerarse una región homogénea sin fuerzas de cuerpo. En este caso, la ecuación (26) se escribe de la siguiente manera:

$$\mu \Delta \bar{u} + (\mu + \lambda) \nabla \text{div} \bar{u} = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \quad (27)$$

Asimismo, considerando las ecuaciones (13) - (15) se tiene:

$$\sum_j \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (28)$$

2.4.2. Atenuación sísmica

Dentro del contexto de la sismología, la atenuación es el fenómeno por el cual la amplitud de una onda sísmica disminuye. La naturaleza de este proceso es compleja y depende de diversas variables cuya descripción detallada queda fuera del alcance del presente documento. A continuación, se describirán de forma somera los factores asociados a la expansión geométrica, el esparcimiento y la anelasticidad del medio. No obstante, en la literatura especializada es posible encontrar una discusión rigurosa sobre estos aspectos (Lay y Wallace, 1995; Stein y Wysession, 2003).

Dado que el proceso de atenuación sísmica es bastante complejo, los principios utilizados para su estudio son empíricos en su mayoría y su sustento teórico es relativamente sencillo. Así, con el objetivo de simplificar el análisis del fenómeno, se parte de la hipótesis de que la Tierra es un medio que se comporta elásticamente durante la propagación de las ondas sísmicas desde la fuente.

2.4.2.1. Expansión geométrica del frente de onda

De manera general, puede definirse el concepto de frente de onda como el lugar geométrico de aquellos puntos que son alcanzados por la perturbación en un instante dado y, por lo tanto, se encuentran en el mismo estado de vibración.

Si se consideran distancias focales pequeñas R y suponiendo que la Tierra es un medio homogéneo, es posible demostrar que las ondas superficiales se propagarán desde la fuente como un anillo con circunferencia creciente igual a $2\pi R$. Bajo la hipótesis de que la energía que se propaga en un medio elástico en forma de ondas sísmicas se conserva, se tendrá una variación en su densidad y distribución espacial. Conforme la distancia a la fuente sísmica aumenta, la energía almacenada por unidad de volumen en el frente de onda disminuye en proporción a R^{-1} , mientras que la amplitud decrecerá en función de $R^{-\frac{1}{2}}$.

No obstante, al ser la Tierra una “esfera”, el anillo en cuestión se encuentra envolviéndola (Figura 15) y, por lo tanto, la energía almacenada por unidad de volumen varía en proporción a:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{a \sin \Delta} \quad (29)$$

donde Δ es la distancia angular.

Para distancias focales grandes en comparación con el tamaño de la fuente, se supone que las ondas de cuerpo tendrán un frente de onda esférico. En este caso, la energía se conserva al propagarse sobre un área igual a $4\pi R^2$, siendo R el

radio de la esfera. Por consiguiente, la energía almacenada por unidad de volumen y la amplitud decrecen en función de R^{-2} y R^{-1} , respectivamente.

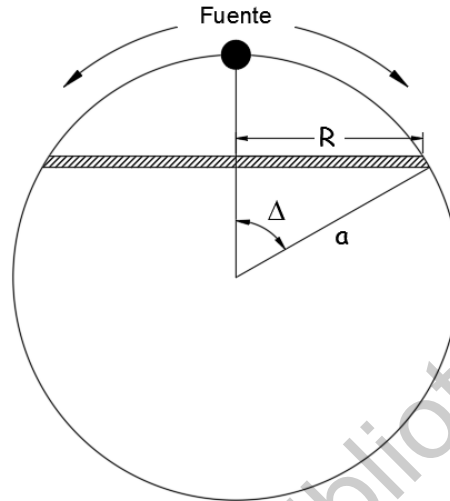


Figura 15. Expansión geométrica del frente de onda para distancias focales pequeñas (Pérez-Moreno, 2018).

2.4.2.2. Esparcimiento (scattering)

Contrario a las hipótesis consideradas en la sección anterior, la Tierra es un medio heterogéneo y anisótropo. Por lo tanto y debido a las heterogeneidades presentes durante la propagación de las ondas, se produce una redistribución espacial y temporal de la energía. Debido a esto, es posible que se presenten amplitudes mayores o menores a las esperadas inicialmente (García, 2001).

El fenómeno de esparcimiento, también conocido como atenuación extrínseca, depende de las irregularidades existentes en el medio y de los estratos que conforman la estructura geológica. Cuando se tienen longitudes de onda cortas, estos elementos actúan como puntos dispersores o fuentes de Huygens (Stein y Wysession, 2003). En consecuencia, se da lugar a la generación de ondas secundarias que pueden interferir entre sí durante su propagación.

El proceso descrito anteriormente se puede visualizar en las fases de los sismogramas. La primera parte de estos se constituye por aquellas ondas que viajan por el camino más corto y que no fueron dispersadas. La parte final o "coda" del

sismograma está conformada por las ondas que si fueron dispersadas por las heterogeneidades del medio y cuyo tiempo de arribo es mayor. Por lo tanto, las características de las ondas de coda dependerán del esparcimiento asociado con el medio de propagación.

2.4.2.3. Anelasticidad del medio

Como se mencionó previamente, para simplificar el estudio del fenómeno de atenuación sísmica, se parte de la suposición de que la Tierra es un medio elástico perfecto. De esta manera, los principios de la mecánica de medios continuos son útiles para explicar algunos aspectos inherentes a la propagación de onda en función de las propiedades elásticas del medio.

Sin embargo, en la realidad ningún material es completamente elástico. Incluso si las deformaciones inducidas por un esfuerzo son reversibles, se tienen otros efectos que disipan energía y que retardan la recuperación de la forma original (Betbeder-Matibet, 2008).

Es importante considerar que la Tierra no es un medio elástico, sino que en realidad presenta un comportamiento viscoelástico. Como consecuencia de esto, la amplitud de las ondas sísmicas decrecerá debido a procesos no elásticos, en los cuales la energía se disipa en forma de calor. Debido a que esta es una propiedad intrínseca del medio, al depender de sus características físicas particulares, se engloban estos procesos bajo el concepto de atenuación intrínseca.

2.4.3. Factor de calidad $Q(f)$

Para visualizar mejor el fenómeno de atenuación intrínseca puede considerarse primeramente una analogía con lo que sucede en un oscilador constituido por un resorte de constante k y un amortiguador (Figura 16).

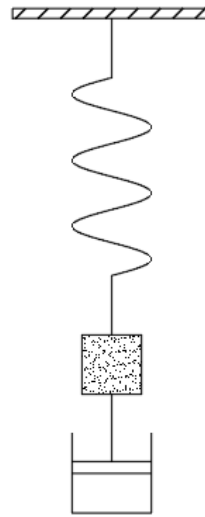


Figura 16. Oscilador armónico amortiguado (Pérez-Moreno, 2018).

Es posible representar analíticamente este sistema tomando $u(t)$ como el desplazamiento experimentado por la masa m , sin incluir el efecto del amortiguador, de la siguiente manera:

$$m \frac{d^2 u(t)}{dt^2} + ku(t) = 0 \quad (30)$$

donde la constante del resorte y la masa se relacionan por medio de la frecuencia natural ω_0 en la forma:

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{k}{m}} \quad (31)$$

Para resolver la ecuación diferencial (30) puede suponerse una solución de la forma $u(t) = e^{mt}$. Por lo tanto:

$$\frac{du(t)}{dt} = me^{mt}$$

$$\frac{d^2 u(t)}{dt^2} = m^2 e^{mt}$$

Entonces, la ecuación (30) puede escribirse como:

$$\begin{aligned} m^2 e^{mt} + \omega_0^2 e^{mt} &= 0 \\ e^{mt} (m^2 + \omega_0^2) &= 0 \end{aligned} \quad (32)$$

Por otra parte, considerando que el término e^{mt} no puede ser igual a cero para valores reales de t , para que esta función satisfaga la ecuación (32), debe elegirse un valor de m tal que sea una raíz de $m^2 + \omega_0^2 = 0$. Al aplicar un impulso externo al sistema, resulta una respuesta que puede representarse como:

$$u(t) = Ae^{i\omega_0 t} + Be^{-i\omega_0 t} \quad (33)$$

donde A y B son valores constantes.

Después de que el movimiento inicia, teóricamente la oscilación en el sistema sería perpetua, al no considerarse el efecto del amortiguamiento y no haber pérdida de energía. No obstante, cuando se considera el efecto del amortiguamiento en función de la velocidad, se tiene:

$$m \frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + ku(t) = 0 \quad (34)$$

donde γ es un factor de amortiguamiento.

En este punto, si se define el factor de calidad como:

$$Q = \frac{\omega_0}{\gamma} \quad (35)$$

la ecuación (34) puede escribirse de la siguiente forma:

$$\frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t) = 0 \quad (36)$$

donde Q es inversamente proporcional al amortiguamiento del sistema. Por lo tanto, entre menor sea el amortiguamiento, mayor es el valor de Q .

Es posible resolver la ecuación diferencial (36), que representa al oscilador de la Figura 16, suponiendo el desplazamiento como la parte real de una función exponencial compleja:

$$u(t) = A_0 e^{ipt} \quad (37)$$

donde p es un número complejo. Sustituyendo la ecuación (37) en la (36):

$$(-p^2 A_0 e^{ipt}) + \frac{\omega_0}{Q} (ip A_0 e^{ipt}) + \omega_0^2 (A_0 e^{ipt}) = 0 \quad (38)$$

por lo tanto:

$$\left(-p^2 + ip \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2\right) A_0 e^{ipt} = 0 \quad (39)$$

y

$$-p^2 + ip \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \quad (40)$$

para que (39) pueda satisfacerse para cualquier valor de t .

Considerando que p es un número complejo, puede escribirse en los siguientes términos:

$$p = a + ib$$

$$p^2 = a^2 + 2iab - b^2$$

quedando la ecuación (40) como:

$$-a^2 - 2iab + b^2 + ia \frac{\omega_0}{Q} - b \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \quad (41)$$

La expresión (41) puede dividirse en términos de su parte real y su parte imaginaria:

$$-a^2 + b^2 - b \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \quad (42)$$

$$-2ab + a \frac{\omega_0}{Q} = 0 \quad (43)$$

Resolviendo (43) para b :

$$b = \frac{\omega_0}{2Q} \quad (44)$$

y sustituyendo en la parte real de (41):

$$a^2 = \omega_0^2 - \frac{\omega_0^2}{4Q^2} = \omega_0^2 \left(1 - \frac{1}{4Q^2}\right) \quad (45)$$

con lo que puede definirse:

$$\omega = a = \omega_0 \left(1 - \frac{1}{4Q^2}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (46)$$

para reescribir la ecuación (37) en la forma:

$$u(t) = A_0 e^{i(\omega t + i b t)} = A_0 e^{-b t} e^{i \omega t} \quad (47)$$

La parte real de la expresión anterior es la solución para el desplazamiento armónico amortiguado:

$$u(t) = A_0 e^{-\omega_0 t / 2Q} \cos(\omega t) \quad (48)$$

que representa el comportamiento del oscilador después de que se aplica un impulso externo en el tiempo $t = 0$ (Figura 17).

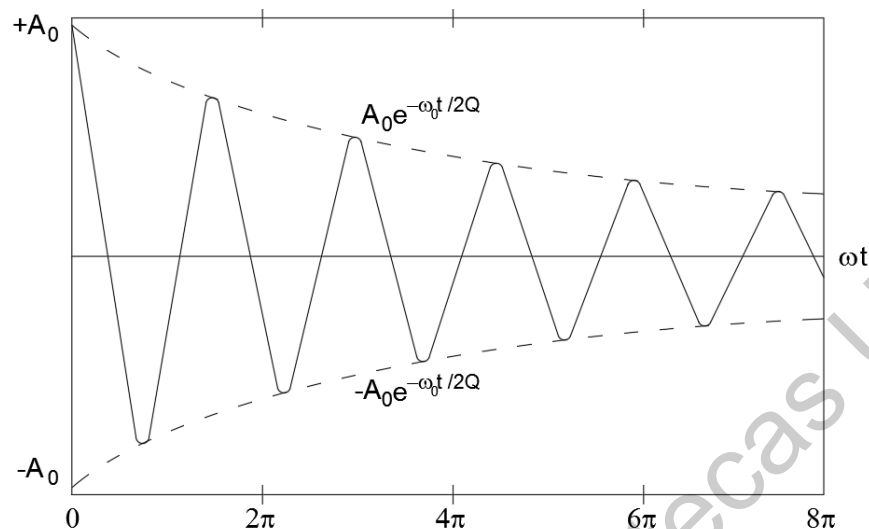


Figura 17. Decaimiento de la amplitud del movimiento en el oscilador amortiguado (Pérez-Moreno, 2018).

El factor de calidad Q es un parámetro empleado para representar el comportamiento de la atenuación sísmica. De forma simple, puede entenderse como la pérdida de energía por ciclo en un material que se somete a un esfuerzo elástico y se representa como:

$$\frac{1}{Q} = -\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (49)$$

donde E es el valor máximo de la energía de deformación en un ciclo donde se pierde ΔE . En la ecuación (49) puede observarse que el factor Q tiene un valor adimensional y positivo, ya que ΔE es una pérdida de energía con valor negativo.

Al evaluar el factor de calidad es importante considerar que cada tipo de onda se comporta de diferente manera durante su propagación a través del medio. Por lo tanto, pueden tenerse valores distintos para ondas superficiales y para ondas de cuerpo, que no son equivalentes. Asimismo, es posible analizar el comportamiento de Q en función de la profundidad.

El estudio del factor de calidad Q es un aspecto de gran importancia, ya que permite caracterizar de manera general el nivel de atenuación del medio de

propagación sin analizar a profundidad detalles sobre su naturaleza y aspectos geológicos. Asimismo, es posible obtener regionalizaciones de Q para zonas específicas con el fin de caracterizar los niveles de atenuación de manera más detallada.

El valor de Q puede ser determinado con base en el análisis de las primeras fases de un sismograma o a partir de la coda, que tiene la ventaja de eliminar variables tales como el patrón de radiación, la directividad y los efectos de trayectoria (Blanke et al., 2019).

La evaluación de la atenuación sísmica por medio de el decaimiento de las onda de coda se ha realizado en diversos estudios siguiendo distintos enfoques (Havskov et al., 2016). No obstante, casi siempre se considera una dependencia de la frecuencia de Q en la forma:

$$Q(f) = Q_0 f^\alpha \quad (50)$$

donde Q_0 es $Q(f)$ en 1 Hz y α es una constante.

Uno de los enfoques que es utilizado frecuentemente es el modelo propuesto por Aki y Chouet (1975). Asumiendo que las ondas de coda son ondas S dispersadas en distancias cortas entre la fuente y el sitio, su amplitud puede ser expresada en función de la frecuencia f y del tiempo t :

$$A(f, t) = t^{-\beta} A_0 e^{-\frac{\pi f t}{Q(f)}} \quad (51)$$

donde β es un factor que depende del esparcimiento geométrico y toma valores de 1.0, 0.75 y 0.5, para ondas de cuerpo, ondas de difusión y ondas de superficie, respectivamente. Tomando logaritmos en la ecuación (51):

$$\ln A(f, t) + \beta \ln(t) = \ln(A_0) - \frac{\pi f t}{Q(f)} \quad (52)$$

donde $-\frac{\pi ft}{Q(f)}$ es la pendiente de la línea recta obtenida de la envolvente de $\ln A(f, t) + \beta \ln(t)$.

En la literatura se han reportado varios factores de calidad $Q(f)$ para México utilizando diversas metodologías. Casi toda la investigación realizada sobre este tema se ha enfocado en la zona de subducción en la costa del océano Pacífico (Yamamoto et al., 1997; Ottemöller et al., 2002; Singh et al., 2006; Chen y Clayton, 2012). Asimismo, se han publicado algunos estudios al respecto en la región de Baja California (Domínguez et al., 1997b; Domínguez et al., 1997a), Sonora (Castro et al., 2008) y la Faja Volcánica Transmexicana (Canas, 1986; García et al., 2004; Ortega y Quintanar, 2005; Singh et al., 2007; Escudero et al., 2016; Lermo et al., 2016).

Los estudios sobre $Q(f)$ que se han realizado en el centro de México tienen gran variabilidad en sus resultados. Esto se debe a las diferencias en las características de la fuente de los eventos considerados y las metodologías empleadas. Respecto a esto, la mayoría de estas investigaciones se han llevado a cabo a partir del análisis de sismos con epicentro en la zona de subducción del océano Pacífico. Por otra parte, únicamente en los artículos publicados por Canas (1986), Lermo et al. (2016) y Escudero et al. (2016) se presentan factores de calidad para la FVTM con base en sismicidad local. No obstante, estos estudios analizaron eventos de mecanismos focales variados y distintas fases de los registros.

Considerando lo anterior, una parte de esta investigación consistió en la determinación de valores de $Q(f)$ para distintas regiones en la FVTM considerando el modelo de Aki y Chouet (1975) para sismos corticales e *inslab* regionales (Pérez-Moreno et al., 2021a).

2.5. Respuesta de sitio

Un aspecto fundamental en el diseño estructural de una obra civil es garantizar el cumplimiento de la función para la cual fue proyectada. Esto depende

de su capacidad para soportar las acciones que estarán presentes a lo largo de su vida útil, entre las que destacan por su aleatoriedad, las producidas por eventos sísmicos. Por lo anterior, es importante estimar en forma confiable y precisa la intensidad máxima esperada en el sitio de interés.

No obstante, en función de las condiciones del sitio pueden producirse modificaciones en variables asociadas a la intensidad sísmica, tales como amplitud, duración y contenido de frecuencias. Estos cambios, usualmente referidos como respuesta de sitio o efectos de sitio, tienen un papel importante en la distribución de daños observados y son atribuibles principalmente a la variabilidad en las propiedades geotécnicas del emplazamiento, así como en las características de su topografía superficial y subterránea. Por otro lado, estos efectos pueden asociarse cuantitativamente a variables como el espesor de los sedimentos sobre el basamento rocoso, la velocidad de onda de corte y la frecuencia fundamental de vibración, que es baja para depósitos anchos o materiales blandos y alta para capas muy delgadas (Stanko et al., 2017).

Dentro de los aspectos concernientes a la respuesta de sitio, la amplificación del movimiento del terreno es un fenómeno en el cual se incrementa la amplitud de las ondas sísmicas durante su propagación a través de la estructura geológica. Este es uno de los objetos de estudio más importantes a considerar en proyectos de ingeniería civil, ya que los niveles de amplificación producidos pueden alcanzar hasta dos órdenes de magnitud (Kawase, 2003). La amplificación observable está relacionada con el contraste de impedancia entre las capas superficiales y la roca subyacente, heterogeneidades laterales y las características del campo de ondas incidentes.

En México, uno de los ejemplos más recordados es el sismo del 19 de septiembre de 1985 (M_w 8.1) en la costa de Michoacán. A pesar de que la distancia epicentral a la Ciudad de México era de aproximadamente 400 km, debido a la

amplificación del movimiento del suelo, se tuvieron 5 728 edificios colapsados o severamente dañados y la muerte de 4 287 personas (Çelebi et al., 2018).

Más recientemente, se pueden mencionar los eventos del 8 y 19 de septiembre de 2017. El sismo del 8 de septiembre (M_w 8.2) se originó en la costa de Oaxaca, siendo el de mayor magnitud registrado en el país. Para este evento se han reportado daños en edificaciones cercanas y lejanas al epicentro producidos por efectos de sitio (González Herrera et al., 2020; Guzmán Ventura et al., 2020).

En el caso del sismo del 19 de septiembre (M_w 7.1), ocurrido en el límite entre Puebla y Morelos, hubo pérdidas humanas y materiales en varios estados del país, destacando los valores altos de aceleración registrados en la zona del lago de la Ciudad de México (Sahakian et al., 2018; Buendía Sánchez y Reinoso Angulo, 2019). De igual manera, hay casos reportados de intensidades altas asociadas a eventos de magnitud baja, producidas por amplificaciones del terreno (Singh et al., 2020).

Por otra parte, se pueden mencionar otros casos en el mundo en los cuales se observaron modificaciones en la intensidad sísmica atribuibles a la respuesta del sitio. Entre estos ejemplos están los eventos ocurridos en Chile, el 3 de marzo de 1985 (M_s 7.8) (Çelebi, 1987; Çelebi, 1991), en Loma Prieta, el 18 de octubre de 1989 (M_s 7.1) (Hartzell et al., 1994), en Atenas, el 7 de septiembre de 1999 (M_s 5.9) (Assimaki et al., 2005) y en Bhuj, el 26 de enero de 2001 (M_w 7.7) (Singh, 2015; Singh et al., 2017; Sairam et al., 2018).

En la literatura puede encontrarse una gran variedad de metodologías para evaluar los efectos de sitio. El método más simple es la clasificación en términos del tipo de suelo, que fue implementada en la primera versión del código de construcción japonés. Sin embargo, la amplificación del movimiento del terreno tiene una fuerte dependencia de la frecuencia y de las características particulares de cada sitio. Debido a esto, el usar valores promedio para diferentes sitios con la

misma categoría de suelo se aleja de la realidad y tiene una efectividad baja (Kawase, 2003).

Además del mencionado anteriormente, existen otros métodos que se han utilizado frecuentemente para evaluar los efectos de sitio que, de manera general, se pueden clasificar como empíricos y analíticos (Mittal et al., 2013).

2.5.1. Métodos empíricos

Según el tipo y la cantidad de información disponible, pueden usarse los métodos empíricos a partir de registros sísmicos o de ruido ambiental medidos en el sitio de interés. La efectividad de estas técnicas radica en que se basan en mediciones reales del movimiento del terreno.

Como puede observarse en la ecuación (53), el movimiento medido en un sitio particular U puede considerarse como una convolución en el dominio del tiempo o una multiplicación en el dominio de la frecuencia de términos asociados a la fuente S , la trayectoria P y el sitio H :

$$U(f) = S(f) \times P(f) \times H(f) \quad (53)$$

donde f es la frecuencia.

Con base en el término $H(f)$, también conocido como función de transferencia del sitio (Perron et al., 2018), es posible obtener factores de amplificación asociados a una posición de referencia en función de la frecuencia. Para realizar esto, el método SSR (*Standard Spectral Ratio*) (Borcherdt, 1970) es el más confiable y frecuentemente utilizado.

Este enfoque se basa en el registro simultáneo de un mismo evento en al menos dos estaciones relativamente cercanas en comparación con la distancia hipocentral (Figura 18).

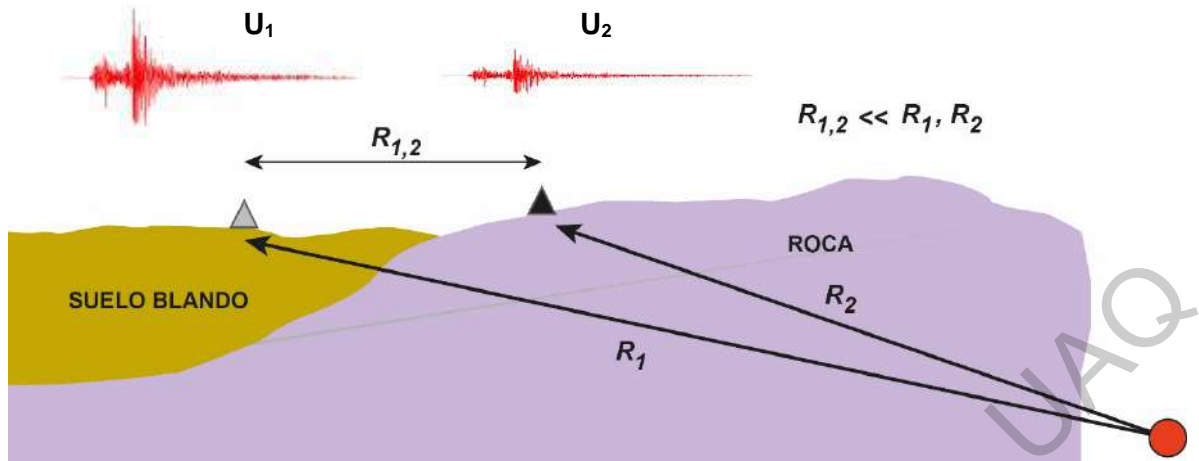


Figura 18. Esquema de la técnica SSR (*Standard Spectral Ratio*).

La estación localizada en las mejores condiciones geológicas posibles se usa como referencia para estimar los niveles de amplificación existentes en la otra estación. En la ecuación (54), las funciones de transferencia se obtienen normalizando el espectro de amplitud de Fourier obtenido en el sitio de interés con respecto del correspondiente en el sitio de referencia. Dada la cercanía entre los dos sitios considerados, en este enfoque se asume que los términos de fuente y de trayectoria asociados a las señales medidas en ambas estaciones son iguales, por lo tanto:

$$SSR_{1/2}(f) = \frac{U_1(f)}{U_2(f)} = \frac{\cancel{S_1(f)} \times \cancel{P_1(f)} \times H_1(f)}{\cancel{S_2(f)} \times \cancel{P_2(f)} \times H_2(f)} = \frac{H_1(f)}{H_2(f)} \quad (54)$$

No obstante, la aplicación de esta técnica requiere una gran cantidad de registros sísmicos en las dos estaciones, con una buena relación señal/ruido y que la estación de referencia se encuentre “libre” de efectos de sitio. El cumplimiento de estas condiciones no siempre es posible en la práctica, por lo que el uso de registros de ruido ambiental es una alternativa que se utiliza frecuentemente.

Las ventajas del uso de ruido ambiental radican principalmente en que no se requieren registros sísmicos que cumplan con las condiciones mencionadas anteriormente y que los datos pueden obtenerse fácilmente de fuentes naturales o antropogénicas. Sin embargo, debe considerarse que la energía asociada al ruido ambiental no puede compararse con la liberada durante un evento sísmico.

Asimismo, la respuesta de sitio producida es diferente en ambos casos, ya que el ruido ambiental se compone principalmente de ondas superficiales, al estar localizadas la mayoría de las fuentes asociadas sobre la superficie terrestre. Por el contrario, las señales producidas por un sismo se componen mayormente de ondas de cuerpo en su porción más energética (Perron et al., 2018).

Otra limitante para considerar es que, a diferencia del movimiento del terreno producido por un evento sísmico, en el ruido ambiental es complicado separar las contribuciones asociadas a la fuente, la trayectoria y el sitio, ya que su naturaleza es aleatoria y proviene de diversas fuentes.

La técnica HVSR (*Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*) (Nakamura, 1989) es el método más utilizado para estimar la frecuencia fundamental de sitio (f_0) a partir de registros de ruido ambiental, con la desventaja de que no permite una determinación precisa de la función de transferencia.

Este método consiste en calcular la relación espectral entre la media de las componentes horizontales y la componente vertical de los registros de ruido medidos en una sola estación:

$$HVSR(f) = \frac{u_{1H}(f)}{u_{1V}(f)} \quad (55)$$

Por otra parte, a partir del trabajo publicado por Lermo y Chávez-García (1993), se ha aplicado esta técnica con base en registros sísmicos de una sola estación. Para este fin, se utiliza la parte más energética de los registros, generalmente iniciando a partir de la llegada de la onda S.

Debido a su facilidad y rapidez de aplicación, el método HVSR se ha utilizado frecuentemente en estudios de microzonificación sísmica, existiendo algunos que reportan factores de amplificación basados en su uso. No obstante, la suposición de que los picos obtenidos con este análisis corresponden a la amplificación del sitio nunca ha sido demostrada sistemáticamente. Pero, dado que es una metodología

simple y en algunas circunstancias proporciona una primera idea, aproximada e imprecisa, de posibles efectos de amplificación, con el tiempo se ha transformado una declaración muy general “*HVSR proporciona una idea aproximada sobre algo*”, en una erróneamente aceptada por algunos investigadores “*la gráfica obtenida de HVSR es la curva de amplificación*”.

En el caso de la FVTM, es complicado encontrar una zona libre de efectos de sitio, debido a la gran variabilidad en la geología y en la distribución espacial y temporal de depósitos volcánicos (Ferrari et al., 2012). A la fecha, se han realizado varias investigaciones sobre este tema en México, enfocadas principalmente en el comportamiento de los efectos de sitio en la Ciudad de México.

Ordaz y Singh (1992) analizaron algunos registros de sismos costeros y observaron que las estaciones ubicadas en la zona de la loma en el valle de México presentan amplificaciones 10 veces mayores que las calculadas con relaciones de atenuación. Más adelante, García et al. (2004) compararon las funciones de amplificación en algunas de las estaciones analizadas por Ordaz y Singh (1992). Los registros considerados correspondían a sismos *inslab* con epicentro fuera de la FVTM y se observaron similitudes en los resultados a pesar de las diferencias en el tipo y ubicación de la fuente.

Por otra parte, Singh et al. (2007) discuten brevemente dos curvas HVSR obtenidas para dos estaciones cuyas ubicaciones cruzan la FVTM, a partir de los registros de 9 sismos someros con epicentro en la costa del océano Pacífico.

Lozano et al. (2009) estudiaron la influencia de las características de la fuente en los efectos de sitio en el valle de México, a partir de 36 sismos interplaca e *inslab* con epicentro en México y 12 eventos telesísmicos originados en Sudamérica. Sus resultados concuerdan con los obtenidos por García et al. (2004) y concluyeron que los efectos de sitio observados son independientes de las características y de la ubicación de la fuente.

Clemente-Chávez et al. (2014) presentaron el primer estudio de efectos de sitio en la FVTM con base en sismicidad local superficial. En su artículo, se analizaron las curvas HVSR obtenidas de 22 sismos registrados por 25 estaciones sismológicas ubicadas en la zona de estudio. Los eventos considerados tenían una profundidad menor a 10 km y magnitudes entre 3.6 y 4.3. A partir de las gráficas obtenidas, se calcularon valores promedio para la frecuencia fundamental f_0 y se reportaron los picos observados como factores de amplificación.

Sus resultados son comparados con estudios previos y atribuyen las diferencias encontradas a la ubicación de la fuente. Sin embargo, debido a la limitada cantidad de información utilizada, parte de sus conclusiones se basan en el análisis de algunas estaciones en las que se promedian los resultados obtenidos con uno o dos registros. Adicionalmente, debe considerarse que las curvas obtenidas con la técnica HVSR no son adecuadas para representar la amplificación real en el sitio. Debido a esto, las comparaciones que presentan con respecto a estudios previos no pueden presentarse como absolutas y las conclusiones derivadas de ellas no tienen sustento teórico.

2.5.2. Métodos analíticos

Estos métodos se basan en el estudio de la respuesta dinámica del sitio a partir de modelos numéricos unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales. Frecuentemente, los problemas pueden reducirse a modelos unidimensionales usando análisis lineales, lineales equivalentes y no lineales. Entre estos, las metodologías basadas en análisis lineales equivalentes son ampliamente utilizadas debido a su simplicidad y grado de aproximación (Kumar y Mondal, 2017).

Debido al alcance de esta investigación, la descripción que se muestra a continuación se enfoca únicamente en los análisis lineales equivalentes basados en modelos numéricos unidimensionales. Para una revisión detallada de las bases teóricas de los otros tipos de modelos, se recomienda el libro de Kramer (2011).

2.5.2.1. Propiedades lineales equivalentes

Cuando el suelo es sometido a carga cíclica, como es el caso durante un evento sísmico, sus propiedades pueden estudiarse desde el punto de vista de su comportamiento esfuerzo – deformación, que se caracteriza por ciclos de histéresis como el que se muestra en la Figura 19.

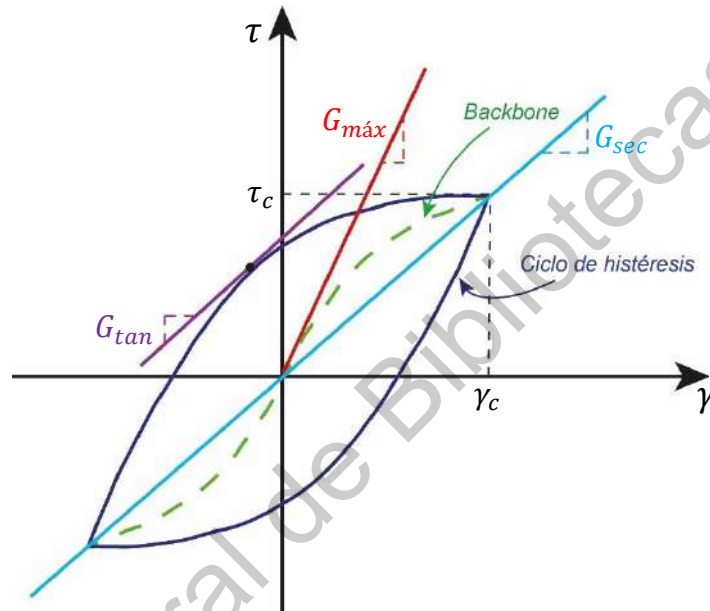


Figura 19. Curva esfuerzo – deformación del suelo bajo carga cíclica.

La representación del comportamiento no lineal del suelo puede realizarse en dos formas: mediante la trayectoria real del ciclo de histéresis y por medio de parámetros que describen su forma general. Las dos características más importantes del ciclo de histéresis son su inclinación y su amplitud.

La inclinación depende de la rigidez del suelo, que puede ser descrita en cualquier punto durante la aplicación de la carga en términos del módulo de corte tangente G_{tan} . Evidentemente, este parámetro varía durante el ciclo de carga, pero puede aproximarse un valor promedio con el módulo de corte secante:

$$G_{sec} = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad (56)$$

donde τ_c y γ_c son las amplitudes del esfuerzo cortante y la deformación correspondiente. Así, el módulo G_{sec} describe la inclinación general del ciclo de histéresis.

La amplitud del ciclo está relacionada con su área, que es una medida de disipación de energía, y puede representarse con la relación de amortiguamiento:

$$\xi = \frac{W_D}{4\pi W_S} = \frac{1}{2\pi} \frac{A_{ciclo}}{G_{sec} \gamma_c^2} \quad (57)$$

donde W_D es la energía disipada, W_S es la máxima energía de deformación y A_{ciclo} es el área del ciclo de histéresis. Bajo estas consideraciones, usando el parámetro ξ se produce la misma pérdida de energía que en un ciclo de histéresis real.

Usualmente, los parámetros G_{sec} y ξ son referenciados como propiedades lineales equivalentes del material. No obstante, es importante considerar que esto es solo un medio para aproximar el comportamiento no lineal real del suelo. Por lo tanto, estos principios no pueden ser aplicados en problemas que involucran deformación permanente o falla, debido a que los modelos lineales equivalentes implican que la deformación siempre volverá a cero después de los ciclos de carga. Asimismo, ya que un material que se rige por un comportamiento lineal no tiene límite de resistencia, la falla no puede ocurrir.

2.5.2.2. Módulo de corte

A partir de pruebas experimentales se ha observado que la rigidez del suelo es influenciada por la amplitud de la deformación cíclica, la relación de vacíos, los esfuerzos efectivos, el índice de plasticidad, el grado de sobreconsolidación y el número de ciclos de carga. De igual manera, el módulo de corte secante varía con la amplitud de la deformación cíclica por corte. A deformaciones pequeñas, el módulo de corte secante es alto y corresponde a $G_{máx}$, pero disminuye cuando la amplitud de la deformación aumenta.

El lugar geométrico de los puntos correspondientes a los extremos de los ciclos de histéresis de varias amplitudes de deformación cíclica se conoce como columna vertebral o curva *backbone* (Figura 19). Su pendiente en el origen, correspondiente a una amplitud nula de la amplitud de la deformación, representa el máximo valor del módulo de corte $G_{m\acute{a}x}$.

Para deformaciones mayores, la relación $G_{sec}/G_{m\acute{a}x}$ disminuye a valores menores que la unidad. Esta disminución se representa gráficamente mediante una curva de reducción de módulo (Figura 20).

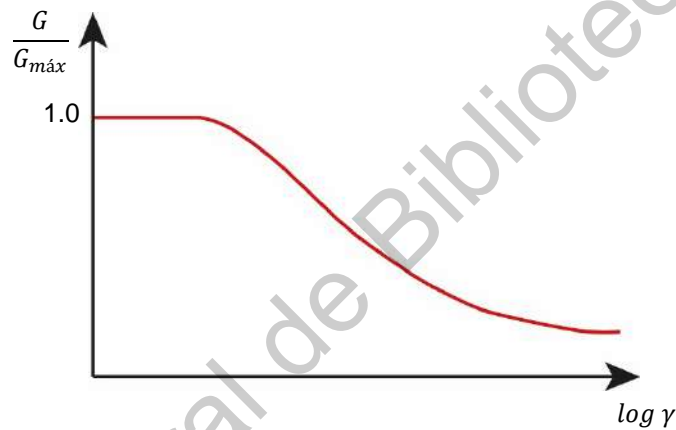


Figura 20. Curva de reducción de módulo.

En consecuencia, la caracterización de la rigidez del suelo requiere de la consideración de $G_{m\acute{a}x}$, así como de conocer la forma en que la relación $G_{sec}/G_{m\acute{a}x}$ varía con la amplitud de la deformación cíclica y variables como el índice de plasticidad (Figura 21).

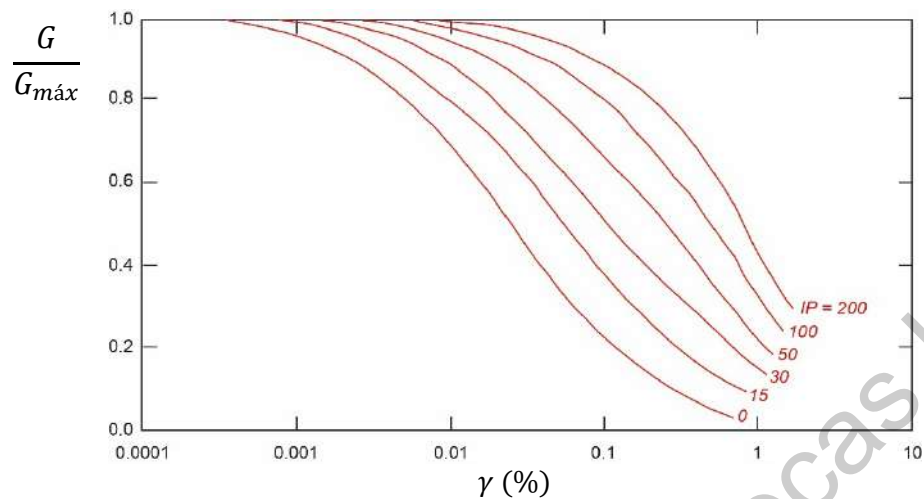


Figura 21. Curvas de reducción de módulo para distintos índices de plasticidad, modificado de Vucetic y Dobry (1991).

2.5.2.3. Relación de amortiguamiento

Contrario a las suposiciones teóricas, se ha observado experimentalmente que a niveles de deformación bajos también hay disipación de energía, de manera que la relación de amortiguamiento nunca es igual a cero. Más allá del umbral de deformaciones cíclicas lineales, la amplitud de los ciclos de histéresis aumenta con la deformación, por lo que la relación de amortiguamiento también incrementa. Por ende, de manera análoga a la reducción de módulo, el amortiguamiento se ve influenciado por características como el índice de plasticidad del suelo (Figura 22).

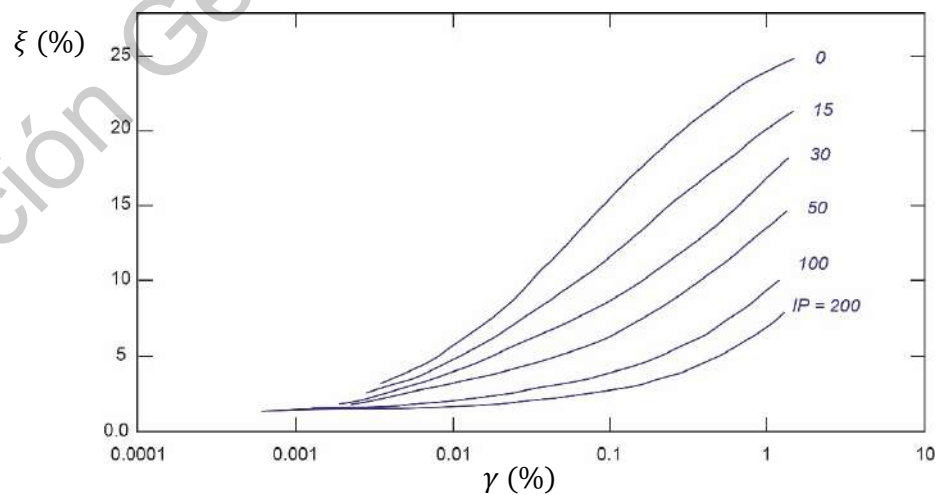


Figura 22. Variación de la relación de amortiguamiento con la deformación para distintos índices de plasticidad, modificado de Vucetic y Dobry (1991).

2.5.2.4. Modelo lineal equivalente

Cuando se genera un sismo, las ondas de cuerpo se propagan desde la fuente en todas direcciones y a medida que hacen contacto con distintos materiales son reflejadas y refractadas. Dado que la velocidad de propagación es menor en los materiales más cercanos a la superficie, estas ondas se reflejan en los límites de las capas del perfil estratigráfico tendiendo a una dirección vertical. De modo que, al llegar a la superficie del terreno, la trayectoria de propagación se vuelve aproximadamente vertical debido a las múltiples refracciones a través del perfil estratigráfico en el sitio (Figura 23).

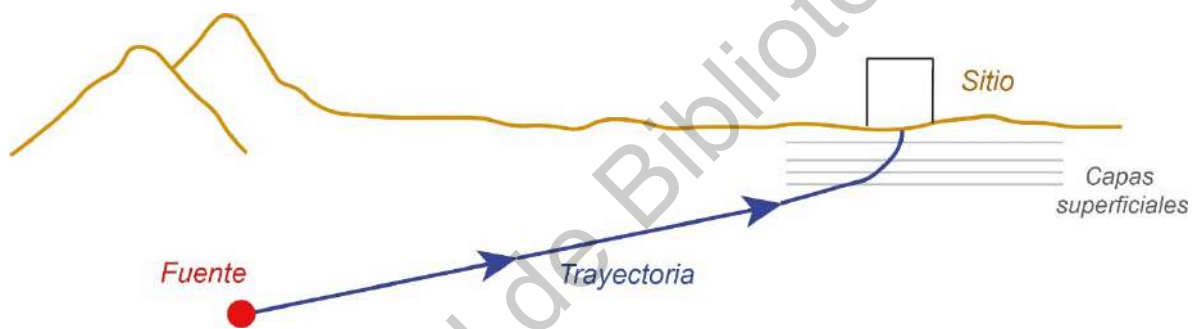


Figura 23. Cambio en la dirección de propagación cerca de la superficie del terreno.

El análisis unidimensional de respuesta de sitio se basa en las hipótesis de que los límites entre los diferentes materiales del perfil son horizontales y que dicha respuesta se debe principalmente a ondas SH que se propagan verticalmente desde la roca subyacente (Kramer, 2011).

En este enfoque, el objetivo principal es la evaluación de funciones de transferencia. De tal forma que, aplicando una transformada de Fourier a las series de tiempo en la roca subyacente y multiplicando por la función de transferencia es posible conocer el movimiento esperado en la superficie del terreno. Por lo tanto, la función de transferencia permite observar las modificaciones en la amplitud del movimiento del terreno debido a las características del sitio.

Considerando un medio semi-infinito, sin confinamiento lateral y estratificado horizontalmente en las distintas capas que componen el perfil de suelo (Figura 24),

la ecuación de movimiento unidimensional para una onda que se propaga verticalmente es:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (58)$$

donde ρ es la densidad de masa, z es el espesor del medio y u es el desplazamiento horizontal. Bajo estas consideraciones, la capa n del medio corresponde al macizo rocoso subyacente al perfil estratigráfico.

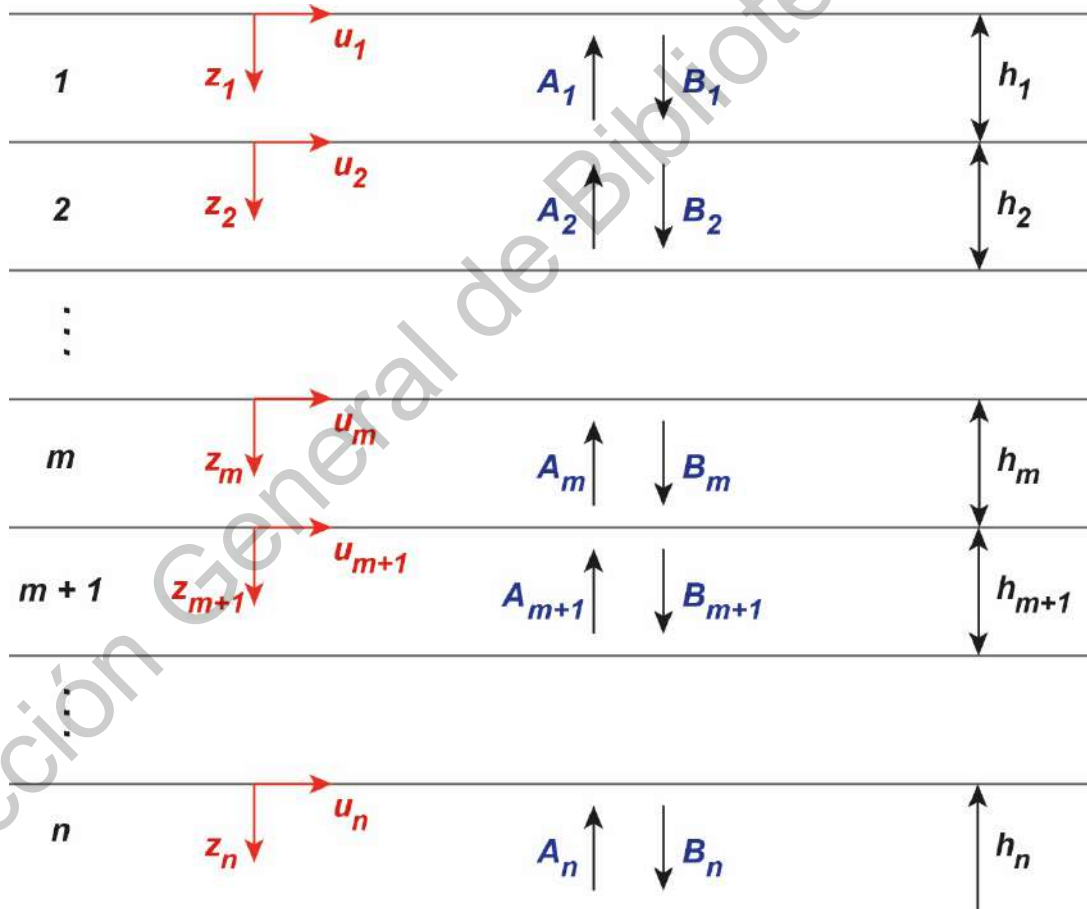


Figura 24. Sistema estratificado horizontalmente.

El modelo lineal equivalente representa la respuesta esfuerzo – deformación del suelo con base en un modelo viscoelástico de Kelvin – Voigt, conformado por un resorte y un amortiguador dispuestos en paralelo (Figura 25).

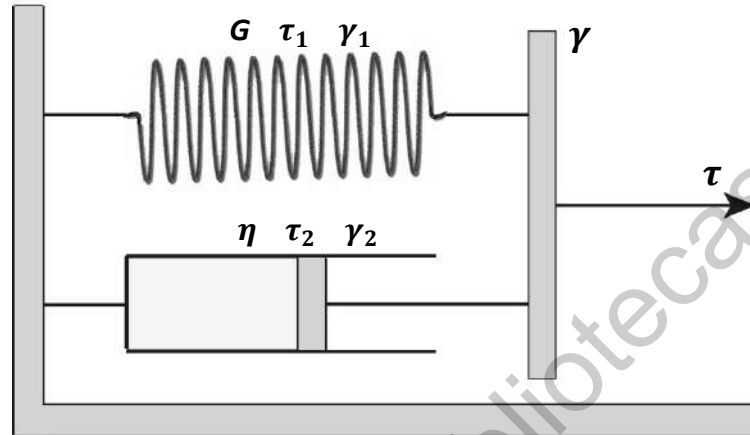


Figura 25. Modelo Kelvin – Voigt.

Para la parte correspondiente al resorte, la relación esfuerzo – deformación puede representarse por medio de la ecuación constitutiva conocida como ley de Hooke:

$$\tau_1 = G\gamma_1 \quad (59)$$

Por otro lado, el comportamiento del amortiguador puede analizarse a través de la ley de viscosidad de Newton:

$$\tau_2 = \eta \frac{\partial \gamma_2}{\partial t} \quad (60)$$

Al estar colocados en paralelo, las deformaciones γ_1 y γ_2 deben ser iguales y, por tanto, se tienen las siguientes relaciones:

$$\gamma = \gamma_1 = \gamma_2 \quad (61)$$

$$\tau = \tau_1 + \tau_2$$

$$\tau = G\gamma_1 + \eta \frac{\partial \gamma_2}{\partial t} \quad (62)$$

En este sentido, el esfuerzo cortante τ depende de la deformación γ y de su derivada parcial con respecto al tiempo:

$$\tau = G\gamma + \eta \frac{\partial \gamma}{\partial t} \quad (63)$$

donde G es el módulo de corte y η es el parámetro de amortiguamiento viscoso.

Sustituyendo la relación anterior en la ecuación (58) y asumiendo que todas las capas de suelo pueden representarse mediante un modelo Kelvin – Voigt:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[G\gamma + \eta \frac{\partial \gamma}{\partial t} \right] \\ \rho \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[G \frac{\partial u}{\partial z} + \eta \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \\ \rho \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} &= G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \end{aligned} \quad (64)$$

Para ondas armónicas, el desplazamiento se puede representar como:

$$u(z, t) = U(z)e^{i\omega t} \quad (65)$$

por lo tanto:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial x^2} [U(z)e^{i\omega t}] = G \frac{\partial^2}{\partial z^2} [U(z)e^{i\omega t}] + \eta \frac{\partial^3}{\partial z^2 \partial t} [U(z)e^{i\omega t}]$$

$$\rho U(z)e^{i\omega t} (i\omega)^2 = G \frac{d^2}{dz^2} U(z)e^{i\omega t} + \eta \frac{d^2}{dz^2} U(z)e^{i\omega t} (i\omega)$$

$$-\rho U(z)\omega^2 = (G + i\omega\eta) \frac{d^2}{dz^2} U(z) \quad (66)$$

$$-\rho U(z)\omega^2 = G^* \frac{d^2}{dz^2} U(z) \quad (67)$$

donde G^* es el módulo complejo de corte y se define como:

$$G^* = G + i\omega\eta \quad (68)$$

Expresando la relación de amortiguamiento como:

$$\xi = \frac{\omega\eta}{2G} \quad (69)$$

puede eliminarse la dependencia con la frecuencia, al sustituir en el módulo complejo de corte de la siguiente manera:

$$G^* = G + i(\omega\eta)$$

$$G^* = G + i(2\xi G)$$

$$G^* = G(1 + 2i\xi) \quad (70)$$

Por otro lado, la solución general de la ecuación (67) es:

$$U(z) = Ae^{ik^*z} + Be^{-ik^*z} \quad (71)$$

y considerando la ecuación (65):

$$u(z, t) = (Ae^{ik^*z} + Be^{-ik^*z}) e^{i\omega t} \quad (72)$$

donde A y B son la amplitud de la onda SH que viaja en las direcciones z negativa y positiva, respectivamente. Asimismo, k^* se conoce como número de onda complejo (Kumar y Mondal, 2017):

$$k^* = \omega \sqrt{\frac{\rho}{G^*}} \quad (73)$$

Tomando en cuenta todo lo anterior, puede obtenerse el esfuerzo τ en los siguientes términos:

$$\tau = G\gamma + \eta \frac{\partial \gamma}{\partial t}$$

$$\tau = G \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) + \eta \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\tau = G \frac{\partial}{\partial z} [(Ae^{ik^*z} + Be^{-ik^*z}) e^{i\omega t}] + \eta \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} [(Ae^{ik^*z} + Be^{-ik^*z}) e^{i\omega t}] \right\}$$

$$\tau = G[(ik^* Ae^{ik^*z} - ik^* Be^{-ik^*z})e^{i\omega t}] + \eta \frac{\partial}{\partial t} \{ [ik^* Ae^{ik^*z} - ik^* Be^{-ik^*z}] e^{i\omega t} \}$$

$$\tau = G(ik^*)[(Ae^{ik^*z} - Be^{-ik^*z})e^{i\omega t}] + \eta(i\omega)(ik^*)(Ae^{ik^*z} - Be^{-ik^*z})e^{i\omega t}$$

$$\tau = (G + i\omega\eta)(ik^*)(Ae^{ik^*z} - Be^{-ik^*z})e^{i\omega t}$$

$$\tau = ik^*G^*(Ae^{ik^*z} - Be^{-ik^*z})e^{i\omega t} \quad (74)$$

Considerando la ecuación (72) en el estrato m , el valor de los desplazamientos en $z = 0$ y $z = h_m$ son:

$$u_m(0, t) = (A_m + B_m) e^{i\omega t} \quad (75)$$

$$u_m(h_m, t) = (A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t}$$

y con base en la ecuación (74) se obtienen los esfuerzos cortantes correspondientes:

$$\tau_m(0, t) = ik_m^* G_m^* (A_m - B_m) e^{i\omega t} \quad (76)$$

$$\tau_m(h_m, t) = ik_m^* G_m^* (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t}$$

Por otra parte, entre las capas m y $m + 1$, los desplazamientos y los esfuerzos deben ser continuos, lo que implica que:

$$u_m(h_m, t) = u_{m+1}(0, t) \quad (77)$$

$$\tau_m(h_m, t) = \tau_{m+1}(0, t)$$

A partir de las ecuaciones (75) a (77), los coeficientes A_m y B_m están relacionados de la siguiente manera:

$$(A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t} = (A_{m+1} + B_{m+1}) e^{i\omega t}$$

$$A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} = A_{m+1} + B_{m+1} \quad (78)$$

$$\cancel{ik_m^* G_m^* (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t}} = \cancel{ik_{m+1}^* G_{m+1}^* (A_{m+1} - B_{m+1}) e^{i\omega t}}$$

$$\frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) = A_{m+1} - B_{m+1} \quad (79)$$

Con base en las ecuaciones (78) y (79) pueden deducirse fórmulas iterativas para las amplitudes A_{m+1} y B_{m+1} en términos de A_m y B_m :

$$A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} = A_{m+1} + B_{m+1}$$

$$\frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) = A_{m+1} - B_{m+1}$$

$$A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} + A_m e^{ik_m^* h_m} \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} - B_m e^{-ik_m^* h_m} \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} = 2A_{m+1}$$

∴

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m \left(1 + \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} \right) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m \left(1 - \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} \right) e^{-ik_m^* h_m} \quad (80)$$

$$A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} = A_{m+1} + B_{m+1}$$

$$\left[\frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) = A_{m+1} - B_{m+1} \right] (-1)$$

$$A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} - A_m e^{ik_m^* h_m} \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} + B_m e^{-ik_m^* h_m} \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} = 2B_{m+1}$$

∴

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m \left(1 - \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} \right) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m \left(1 + \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} \right) e^{-ik_m^* h_m} \quad (81)$$

El algoritmo iterativo se inicia en la superficie del terreno, donde no hay esfuerzo cortante:

$$\tau_1(0, t) = ik_1^* G_1^* (A_1 - B_1) e^{i\omega t} = 0 \quad (82)$$

Desarrollando la expresión (82):

$$ik_1^*G_1^*(A_1)e^{i\omega t} = ik_1^*G_1^*(B_1)e^{i\omega t}$$

\therefore

$$A_1 = B_1 \quad (83)$$

De esta manera, las ecuaciones (80) y (81) se aplican iterativamente en las capas 2 a m . La función de transferencia que relaciona los desplazamientos en las capas m y n es:

$$A_{mn}(\omega) = \frac{u_m}{u_n} = \frac{A_m + B_m}{A_n + B_n} \quad (84)$$

La aplicación de estos principios puede extenderse a movimientos transitorios, que deben ser expresados en términos de series de Fourier.

2.5.3. Factor de decaimiento espectral K

En el ámbito de la ingeniería sísmica, el conocimiento de la forma del espectro de aceleración es de gran importancia en aplicaciones como la predicción y simulación estocástica del movimiento del terreno (Ktenidou et al., 2013). Particularmente, las características del espectro en frecuencias altas y su dependencia de los efectos de sitio son cruciales para el diseño sísmico de estructuras civiles, destacando dos clases: estructuras rígidas con frecuencias naturales mayores a 10 Hz, como presas pequeñas de concreto donde los esfuerzos máximos están controlados por frecuencias altas, y estructuras cuyo equipo resguardado es sensible al movimiento del terreno en frecuencias mayores a 20 Hz, como plantas nucleares (Ktenidou et al., 2017; Palmer y Atkinson, 2020).

Asimismo, se sabe que a medida que las ondas sísmicas se propagan desde la fuente, se modifican en términos de amplitud y frecuencia, atenuándose o amplificándose en función del medio de propagación y de las condiciones

particulares del sitio (Lai et al., 2016). En el fenómeno de atenuación, la amplitud de las ondas disminuye en proporción de la distancia a la fuente. Algunas características de este proceso, ligadas a la fuente y a la propagación en la corteza, pueden visualizarse a partir de la forma del espectro de aceleraciones del terreno.

Como se mencionó en secciones anteriores, la atenuación puede idealizarse en términos ingenieriles como una pérdida fraccional de la energía por ciclo de oscilación, o en términos sismológicos como un decremento exponencial de la amplitud con la distancia. Bajo cualquiera de estas dos perspectivas, el proceso consiste de dos componentes: uno independiente de la frecuencia, que es la atenuación intrínseca, y otra dependiente de la frecuencia, que es el esparcimiento asociado a las heterogeneidades en el medio de propagación (Ktenidou et al., 2013).

Se ha observado a partir de los acelerogramas registrados durante distintos eventos sísmicos que el espectro de las ondas S presenta un decaimiento en frecuencias altas (Purvance y Anderson, 2003). Este decaimiento no puede ser explicado completamente en términos del medio de propagación, ya que también es influenciado por las capas superficiales del sitio. Asimismo, la proporción de la energía en frecuencias altas presente en un registro depende también de aspectos inherentes a la fuente como la cinemática del deslizamiento y la caída de esfuerzos (Edwards y Fäh, 2013; Kumar et al., 2018).

En la literatura especializada pueden encontrarse diversos estudios que han tratado de plantear modelos para representar la forma del espectro. Particularmente se ha observado que en frecuencias bajas y en sitios suficientemente lejanos a la fuente, el espectro de aceleración incrementa en función de ω^2 . Brune (1970) relacionó esta tendencia con el momento sísmico y la frecuencia de esquina con la caída de esfuerzos. Respecto a las frecuencias altas, en estudios posteriores se han presentado diferentes hipótesis, pero se tiene en general un conflicto profundo respecto al origen y comportamiento del decaimiento observado. Hanks y McGuire

(1981) sugirieron que, después de la frecuencia de esquina, el espectro es plano y decae rápidamente después de una segunda frecuencia de esquina debido a efectos asociados a la trayectoria de propagación. No obstante, en algunos casos, esta tendencia dominante de decaimiento inicia cerca de la primera frecuencia de esquina. Por otra parte, Papageorgiou y Aki (1983) propusieron que el decaimiento en frecuencias altas es producido por procesos físicos en la fuente.

Con base en la idea de que en frecuencias altas las amplitudes espectrales del desplazamiento decaen en función de ω^{-2} , Anderson y Hough (1984) propusieron que la forma del espectro de aceleración en esos rangos de frecuencias puede ser descrita por:

$$A(f) = A_0 e^{-\pi\kappa f} \quad (85)$$

definiendo κ como el parámetro de decaimiento espectral (Castro et al., 2000).

A pesar de que κ es un factor muy importante en la modelación de ondas de alta frecuencia, su sustento teórico y su dependencia de varios factores asociados a la fuente, la trayectoria y el sitio aún son muy debatibles. Este factor no solo es importante en la determinación de relaciones de atenuación, sino que también tiene un papel fundamental en la simulación estocástica de movimiento fuertes para limitar la atenuación y la forma espectral de los acelerogramas sintéticos (Lai et al., 2016). En este aspecto, los valores bajos que se han determinado para κ en algunos estudios, se han citado como una de las razones de por qué el movimiento del terreno en frecuencias altas es generalmente mayor en regiones estables que en regiones activas para una misma magnitud y distancia epicentral similar (Kumar et al., 2018). En contraste, los valores altos de κ indican que la mayoría de la energía de alta frecuencia será disipada durante sismos de gran magnitud (Kumar et al., 2020).

En su estudio, Anderson y Hough (1984) observaron una correlación entre los valores observados de κ y la distancia entre la fuente y la estación donde cada

registro fue obtenido. Para su propuesta inicial, plantearon una relación lineal entre estas variables, donde la intersección de la línea de tendencia con el eje vertical, denotada como κ_0 , corresponde a la atenuación de las ondas S cuando viajan verticalmente a través de la geología superficial. Por otra parte, la pendiente de la línea de tendencia correspondería a la atenuación incremental debido a la propagación predominante de las ondas SH a través de la corteza. De manera que, si se identifica la pendiente como κ_R , la relación lineal puede ser escrita como:

$$\kappa = \kappa_0 + \kappa_R R(s) \quad (86)$$

donde $R(s)$ es la distancia epicentral. En este punto, es importante mencionar que, actualmente, no hay un consenso sobre cual distancia se debe utilizar. La distancia hipocentral puede parecer más adecuada, pero conlleva una mayor incertidumbre debido a los posibles errores en la estimación de la profundidad. Por lo anterior, Ktenidou et al. (2013) recomiendan considerar la distancia epicentral.

La expresión (86) se derivó de la observación de que, para sitios con diferentes condiciones de suelo el valor de la intersección difiere sistemáticamente, pero la dependencia con la distancia no estaba correlacionada con esto, por lo que fue considerada similar y atribuible a efectos regionales. Anderson y Hough (1984) no presentan una razón para asumir una dependencia lineal de κ con la distancia, más que la simplicidad de la formulación. Por otro lado, en un estudio posterior, Anderson (1991) sugirió una forma no lineal alternativa para describir esta dependencia con base en una función suave.

Con el paso de los años, se han sugerido diversas metodologías y formas funcionales para el factor κ . Debido a su naturaleza empírica, su comportamiento aún no es bien comprendido y su dependencia con diferentes variables físicas sigue siendo un tema de debate. En este sentido, actualmente no existe una metodología estándar que permita hacer una comparación absoluta entre los valores obtenidos en diferentes estudios, llegando al punto en que la selección de la ventana de frecuencias utilizada para los análisis es meramente subjetiva.

Ligado con lo anterior, en la literatura se han presentado y analizado distintos resultados que podrían ser utilizados para tratar de homogeneizar el proceso para la determinación de los valores de κ . Perron et al. (2017) mencionan que la evaluación de este factor a través de la definición original basada en el espectro de aceleración es difícil en zonas de sismicidad baja, debido a la escasez de sismos locales con magnitud mayor a 3. De hecho, entre más baja sea la magnitud, más bajo el intervalo de frecuencias con buena relación señal/ruido y más alta es la frecuencia de esquina.

Por otra parte, el enfoque presentado por Biasi y Smith (2001) es una alternativa adecuada para sismos de magnitud pequeña, menor a 1. No obstante, la utilización de sismos con valores de magnitud entre 1 y 3 no es ideal ni para este enfoque ni para el clásico de Anderson y Hough (1984). Asimismo, las modificaciones en el espectro inducidas por los efectos de sitio pueden alterar la pendiente del decaimiento y por lo tanto a las estimaciones de κ . Entre más pequeño es el intervalo de frecuencias utilizado, mayor será la influencia de las amplificaciones de sitio (Perron et al., 2017).

Respecto a las formas funcionales, en algunos estudios se han presentado diferentes hipótesis para tratar de dar un sustento teórico al comportamiento del factor κ y se ha considerado una modificación de la ecuación (86) de la siguiente manera:

$$\kappa = \kappa_0 + \kappa_s + \kappa_R R(s) \quad (87)$$

donde κ_s es un término asociado a las características de la fuente sísmica.

No obstante, la mayoría de los estudios que pueden encontrarse en la literatura, modelan κ en términos del sitio y la trayectoria. Ahora bien, las investigaciones que se sustentan en la forma funcional de la ecuación (87), son consistentes en dar un papel clave a las condiciones de sitio, en tanto que los

términos de fuente y distancia tienen importancia variable dependiendo de la región y del estudio en particular (Ktenidou et al., 2014)

2.6. Simulación de movimientos fuertes

El peligro sísmico en un sitio específico está asociado a las máximas intensidades que pueden presentarse durante un sismo. Los estudios realizados al respecto se basan en el análisis estadístico de la información disponible sobre las características de los eventos sísmicos ocurridos. De modo que, es posible expresar el peligro sísmico estimando la probabilidad de que cierto nivel establecido de intensidad sea excedido en un periodo de tiempo comparable a la vida útil de las edificaciones en el sitio. Este procedimiento se conoce como análisis probabilístico de peligro sísmico (PSHA, *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*) y puede encontrarse una discusión rigurosa sobre el tema en la publicación de Gerstenberger et al. (2020).

La realización de un PSHA confiable requiere de una gran cantidad de registros sísmicos. Esto representa un problema en aquellas zonas en donde la frecuencia de ocurrencia de eventos es baja o las mediciones instrumentales son escasas. Un enfoque popular para lidiar con estos casos es la selección de un conjunto de registros con características específicas que se escalan para igualar un espectro de respuesta objetivo. Este procedimiento tiene la importante limitación de que solo cambia la amplitud de los registros seleccionados, pero no su contenido frecuencial, que depende de los factores abordados en las secciones previas de este documento.

Por otra parte, la simulación de movimientos fuertes, mencionada en el capítulo 1, es una alternativa que puede utilizarse en estudios de peligro sísmico para sitios en los que no se tienen suficientes mediciones instrumentales disponibles.

Los métodos de simulación empleados en la actualidad pueden clasificarse como estocásticos y sismológicos (Radu y Grigoriu, 2018). Dentro de este contexto,

en el presente documento se utilizará la terminología mencionada por Boore (2003), refiriendo los medios para simular el movimiento del terreno como “métodos” y cualquier aplicación particular de estos como “modelos”. Esta distinción es importante, ya que los resultados obtenidos utilizando distintos modelos de un método pueden ser diferentes.

Los modelos planteados desde un enfoque estocástico se basan en la idea de considerar a los sismos como ruido gaussiano con duración finita. Estos modelos usualmente se definen en forma paramétrica y se calibran utilizando las propiedades de registros instrumentales existentes. Generalmente, los resultados se ajustan de manera que sean compatibles con espectros de respuesta o con ecuaciones de predicción del movimiento del terreno (GMPE, *Ground Motion Prediction Equations*) para regiones específicas. Sin embargo, los modelos que requieren una gran cantidad de parámetros pueden ser difíciles de calibrar de manera confiable en regiones con pocos registros (Radu y Grigoriu, 2018).

Por otra parte, los modelos realizados con base en el método sismológico involucran en su calibración características de los eventos de naturaleza física. Usualmente, estos modelos son conocidos como “estocásticos” en la literatura especializada, debido a su descripción parcialmente estocástica de la fuente y la trayectoria y se enfocan en sismos específicos (Boore, 2003; Radu y Grigoriu, 2018). A partir de este punto, en el presente documento todo lo referente a los movimientos simulados con base en estos principios será referido como “estocástico”.

Uno de los modelos estocásticos ampliamente utilizados es el SMSIM (*Stochastic Model Simulation* o *Strong Motion Simulation*) (Boore, 2005). En este modelo se considera una fuente puntual sin tomar en cuenta la geometría de la falla, lo cual es razonable cuando la distancia fuente-sitio es grande en comparación con las dimensiones de la fuente. Asimismo, asume que las series de tiempo de aceleración generadas en el sitio están conformadas por aspectos de carácter

determinista y aleatorio. La parte determinista se representa por el espectro de Fourier, como función de la magnitud y la distancia. La parte estocástica implica la modelación del movimiento del terreno como ruido con el espectro subyacente especificado (Atkinson et al., 2009). De manera general, los pasos utilizados en este modelo son:

- 1) Generar una señal aleatoria con distribución normal, media cero y varianza unitaria.
- 2) Recortar la señal multiplicándola por una función de ventana.
- 3) Calcular la transformada de Fourier de la señal obtenida en el paso anterior.
- 4) Normalizar el resultado, de manera que la amplitud de la media cuadrática del espectro sea igual a la unidad.
- 5) Calcular el espectro teórico de fuente puntual, expresando la ecuación (53) de la siguiente manera:

$$A(M_0, R, f) = S(M_0, f) \times P(R, f) \times H(f) \quad (88)$$

donde $A(M_0, R, f)$ es el espectro observado en el sitio; $S(M_0, f)$ es el espectro de fuente a una distancia unitaria; $P(R, f)$ representa el efecto de la trayectoria, que incluye los efectos de la expansión geométrica y la atenuación inelástica; $H(f)$ es el término de sitio; M_0 es el momento sísmico, R es la distancia de la fuente al sitio y f es la frecuencia.

- 6) Multiplicar la ecuación (88) por el espectro de la señal aleatoria normalizado para obtener el espectro de Fourier del movimiento en el sitio.
- 7) Calcular la transformada inversa de Fourier del espectro de sitio para obtener el acelerograma simulado.

Considerando las hipótesis de este modelo, no resulta claro el hecho de que pueda emplearse para realizar simulaciones en sitios cercanos a sismos de gran magnitud. Para superar esta limitación, existe otro tipo de modelos, de fuente finita, que consideran el movimiento del terreno como la suma de las contribuciones de

“subfallas” distribuidas sobre una superficie de falla. En este caso, la contribución al movimiento de cada subfalla puede estimarse mediante la modelación de fuente puntual. Dentro de los modelos de fuente finita pueden mencionarse el FINSIM (*Finite-Fault Simulation*) (Beresnev y Atkinson, 1998) y EXSIM (*Extended Finite-Fault Simulation*) (Motazedian y Atkinson, 2005).

Durante la ocurrencia de un sismo de gran magnitud, hay factores cuya influencia es importante considerar y que no son tomados en cuenta en el modelo SMSIM, como la geometría de la falla y la distribución y heterogeneidad de la ruptura. Para este modelo, Beresnev y Atkinson (1998) consideraron un espectro de fuente ω^2 para cada una de las subfallas con un retardo en el dominio del tiempo para generar el movimiento observado en el sitio. Más tarde, Motazedian y Atkinson (2005) hicieron modificaciones a este modelo para eliminar la dependencia de los resultados con el tamaño de las subfallas introduciendo el concepto de frecuencia de esquina dinámica.

En esta modificación del modelo FINSIM, conocida como EXSIM, cada subfalla se activa con un tiempo de retraso Δt_i . Para cada activación, se genera una onda de fuente puntual con un espectro asociado de la forma ω^2 . Cada una de las contribuciones se consideran en forma conjunta en el dominio del tiempo como:

$$A_{TOTAL}(t) = \sum_{i=1}^N H_i \times A(t - \Delta t_i - T_i) \quad (89)$$

donde $A_{TOTAL}(t)$ es la señal observada en el sitio, $A(t)$ es la señal correspondiente a la activación de la subfalla i , obtenida de la transformada inversa de Fourier de los efectos combinados del espectro de ruido y la ecuación (88), N es el número total de subfallas, Δt_i es el tiempo de retraso en la subfalla, T_i es una fracción del tiempo de subida y H_i es un factor de normalización que puede representarse con la ecuación (90) (Atkinson et al., 2009).

$$H_i = \frac{\left(N \sum \left[\frac{f}{1 + \left(\frac{f}{f_0} \right)^2} \right]^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{\left(\sum \left[\frac{f}{1 + \left(\frac{f}{f_{0ij}} \right)^2} \right]^2 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (90)$$

El tiempo de subida de cada subfalla se basa en su radio dividido entre la velocidad de ruptura, mientras que el tiempo total de radiación desde la fuente se rige por el tiempo requerido por la propagación de la ruptura a lo largo de la longitud de la falla, conforme cada subfalla se activa y se retarda de acuerdo a su arribo al punto de observación (Atkinson et al., 2009).

Los enfoques de SMSIM y EXSIM se basan en la consideración del movimiento como una señal de ruido gaussiano superpuesto a un espectro de fuente de Brune subyacente, caracterizado por una caída de esfuerzos. No obstante, existen diferencias importantes en ambos modelos que pueden conducir a diferencias significativas en la predicción de los movimientos. En el artículo publicado por Atkinson et al. (2009) se presenta una discusión rigurosa de estas diferencias. Asimismo, Boore (2009) presenta modificaciones y mejoras en la implementación de ambos modelos, que cierran la brecha y resultan en resultados más cercanos.

Dentro del campo de la simulación, se han llevado a cabo una gran cantidad de investigaciones, entre las cuales se pueden mencionar el trabajo realizado por Ugurhan y Askan (2010) para un sismo de magnitud 7.1 ocurrido en Turquía en 1999, el evento teórico de magnitud 7.8 en la falla de San Andrés en California (Graves et al., 2011), la simulación para un sismo de magnitud 9.1 en Japón durante 2011 (Ghofrani et al., 2013), y los modelos para los sismos de Vrancea incorporando información previa con un enfoque bayesiano (Radu y Grigoriu, 2018). En el caso particular de México, Rodríguez-Pérez et al. (2012) realizaron la simulación de los

acelerogramas y espectros de aceleración de Fourier mediante el modelo de fuente finita propuesto por Motazedian y Atkinson (2005) para el sismo del 4 de abril de 2010 (M_w 7.2) ocurrido en Baja California Norte, con base en registros de redes regionales y locales.

La mayoría de los antecedentes mencionados se enfocan en eventos sísmicos para los cuales se cuenta con mediciones instrumentales, además de que los modelos utilizados requieren de ciertas variables de entrada para su calibración relacionadas con la fuente sísmica, el medio de propagación y la respuesta del terreno en el sitio de interés. Por lo general, estas variables se obtienen a partir de las características de la zona de estudio con base en registros instrumentales existentes. En el caso de la FVTM, como se mencionó previamente, la información disponible data de las últimas tres décadas y la ubicación de los instrumentos de medición es muy dispersa, por lo cual, son pocos los estudios realizados de donde se puedan obtener las variables de entrada necesarias para realizar una simulación con base en datos observados.

3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

3.1. Hipótesis

La simulación realizada mediante un modelo estocástico permite obtener los espectros de aceleración esperados en el centro y el occidente de la Faja Volcánica Transmexicana asociados a sismos regionales, al considerar información analítica e instrumental disponible y su relación con la fuente sísmica, las características del medio de propagación y la respuesta de sitio.

3.2. Objetivo general

Determinar los valores de las variables de entrada necesarias para realizar simulaciones estocásticas de sismos regionales en la Faja Volcánica Transmexicana, a partir de la información disponible que permita caracterizar cuantitativamente a la fuente sísmica, la atenuación y la respuesta de sitio.

3.3. Objetivos particulares

- 1) Caracterizar el fenómeno de atenuación sísmica en la zona de estudio a partir de registros instrumentales locales disponibles.
- 2) Analizar la respuesta de sitio mediante métodos empíricos y analíticos.
- 3) Determinar las propiedades de la fuente sísmica con base en información analítica y paleosismológica.
- 4) Evaluar la influencia de las variables de entrada en la precisión de los resultados obtenidos en el modelo de simulación.

4. METODOLOGÍA

La metodología de este trabajo consistió en cuatro etapas, establecidas a partir de los objetivos particulares mencionados en el capítulo 3. A continuación, se describen detalladamente las actividades realizadas en estas etapas, así como la información considerada en cada una de ellas.

4.1. Caracterización de la atenuación sísmica

Para esta etapa de la investigación se obtuvo una base de datos inicial de 2735 sismos ocurridos en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) del catálogo de sismicidad del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2021b) entre 1912 y 2019, con magnitudes entre 1.0 y 7.8 y profundidades entre 1.0 y 191 km.

En este aspecto, es importante considerar que hay una baja densidad instrumental en la zona y que la ubicación de las estaciones permanentes es considerablemente dispersa. Asimismo, ha habido variaciones importantes en la operación de las redes sismológicas a través del tiempo (Zúñiga et al., 2020). Por este motivo, los registros analizados únicamente se limitan a los últimos treinta años.

A partir de la base de datos inicial, se hizo una búsqueda de registros en las redes sismológicas ubicadas en la zona de estudio (Tabla 1). Las estaciones consideradas cuentan con sensores de velocidad de banda ancha y son parte de las redes permanentes del Servicio Sismológico Nacional (SSN) (SSN, 2021c), el Centro de Geociencias de la UNAM (CGEO) y GEOSCOPE.

Adicionalmente, se utilizaron los datos de las redes temporales: MesoAmerican Subduction Experiment (MASE) (MASE, 2007; Pérez-Campos, 2008), Colima Deep Seismic Experiment (CODEX) (West, 2006), Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS) (Yang et al., 2009) y Geometry of Cocos plate (GECO) (Rodríguez-Domínguez et al., 2019).

Tabla 1. Redes sismológicas analizadas. La información disponible es variable y depende de los tiempos de operación de cada estación.

| Red sismológica | Periodo de operación |
|------------------------|-----------------------------|
| SSN | 2002 – presente |
| CGEO | 2003 – presente |
| GEOSCOPE | 1990 – presente |
| MASE | 2004 – 2007 |
| CODEX | 2006 – 2008 |
| MARS | 2006 – 2007 |
| GECO | 2013 – 2018 |

Las estaciones pertenecientes a las redes SSN y CGEO están equipadas con sismómetros STS-2 de banda ancha, con frecuencias de muestreo de 80 y 100 Hz. Solo la estación ACIG tiene un sismómetro Trillium 120 con frecuencia de muestreo de 20 Hz. La red GEOSCOPE tiene una estación ubicada en el territorio mexicano, UNM, que cuenta con un sensor de velocidad STS-1 de 20 muestras por segundo. Por otra parte, durante su periodo de operación, las estaciones de la red GECO estuvieron equipadas con sensores Reftek 151B-60 y Guralp 40T. Las redes temporales MASE y CODEX tenían sismómetros CMG 3T y 40T, respectivamente, con frecuencia de muestreo de 100 Hz. Asimismo, la red MARS estaba equipada con sensores CMG 3T de 40 muestras por segundo.

Hay otras redes sismológicas con sensores de aceleración en la zona de estudio que no fueron analizadas en esa etapa, debido a que en la mayoría de sus estaciones no se encontraron registros claros de eventos con epicentros y distancias adecuadas para la metodología empleada.

Para observar la variación de Q a lo largo de la FVTM, se consideró una división en cuatro sectores basada en la geometría de subducción, el espesor de la corteza y la geología, de acuerdo con la información presentada por Ferrari et al. (2012).

Únicamente los registros que cumplieran con las siguientes condiciones fueron utilizados: 1) epicentro y estación ubicados en el mismo sector y distancia epicentral menor a 100 km; 2) llegada clara de ondas P y S, con base en inspección

visual; y 3) relación señal/ruido (S/N) > 2.0. Con estas restricciones, se obtuvo una segunda base de datos de 85 eventos, de los cuales 82 fueron identificados como corticales y 3 como *inslab* (Tabla 2). La ubicación de los epicentros de los sismos considerados se muestra en las Figuras 26 y 27.

Tabla 2. Sismos corticales e *inslab* analizados para la determinación de factores $Q(f)$.

| ID | C/I | Fecha dd/mm/aaaa | Longitud (°) | Latitud (°) | Magnitud* | Profundidad (km) |
|----|-----|---------------------|-----------------|----------------|-----------|---------------------|
| 1 | C | 08/03/1993 | -98.93 | 19.25 | 3.3 | 11 |
| 2 | C | 27/03/1996 | -99.01 | 19.77 | 3.4 | 8 |
| 3 | C | 17/04/1996 | -98.94 | 19.21 | 3.5 | 10 |
| 4 | C | 06/09/1996 | -98.36 | 19.21 | 4.0 | 5 |
| 5 | C | 03/07/1997 | -99.44 | 19.25 | 2.8 | 7 |
| 6 | C | 26/10/1998 | -99.17 | 19.06 | 3.0 | 6 |
| 7 | C | 26/10/1998 | -99.20 | 19.06 | 3.3 | 4 |
| 8 | C | 31/12/1998 | -98.65 | 18.98 | 3.8 | 2 |
| 9 | C | 04/01/1999 | -98.98 | 20.11 | 3.5 | 3 |
| 10 | C | 19/05/1999 | -98.96 | 19.19 | 3.1 | 5 |
| 11 | C | 22/05/1999 | -98.97 | 19.18 | 3.1 | 4 |
| 12 | C | 07/06/1999 | -98.96 | 19.17 | 3.3 | 5 |
| 13 | C | 20/06/1999 | -98.48 | 19.31 | 4.0 | 3 |
| 14 | C | 07/12/1999 | -98.92 | 19.22 | 3.4 | 3 |
| 15 | C | 04/03/2000 | -98.57 | 18.84 | 4.1 | 4 |
| 16 | C | 12/03/2000 | -99.29 | 20.10 | 4.1 | 5 |
| 17 | C | 06/07/2000 | -98.93 | 19.18 | 3.3 | 8 |
| 18 | C | 06/07/2000 | -98.96 | 19.19 | 3.4 | 5 |
| 19 | C | 14/10/2000 | -99.19 | 19.36 | 3.1 | 12 |
| 20 | C | 01/03/2001 | -99.82 | 18.98 | 3.5 | 46 |
| 21 | C | 13/06/2001 | -99.42 | 19.27 | 3.2 | 12 |
| 22 | C | 14/09/2001 | -99.30 | 19.31 | 2.9 | 14 |
| 23 | C | 15/11/2001 | -99.16 | 19.56 | 3.5 | 4 |
| 24 | C | 09/05/2002 | -99.01 | 19.49 | 3.7 | 19 |
| 25 | C | 16/11/2002 | -98.49 | 19.17 | 4.1 | 9 |
| 26 | C | 04/02/2003 | -98.51 | 18.92 | 4.1 | 2 |
| 27 | C | 16/11/2003 | -98.97 | 19.18 | 4.0 | 7 |
| 28 | C | 15/12/2003 | -99.07 | 20.35 | 4.0 | 4 |
| 29 | C | 13/09/2004 | -99.17 | 19.42 | 3.1 | 11 |
| 30 | C | 16/04/2005 | -99.00 | 19.43 | 3.8 | 16 |
| 31 | C | 12/05/2005 | -98.97 | 19.20 | 3.4 | 37 |
| 32 | C | 07/08/2005 | -98.61 | 19.74 | 4.0 | 7 |
| 33 | C | 16/10/2005 | -99.20 | 19.30 | 3.5 | 14 |
| 34 | C | 23/11/2005 | -98.94 | 19.35 | 3.6 | 20 |
| 35 | C | 24/01/2006 | -99.22 | 20.34 | 3.7 | 5 |
| 36 | C | 28/02/2006 | -99.02 | 19.35 | 3.4 | 2 |
| 37 | C | 12/03/2006 | -98.95 | 19.17 | 3.6 | 2 |
| 38 | C | 12/03/2006 | -98.96 | 19.18 | 3.4 | 5 |
| 39 | C | 05/05/2006 | -98.95 | 19.17 | 3.5 | 1 |
| 40 | C | 27/06/2006 | -102.32 | 19.26 | 4.0 | 16 |
| 41 | C | 18/12/2006 | -104.47 | 20.92 | 3.9 | 44 |

*Magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional.

Tabla 2. Continuación

| ID | C/I | Fecha dd/mm/aaaa | Longitud (°) | Latitud (°) | Magnitud* | Profundidad (km) |
|----|-----|---------------------|-----------------|----------------|-----------|---------------------|
| 42 | C | 25/01/2007 | -99.16 | 19.18 | 3.7 | 30 |
| 43 | C | 30/01/2007 | -103.87 | 20.35 | 3.7 | 9 |
| 44 | C | 14/05/2007 | -104.75 | 21.36 | 4.4 | 12 |
| 45 | C | 30/05/2007 | -99.45 | 19.21 | 4.0 | 3 |
| 46 | C | 22/06/2007 | -96.96 | 19.16 | 4.2 | 25 |
| 47 | C | 20/10/2007 | -101.97 | 19.95 | 3.9 | 20 |
| 48 | C | 17/04/2010 | -99.04 | 20.45 | 4.0 | 2 |
| 49 | C | 18/05/2010 | -98.92 | 20.35 | 4.0 | 5 |
| 50 | C | 18/05/2010 | -98.96 | 20.37 | 3.4 | 10 |
| 51 | C | 08/02/2013 | -100.48 | 20.12 | 3.8 | 6.5 |
| 52 | C | 21/06/2013 | -98.74 | 18.52 | 4.0 | 2 |
| 53 | C | 18/09/2013 | -96.79 | 19.62 | 3.3 | 5 |
| 54 | C | 19/07/2014 | -98.97 | 19.17 | 3.5 | 8 |
| 55 | C | 08/11/2014 | -96.78 | 19.51 | 3.6 | 5 |
| 56 | C | 01/12/2014 | -99.22 | 19.35 | 3.4 | 2 |
| 57 | C | 09/08/2015 | -98.21 | 18.96 | 3.7 | 5 |
| 58 | C | 07/11/2015 | -96.70 | 19.73 | 4.1 | 5 |
| 59 | C | 26/12/2015 | -102.11 | 19.55 | 4.0 | 5 |
| 60 | C | 27/12/2015 | -102.11 | 19.54 | 3.9 | 5 |
| 61 | C | 01/04/2016 | -96.64 | 19.63 | 3.1 | 5 |
| 62 | C | 01/04/2016 | -96.73 | 19.68 | 3.4 | 4.1 |
| 63 | C | 01/04/2016 | -96.68 | 19.70 | 3.7 | 4 |
| 64 | C | 16/06/2016 | -96.77 | 19.95 | 3.3 | 10 |
| 65 | C | 27/06/2016 | -96.76 | 19.95 | 3.4 | 10 |
| 66 | C | 08/08/2016 | -96.72 | 19.44 | 3.8 | 20 |
| 67 | C | 29/08/2016 | -98.58 | 18.94 | 3.8 | 3 |
| 68 | C | 08/09/2016 | -96.87 | 19.47 | 3.3 | 5 |
| 69 | C | 26/09/2016 | -96.45 | 19.51 | 3.6 | 10.1 |
| 70 | C | 26/02/2017 | -96.85 | 19.88 | 4.0 | 23.7 |
| 71 | C | 09/07/2017 | -96.81 | 19.69 | 3.5 | 30.7 |
| 72 | C | 04/08/2017 | -96.43 | 19.50 | 3.5 | 10 |
| 73 | C | 10/09/2017 | -99.18 | 19.31 | 2.7 | 9.4 |
| 74 | I | 19/09/2017 | -98.68 | 18.33 | 7.1 | 51.2 |
| 75 | I | 29/09/2017 | -98.66 | 18.35 | 3.8 | 50.7 |
| 76 | C | 24/10/2017 | -98.40 | 18.66 | 3.8 | 16.6 |
| 77 | C | 24/10/2017 | -98.40 | 18.66 | 3.5 | 15 |
| 78 | I | 01/11/2017 | -98.60 | 18.25 | 4.3 | 52.8 |
| 79 | C | 06/11/2017 | -98.44 | 19.19 | 3.1 | 3 |
| 80 | C | 09/11/2017 | -99.19 | 19.38 | 2.0 | 8.5 |
| 81 | C | 18/11/2017 | -98.48 | 18.64 | 3.6 | 32.4 |
| 82 | C | 24/12/2017 | -98.60 | 18.82 | 3.4 | 3.1 |
| 83 | C | 31/12/2017 | -98.43 | 18.62 | 3.6 | 10 |
| 84 | C | 08/06/2018 | -96.75 | 19.95 | 3.9 | 11.5 |
| 85 | C | 30/03/2019 | -96.71 | 19.44 | 3.9 | 5 |

*Magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional.

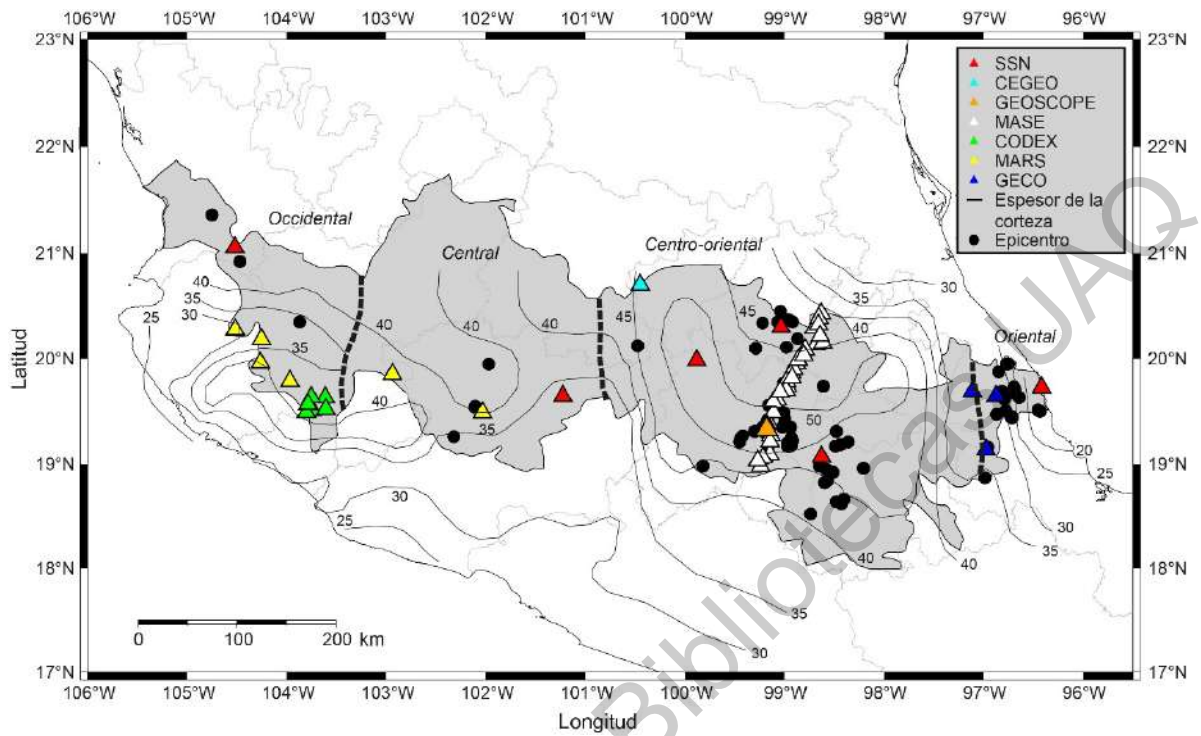


Figura 26. Espesor de la corteza y ubicación de estaciones (triángulos) con registros de sismos corticales (círculos negros).

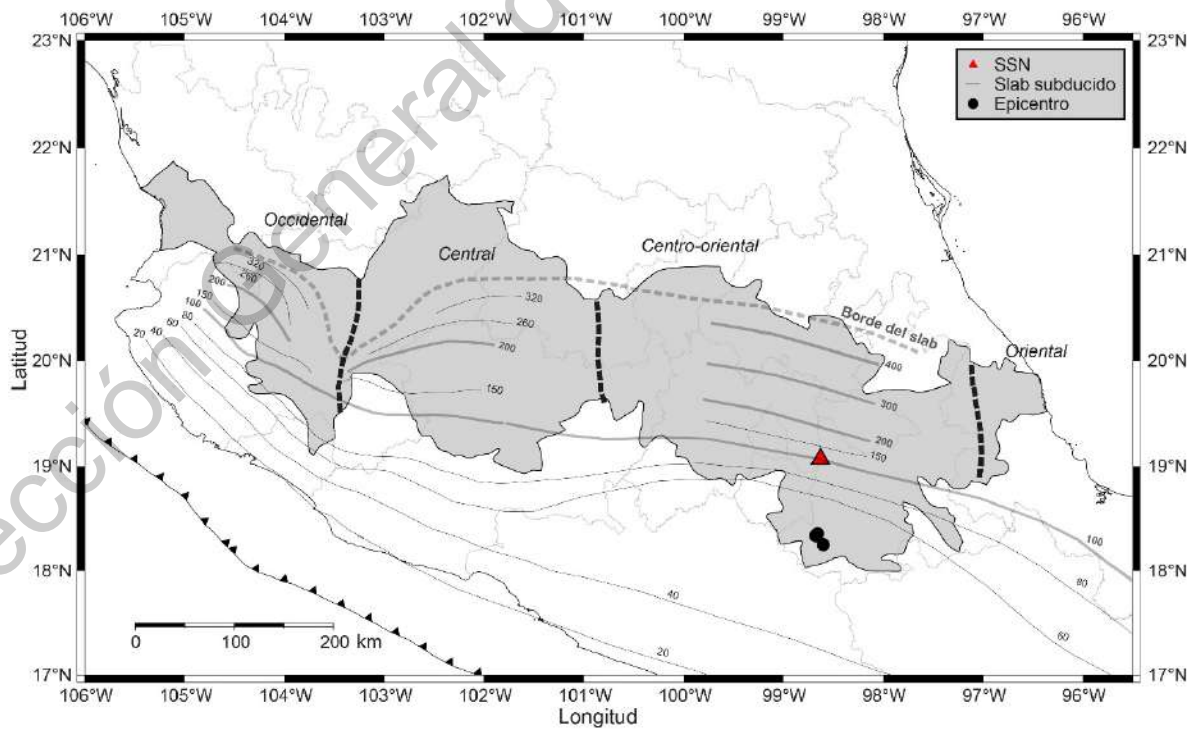


Figura 27. Profundidad del *slab* subducido y ubicación de la estación PPIG (triángulo rojo) con registros de los sismos *inslab* seleccionados (círculos negros).

A pesar de que el factor de calidad $Q(f)$ se emplea como representación de los procesos de disipación de energía y esparcimiento en el medio de propagación, según Havskov et al. (2016) es posible que los valores de Q obtenidos a partir de las ondas de coda sean afectados por las condiciones locales de sitio. Para observar este fenómeno, las estaciones seleccionadas fueron separadas de acuerdo con su ubicación en terreno firme o suelo blando. En este sentido, se realizó un primer análisis considerando únicamente sismos corticales registrados por estaciones localizadas en terreno firme. En la Figura 26 se representan las estaciones ubicadas sobre terreno firme mediante triángulos con borde de color negro, en tanto que los triángulos con borde de color rojo indican la ubicación de estaciones sobre suelo blando.

Ya que las ondas de coda son aleatorias y provienen de todas las direcciones, los resultados no deberían depender de la componente utilizada. Para verificar esta hipótesis, los factores de calidad fueron evaluados para los cuatro sectores usando cada componente por separado y luego las tres juntas. Siguiendo la recomendación de Havskov et al. (2016), se consideró para el factor de dispersión β un valor de 0.5.

Para todos los registros seleccionados, se removieron la media y la tendencia. Asimismo, se aplicó un filtro pasa-bandas Butterworth de dos octavas y ocho polos considerando los intervalos 0.5 – 2.0, 1 – 4, 2 – 8, 4 – 16 y 8 – 32 Hz, con frecuencias centrales de 1, 2, 4, 8 y 16 Hz, respectivamente. En el caso de las redes GEOSCOPE y MARS, los sismómetros tienen una frecuencia de Nyquist de 10 y 20 Hz, de manera que los dos últimos intervalos de frecuencias no pudieron ser utilizados en todos los registros. Debido a esto, la cantidad de valores calculados para Q fue relativamente más alta en los tres primeros intervalos. Por otra parte, la envolvente de los sismogramas filtrados se obtuvo utilizando la transformada Hilbert.

Como mencionan Havskov et al. (2016), una práctica común en estos estudios es considerar el lapso de tiempo, que es el intervalo entre el origen del sismo y el inicio de la ventana a analizar, como el doble del tiempo de llegada de la onda S. No obstante, esto implica que esta variable será diferente para cada evento, además de que la identificación de las fases en los sismogramas es mayormente subjetiva. Por lo tanto, después de realizar una inspección de los registros seleccionados, se tomó un valor común para el lapso de tiempo y la longitud de ventana dependiendo de la distancia epicentral: 30 segundos para distancias menores a 50 km y 45 segundos entre 50 y 100 km.

Una vez obtenida la forma linealizada de $A(f, t)$, el valor de Q pudo determinarse para cada registro filtrado a partir de la pendiente de la recta por medio de un ajuste de mínimos cuadrados. Los valores de Q menores a 10 y mayores a 10 000 fueron descartados y se utilizó un coeficiente de correlación de -0.5 como limitación máxima. Considerando el inverso Q^{-1} , se obtuvieron valores promedio para las tres componentes en cada intervalo de frecuencias. Para calcular estos promedios, fueron utilizados todos los resultados obtenidos de los ajustes de mínimos cuadrados. En este sentido, los valores de Q determinados considerando 30 o 45 segundos fueron utilizados por separado.

A partir de un ajuste de mínimos cuadrados ponderados, se calculó la relación $Q(f) = Q_0 f^\alpha$ para las tres componentes con base en el número de valores de Q para cada frecuencia. En la Figura 28, se muestra un ejemplo del procedimiento seguido para la estimación de Q .

Posteriormente, se realizó un segundo análisis para sismos *inslab* siguiendo el mismo procedimiento y utilizando un lapso de tiempo de 60 segundos (Figura 27). En este caso, solo los registros correspondientes a 3 sismos *inslab* con epicentros ubicados en el sector centro-oriental cumplieron con las restricciones consideradas.

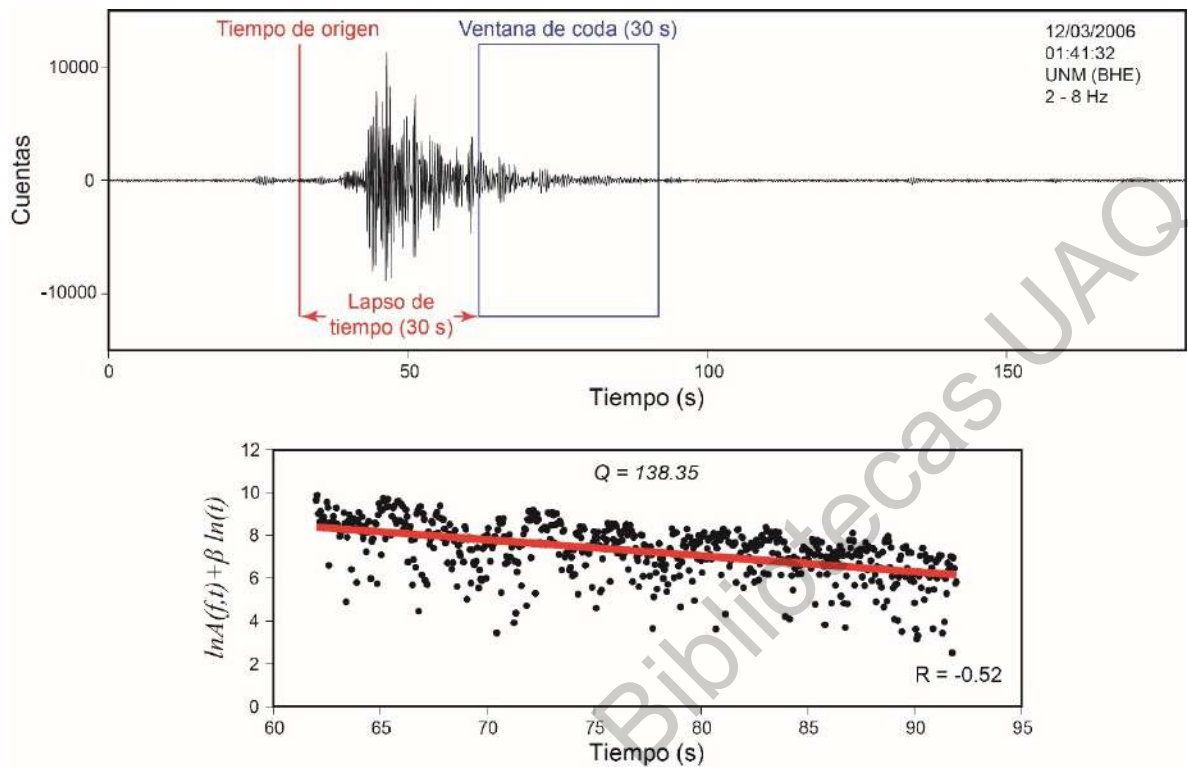


Figura 28. Ejemplo del procedimiento seguido para estimar los valores de Q .

Finalmente, se llevó a cabo un tercer análisis para observar posibles variaciones atribuibles a efectos de sitio. Para este propósito, los datos utilizados inicialmente fueron complementados con los registros de estaciones ubicadas en suelo blando que hubiesen cumplido con los criterios de exclusión.

Resumiendo lo anterior, se realizaron los siguientes análisis para los cuatro sectores:

1° análisis

- Estaciones ubicadas en suelo firme, sismos corticales con distancias epicentrales menores a 50 km, lapso de tiempo y longitud de ventana de 30 segundos.
- Estaciones ubicadas en suelo firme, sismos corticales con distancias epicentrales entre 50 y 100 km, lapso de tiempo y longitud de ventana de 45 segundos.

2° análisis

- Estación PPIG, sismos *inslab* con distancias epicentrales menores a 100 km, lapso de tiempo y longitud de ventana de 60 segundos.

3° análisis

- Todas las estaciones, sismos corticales con distancias epicentrales menores a 50 km, lapso de tiempo y longitud de ventana de 30 segundos.
- Todas las estaciones, sismos corticales con distancias epicentrales entre 50 y 100 km, lapso de tiempo y longitud de ventana de 45 segundos.

4.2. Evaluación de la respuesta de sitio

La segunda etapa de la metodología consistió en dos fases para la evaluación de la respuesta de sitio en la zona de estudio. Para este fin, se obtuvieron funciones de transferencia a partir de dos enfoques: 1) empírico, considerando registros instrumentales disponibles de sismicidad regional y ruido ambiental; 2) teórico, a través de modelos lineales equivalentes.

4.2.1. Sismicidad regional y ruido ambiental

En esta fase se consideró la base de datos de registros sísmicos recabada para la etapa anterior. En este caso, solo los registros que cumplieran con los siguientes criterios fueron considerados: 1) estación y epicentro ubicados en la FVTM; 2) llegada clara de ondas P y S, con base en inspección visual; y 3) relación señal/ruido (S/N) > 2.0. Considerando estas restricciones, se eligieron 352 registros asociados a 24 sismos *inslab* y 97 corticales (Tabla 3, Figura 29).

Tabla 3. Sismos corticales e *inslab* analizados para evaluación de respuesta de sitio.

| ID | Fecha dd/mm/aaaa | Longitud (°) | Latitud (°) | Magnitud* | Profundidad (km) |
|----|---------------------|-----------------|----------------|-----------|---------------------|
| 1 | 08/03/1993 | -98.93 | 19.25 | 3.3 | 11 |
| 2 | 02/11/1994 | -98.90 | 19.41 | 3.7 | 7 |
| 3 | 27/03/1996 | -99.01 | 19.77 | 3.4 | 8 |
| 4 | 17/04/1996 | -98.94 | 19.21 | 3.5 | 10 |
| 5 | 06/09/1996 | -98.36 | 19.21 | 4.0 | 5 |
| 6 | 03/07/1997 | -99.44 | 19.25 | 2.8 | 7 |
| 7 | 25/12/1997 | -98.59 | 18.97 | 4.1 | 11 |
| 8 | 15/03/1998 | -100.26 | 19.50 | 4.2 | 5 |
| 9 | 26/10/1998 | -99.17 | 19.06 | 3.0 | 6 |
| 10 | 26/10/1998 | -99.20 | 19.06 | 3.3 | 4 |
| 11 | 31/12/1998 | -98.65 | 18.98 | 3.8 | 2 |
| 12 | 04/01/1999 | -98.98 | 20.11 | 3.5 | 3 |
| 13 | 19/05/1999 | -98.96 | 19.19 | 3.1 | 5 |
| 14 | 22/05/1999 | -98.97 | 19.18 | 3.1 | 4 |
| 15 | 07/06/1999 | -98.96 | 19.17 | 3.3 | 5 |
| 16 | 15/06/1999 | -97.54 | 18.13 | 7.0 | 63 |
| 17 | 20/06/1999 | -98.48 | 19.31 | 4.0 | 3 |
| 18 | 07/12/1999 | -98.92 | 19.22 | 3.4 | 3 |
| 19 | 04/03/2000 | -98.57 | 18.84 | 4.1 | 4 |
| 20 | 12/03/2000 | -99.29 | 20.10 | 4.1 | 5 |
| 21 | 06/07/2000 | -98.93 | 19.18 | 3.3 | 8 |
| 22 | 06/07/2000 | -98.96 | 19.19 | 3.4 | 5 |
| 23 | 21/07/2000 | -98.97 | 18.09 | 6.0 | 48 |
| 24 | 14/10/2000 | -99.19 | 19.36 | 3.1 | 12 |
| 25 | 15/10/2000 | -99.11 | 19.39 | 2.7 | 5 |
| 26 | 01/03/2001 | -99.82 | 18.98 | 3.5 | 46 |
| 27 | 13/06/2001 | -99.42 | 19.27 | 3.2 | 12 |
| 28 | 14/09/2001 | -99.30 | 19.31 | 2.9 | 14 |
| 29 | 15/11/2001 | -99.16 | 19.56 | 3.5 | 4 |
| 30 | 09/05/2002 | -99.01 | 19.49 | 3.7 | 19 |
| 31 | 04/02/2003 | -98.51 | 18.92 | 4.1 | 2 |
| 32 | 15/12/2003 | -99.07 | 20.35 | 4.0 | 4 |
| 33 | 13/09/2004 | -99.17 | 19.42 | 3.1 | 11 |
| 34 | 16/04/2005 | -99.00 | 19.43 | 3.8 | 16 |
| 35 | 12/05/2005 | -98.97 | 19.20 | 3.4 | 37 |
| 36 | 07/08/2005 | -98.61 | 19.74 | 4.0 | 7 |
| 37 | 16/10/2005 | -99.20 | 19.30 | 3.5 | 14 |
| 38 | 23/11/2005 | -98.94 | 19.35 | 3.6 | 20 |
| 39 | 24/01/2006 | -99.22 | 20.34 | 3.7 | 5 |
| 40 | 28/02/2006 | -99.02 | 19.35 | 3.4 | 2 |
| 41 | 12/03/2006 | -98.95 | 19.17 | 3.6 | 2 |
| 42 | 12/03/2006 | -98.96 | 19.18 | 3.4 | 5 |
| 43 | 05/05/2006 | -98.95 | 19.17 | 3.5 | 1 |
| 44 | 27/06/2006 | -102.32 | 19.26 | 4.0 | 16 |
| 45 | 14/07/2006 | -98.87 | 20.19 | 3.7 | 72 |
| 46 | 18/12/2006 | -104.47 | 20.92 | 3.9 | 44 |
| 47 | 25/01/2007 | -99.16 | 19.18 | 3.7 | 30 |
| 48 | 30/01/2007 | -103.87 | 20.35 | 3.7 | 9 |
| 49 | 14/05/2007 | -104.75 | 21.36 | 4.4 | 12 |
| 50 | 30/05/2007 | -99.45 | 19.21 | 4.0 | 3 |
| 51 | 22/06/2007 | -96.96 | 19.16 | 4.2 | 25 |
| 52 | 20/10/2007 | -102.20 | 19.47 | 3.7 | 75 |
| 53 | 20/10/2007 | -101.97 | 19.95 | 3.9 | 20 |
| 54 | 21/10/2007 | -102.17 | 19.53 | 3.7 | 93 |

*Magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional.

Tabla 3. Continuación

| ID | Fecha dd/mm/aaaa | Longitud (°) | Latitud (°) | Magnitud* | Profundidad (km) |
|-----|---------------------|-----------------|----------------|-----------|---------------------|
| 55 | 23/03/2009 | -97.01 | 18.92 | 3.9 | 46 |
| 56 | 22/05/2009 | -98.46 | 18.11 | 5.7 | 62 |
| 57 | 29/11/2009 | -103.76 | 19.35 | 4.0 | 5 |
| 58 | 17/04/2010 | -99.04 | 20.45 | 4.0 | 2 |
| 59 | 18/04/2010 | -97.46 | 19.27 | 4.0 | 79 |
| 60 | 18/05/2010 | -98.92 | 20.35 | 4.0 | 5 |
| 61 | 18/05/2010 | -98.96 | 20.37 | 3.4 | 10 |
| 62 | 03/10/2010 | -103.52 | 19.48 | 4.0 | 6 |
| 63 | 19/12/2010 | -97.21 | 19.03 | 4.1 | 16 |
| 64 | 28/09/2011 | -96.64 | 19.76 | 4.1 | 23 |
| 65 | 18/05/2012 | -103.44 | 20.26 | 4.4 | 1.6 |
| 66 | 05/10/2012 | -102.26 | 19.45 | 4.2 | 16.1 |
| 67 | 08/02/2013 | -100.48 | 20.12 | 3.8 | 6.5 |
| 68 | 21/06/2013 | -98.74 | 18.52 | 4.0 | 2 |
| 69 | 18/09/2013 | -96.79 | 19.62 | 3.3 | 5 |
| 70 | 14/12/2013 | -103.71 | 19.45 | 4.1 | 104.6 |
| 71 | 24/12/2013 | -103.80 | 19.52 | 3.6 | 3 |
| 72 | 16/01/2014 | -97.26 | 19.27 | 3.4 | 9 |
| 73 | 09/05/2014 | -97.27 | 18.98 | 3.7 | 3 |
| 74 | 19/07/2014 | -98.97 | 19.17 | 3.5 | 8 |
| 75 | 04/08/2014 | -97.83 | 18.18 | 4.0 | 59.2 |
| 76 | 08/11/2014 | -96.78 | 19.51 | 3.6 | 5 |
| 77 | 01/12/2014 | -99.22 | 19.35 | 3.4 | 2 |
| 78 | 06/05/2015 | -97.17 | 19.16 | 3.7 | 10 |
| 79 | 09/08/2015 | -98.21 | 18.96 | 3.7 | 5 |
| 80 | 16/08/2015 | -97.55 | 19.65 | 3.4 | 20 |
| 81 | 25/10/2015 | -97.30 | 19.26 | 3.7 | 77.3 |
| 82 | 07/11/2015 | -96.70 | 19.73 | 4.1 | 5 |
| 83 | 26/12/2015 | -102.11 | 19.55 | 4.0 | 5 |
| 84 | 16/01/2016 | -96.80 | 19.65 | 3.1 | 42.6 |
| 85 | 27/01/2016 | -97.33 | 18.28 | 4.1 | 69.5 |
| 86 | 28/01/2016 | -96.72 | 19.45 | 3.4 | 44 |
| 87 | 08/02/2016 | -97.35 | 19.66 | 4.6 | 6.9 |
| 88 | 13/03/2016 | -97.03 | 19.31 | 3.7 | 55.3 |
| 89 | 01/04/2016 | -97.78 | 18.27 | 3.7 | 58.6 |
| 90 | 01/04/2016 | -96.64 | 19.63 | 3.1 | 5 |
| 91 | 01/04/2016 | -96.73 | 19.68 | 3.4 | 4.1 |
| 92 | 11/05/2016 | -103.52 | 20.81 | 4.8 | 8 |
| 93 | 15/05/2016 | -103.47 | 20.82 | 3.9 | 5 |
| 94 | 11/06/2016 | -97.19 | 18.85 | 3.9 | 12.5 |
| 95 | 16/06/2016 | -96.77 | 19.95 | 3.3 | 10 |
| 96 | 24/06/2016 | -97.40 | 19.23 | 3.4 | 20 |
| 97 | 27/06/2016 | -96.76 | 19.95 | 3.4 | 10 |
| 98 | 12/07/2016 | -103.45 | 20.77 | 3.5 | 5 |
| 99 | 19/07/2016 | -97.38 | 18.29 | 3.9 | 56.7 |
| 100 | 28/07/2016 | -103.45 | 20.73 | 3.9 | 5 |
| 101 | 08/08/2016 | -96.72 | 19.44 | 3.8 | 20 |
| 102 | 29/08/2016 | -98.58 | 18.95 | 3.8 | 3 |
| 103 | 26/09/2016 | -96.45 | 19.51 | 3.6 | 10.1 |
| 104 | 15/10/2016 | -96.99 | 18.87 | 4.1 | 51.3 |
| 105 | 26/02/2017 | -96.85 | 19.88 | 4.0 | 23.7 |
| 106 | 01/06/2017 | -97.04 | 19.24 | 3.8 | 5 |
| 107 | 09/07/2017 | -96.81 | 19.69 | 3.5 | 30.7 |
| 108 | 04/08/2017 | -96.43 | 19.50 | 3.5 | 10 |

*Magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional.

Tabla 3. Continuación

| ID | Fecha dd/mm/aaaa | Longitud (°) | Latitud (°) | Magnitud* | Profundidad (km) |
|-----|---------------------|-----------------|----------------|-----------|---------------------|
| 109 | 10/09/2017 | -99.18 | 19.31 | 2.7 | 9.4 |
| 110 | 19/09/2017 | -98.68 | 18.33 | 7.1 | 51.2 |
| 111 | 29/09/2017 | -98.66 | 18.35 | 3.8 | 50.7 |
| 112 | 01/11/2017 | -98.60 | 18.25 | 4.3 | 52.8 |
| 113 | 06/11/2017 | -98.44 | 19.19 | 3.1 | 3 |
| 114 | 09/11/2017 | -99.19 | 19.38 | 2.0 | 8.5 |
| 115 | 18/11/2017 | -98.48 | 18.64 | 3.6 | 32.4 |
| 116 | 24/12/2017 | -98.60 | 18.82 | 3.4 | 3.1 |
| 117 | 08/06/2018 | -96.75 | 19.95 | 3.9 | 11.5 |
| 118 | 30/07/2018 | -97.34 | 19.27 | 3.9 | 24.6 |
| 119 | 30/03/2019 | -96.71 | 19.44 | 3.9 | 5 |
| 120 | 14/07/2019 | -97.23 | 19.21 | 3.8 | 37 |
| 121 | 23/07/2019 | -97.43 | 19.27 | 4.0 | 32 |

*Magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional.

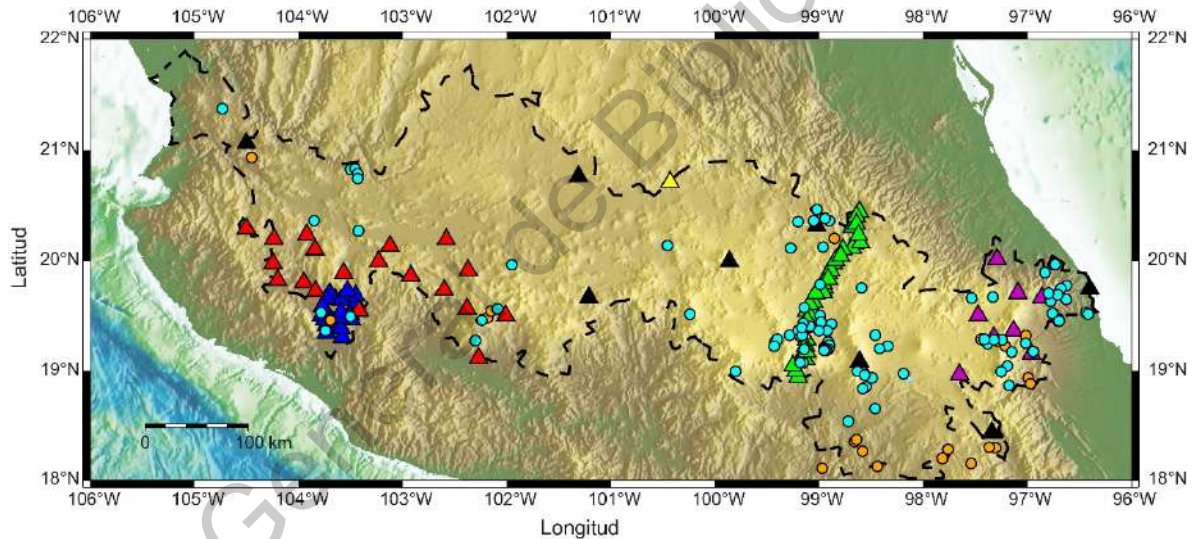


Figura 29. Ubicación de estaciones y epicentros considerados para evaluación de respuesta de sitio.

La cantidad de registros seleccionados en cada estación fue variable y en la mayoría de los casos los datos con las características buscadas fueron considerablemente limitados. Por esta razón, el número de estaciones con las condiciones adecuadas para un análisis SSR fue bajo, por lo que se realizó un análisis HVSR en todas las estaciones con al menos 10 registros. Esta cantidad mínima fue considerada para incluir la mayor cantidad de estaciones posible, tratando de no comprometer la confiabilidad de los resultados.

El procesamiento de los registros fue llevado a cabo en el software Geopsy (Wathelet et al., 2020). Para cada registro se removió la media y la tendencia, y el espectro de aceleración de Fourier fue suavizado usando la función Konno-Omachi (Konno y Ohmachi, 1998), considerando un valor b de 20. Asimismo, se tomaron ventanas cuya longitud incluyera el 95% de la energía total de cada registro, desde la llegada de la onda S.

Debido a la escasez de registros sísmicos, se realizó un análisis HVSR en todas las estaciones usando datos de ruido ambiental. A pesar de que la energía asociada a este fenómeno no se compara con la de un sismo, este segundo análisis permitió incrementar la cantidad de estaciones analizadas y comparar los resultados usando ambos procedimientos.

Para cada estación, se recabó una base de datos de 30 registros de una hora de duración en fechas aleatorias durante su periodo de operación. En todos los registros de ruido ambiental se removieron la media y la tendencia, y se aplicó el mismo proceso de suavizado usado en los registros de sismo. En los análisis HVSR, los registros se dividieron en 60 ventanas de 1 minuto y se utilizó la media cuadrática de las componentes horizontales.

Se consideraron los criterios SESAME (SESAME, 2004) para el análisis y clasificación de las curvas obtenidas. Posteriormente, los resultados fueron correlacionados con las características geológicas de la zona de estudio.

4.2.2. Modelo lineal equivalente

Para la segunda fase de esta etapa se recabaron dos bases de datos que sirvieron para obtener funciones de transferencia sintéticas por medio del modelo lineal equivalente mencionado en la sección 2.5.2.4.

La primera base de datos contiene información sobre 53 curvas de reducción de módulo de corte ($G_{sec}/G_{máx}$) y relación de amortiguamiento (ξ), reportadas en estudios previos (Seed y Idriss, 1970; Schnabel, 1973; Seed et al., 1986; Vucetic y

Dobry, 1991; Electric Power Research Institute, 1993; Rollins et al., 1998; Darendeli, 2001; Menq, 2003; Roblee y Chiou, 2004; Yamada et al., 2008). En las Figuras 30 – 33 se muestran las curvas que conforman esta base de datos, las cuales fueron clasificadas como roca, grava, arena o arcilla, de acuerdo con Bajaj y Anbazhagan (2019).

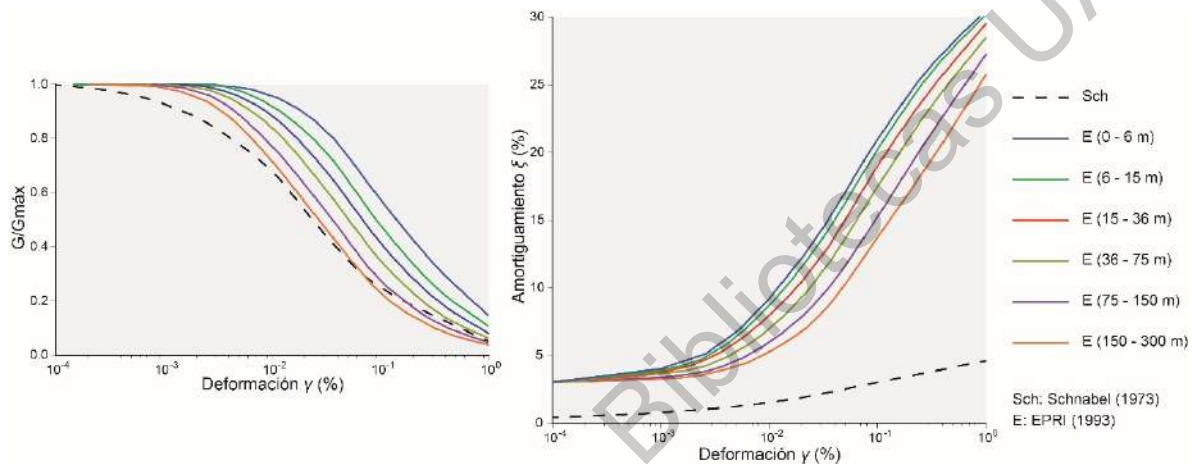


Figura 30. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como roca.

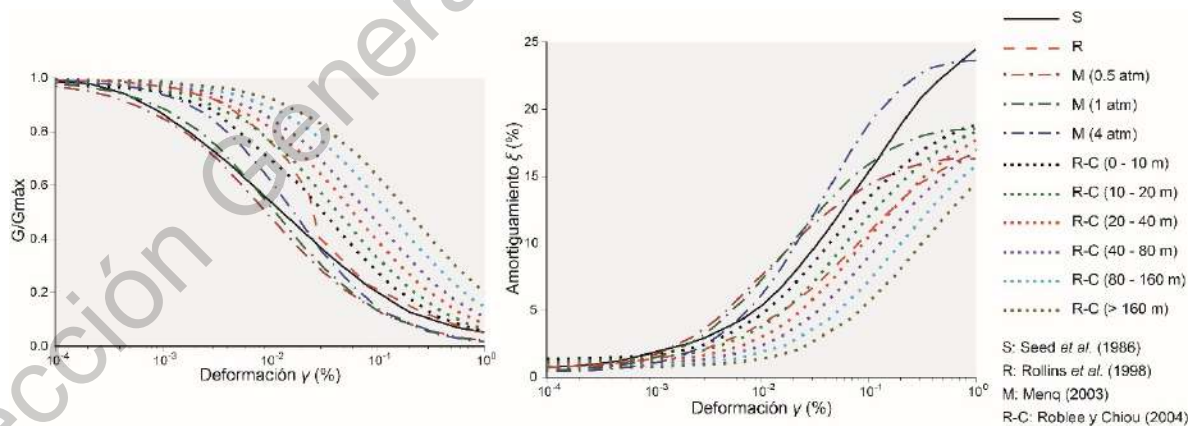


Figura 31. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como grava.

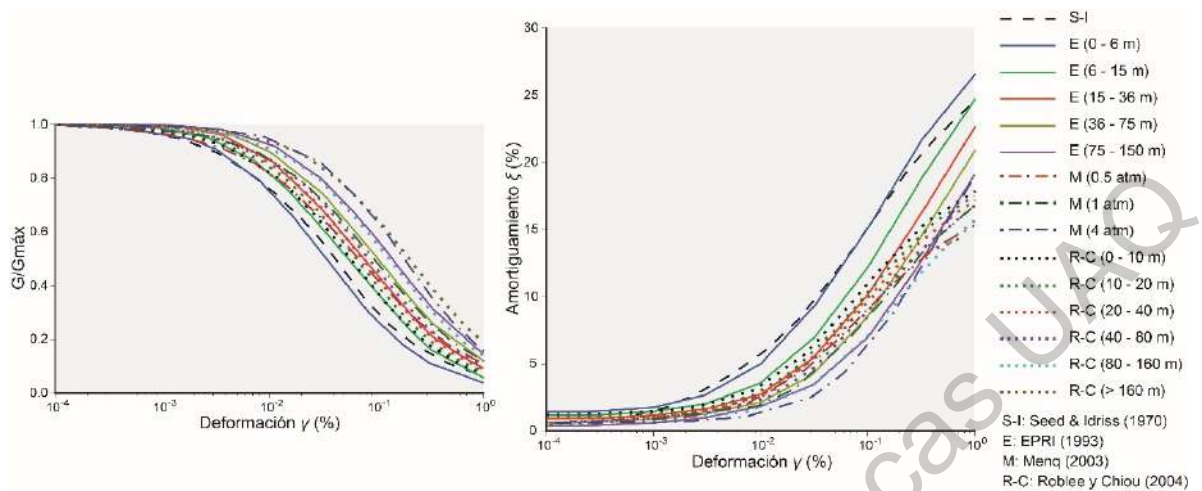


Figura 32. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como arena.

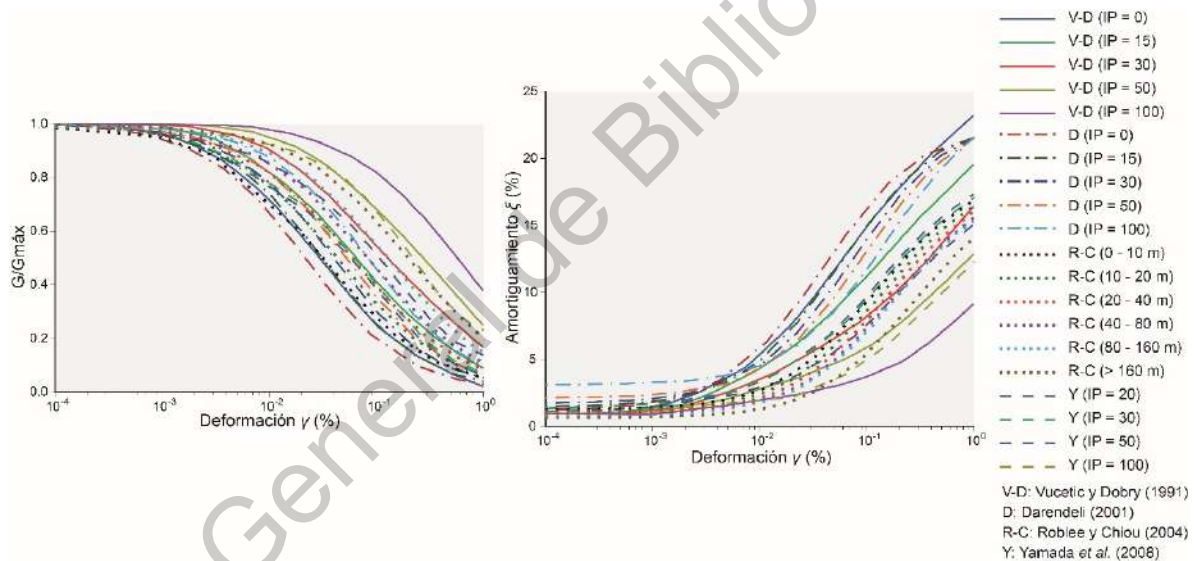


Figura 33. Curvas de reducción de módulo de corte y amortiguamiento vs deformación para materiales clasificados como arcilla.

La segunda base de datos consiste en información detallada de 365 pozos reportados en trabajos previos (Trejo Moedano, 1989; Moore et al., 1994; Aguirre-Díaz, 1996; Arroyo Contreras et al., 1999; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Comisión Estatal de Aguas y Universidad Autónoma de Querétaro, 2002; Arce et al., 2003; Pérez Gálvez, 2004; Bustillos Pineda, 2005; Castro-Govea y Siebe, 2007; Villegas Rodríguez, 2007; Zavala Sánchez, 2007; Sieron y Siebe, 2008; Valdez

Chávez, 2008; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009; Arce et al., 2013; Carrasco-Núñez et al., 2017; Carranza-Edwards, 2018). La Figura 34 muestra un mapa de los pozos que conforman esta base de datos. Debido a las diferencias en la información reportada en cada referencia, solo en 279 de estos pozos se tiene información completa y precisa sobre su ubicación. Asimismo, solo en algunos pozos hay información disponible sobre la velocidad de onda de corte, por lo que se utilizaron los modelos de Gaité et al. (2015) y Spica et al. (2016) para complementar la información.

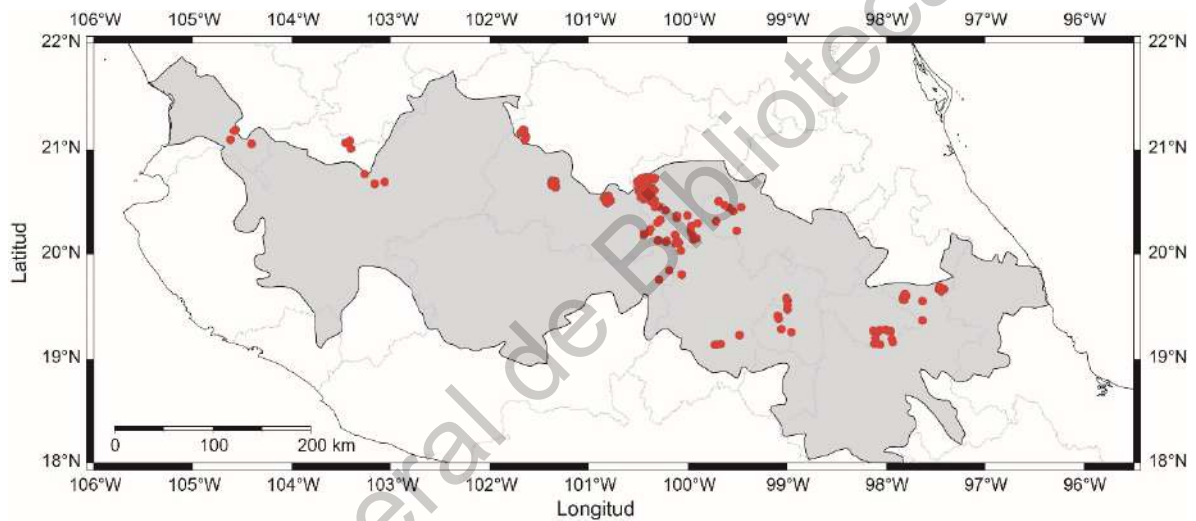


Figura 34. Ubicación de pozos litológicos.

4.3. Caracterización de la fuente sísmica

Como se mencionó en la sección 2.1, existen antecedentes de sismos de gran magnitud reportados a lo largo de la FVTM. Sobre estos se han hecho diversos trabajos en los que se analizan aspectos sobre los daños observados y cuando es posible, variables de carácter físico estimadas a partir de mediciones instrumentales, observaciones en campo y datos históricos disponibles.

Particularmente para los eventos ocurridos antes de la instalación de las redes sismológicas, no siempre se tiene información completa o precisa

concerniente a la fuente. Por lo anterior, se llevó a cabo un ejercicio para estimar las características necesarias para realizar simulaciones en el modelo EXSIM (Motazedian y Atkinson, 2005) para el sismo cortical de Acambay del 19 de noviembre de 1912 y el sismo *inslab* de Puebla ocurrido el 19 de septiembre de 2017, tomando como base la información disponible, modelos y resultados reportados en estudios previos. Para las dimensiones de falla, se consideraron diferentes alternativas, que incluyen relaciones empíricas e información de estudios paleosismológicos.

Respecto a las relaciones empíricas, a partir de una base de datos de 421 sismos ocurridos alrededor del mundo, Wells y Coppersmith (1994) obtuvieron ecuaciones que incluyen variables como momento sísmico, profundidad y dimensiones de la falla, en función de su mecanismo focal. En la Tabla 4 se muestran algunas de las relaciones empíricas correspondientes a eventos de fallamiento normal. En estas expresiones, las dimensiones del plano de falla, longitud L y ancho W están en función de la magnitud de momento sísmico M_w .

Tabla 4. Relaciones empíricas para sismos de falla normal (Wells y Coppersmith, 1994).

| Número de eventos | Coefficiente de correlación | Rango de magnitudes | Relación |
|-------------------|-----------------------------|---------------------|---|
| 15 | 0.81 | 5.2 – 7.3 | $\log L = (-2.01 \pm 0.65) + (0.50 \pm 0.10)M_w$ (91) |
| 23 | 0.86 | 5.2 – 7.3 | $\log W = (-1.14 \pm 0.28) + (0.35 \pm 0.05)M_w$ (92) |

Asimismo, Wesnousky (2008) compiló y analizó los datos correspondientes a 37 sismos de distinto mecanismo focal, mediante lo cual obtuvo una serie de relaciones en términos de variables como la longitud L y el ancho W de ruptura, la relación de aspecto L/W , los desplazamientos máximo $S_{m\acute{a}x}$ y promedio \bar{S} , el momento sísmico M_0 y la magnitud de momento M_w . En la Tabla 5 se presentan algunas relaciones para sismos de mecanismo normal.

Tabla 5. Relaciones empíricas para sismos de mecanismo normal (Wesnousky, 2008).

| Número de eventos | Coefficiente de correlación | Rango de magnitudes | Relación |
|-------------------|-----------------------------|---------------------|---------------------------------|
| 7 | 0.93 | 6.3 – 7.3 | $L/W = (0.120)L^{0.81}$ (93) |
| 6 | 0.36 | 6.3 – 7.3 | $M_w = 6.12 + 0.47 \log L$ (94) |

En la Figura 35 se muestra una comparación de las ecuaciones presentadas por Wells y Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008) en las que se relaciona la longitud de ruptura L con la magnitud de momento M_w para sismos de fallamiento normal.

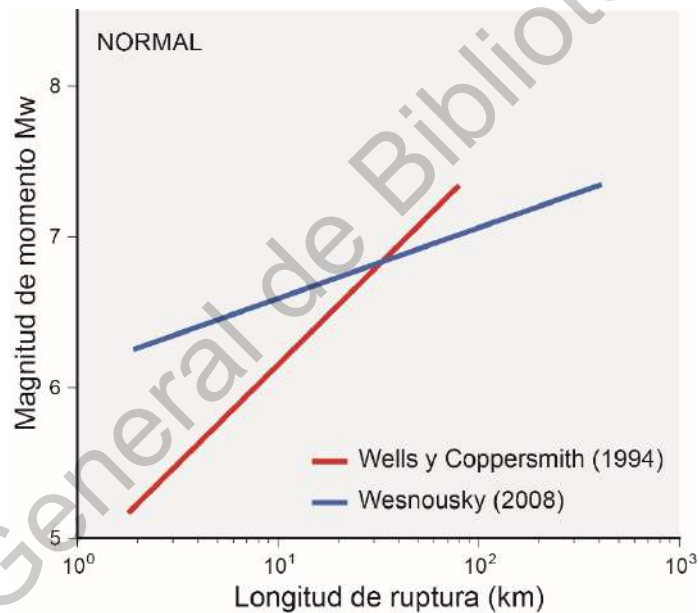


Figura 35. Comparación de relaciones empíricas L vs M_w reportadas por Wells y Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008).

En cuanto a las investigaciones paleosismológicas, en la literatura hay una vasta cantidad de información relacionada con la zona epicentral del evento de Acambay (Suter et al., 1995; Langridge et al., 2000). Como complemento, se consideraron los datos reportados para la región de Maravatío, cercana a Acambay (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017).

Para la caída de esfuerzos se consideró la información disponible para esta misma región en la Base Mexicana de Parámetros de Fuente (BMPF) (Rodríguez-

Pérez et al., 2018). Asimismo, se calcularon valores adicionales considerando las ecuaciones (3), (91) - (94).

Por otra parte, en un estudio reciente se llevó a cabo la digitalización y corrección de los sismogramas originales generados durante el sismo de Acambay (Corona Fernández, 2018). Considerando un plano de falla de 60 x 20 km, se determinó la distribución de deslizamientos a partir de un modelo de inversión lineal por mínimos cuadrados, proponiendo distintos puntos de nucleación para observar la variación en las áreas de ruptura y el error cuadrático medio.

En el análisis del sismo *inslab* de 2017, se tomó la distribución de deslizamientos y el plano de falla reportados por el U.S. Geological Survey (USGS). Para la caída de esfuerzos se tomaron los valores calculados por medio de las relaciones empíricas y se hizo una estimación a partir de los registros en estaciones ubicadas en la FVTM.

4.4. Realización de la simulación estocástica

Con los datos recabados en las etapas anteriores, se llevaron a cabo simulaciones en el modelo EXSIM (*Extended Finite-Fault Simulation*) (Motazedian y Atkinson, 2005). Para la dispersión geométrica, dada la falta de información, se consideró un modelo simple $1/R$ y en la dependencia de la duración con la distancia se utilizó un modelo de un segmento con pendiente de 0.05 (Boore, 2005).

El decaimiento espectral en frecuencias altas se incluyó a partir de la frecuencia $f_{\text{máx}}$ dado que, como se mencionó en la sección 2.5.3, las características de los registros disponibles asociados a sismos de magnitud baja dificultan la aplicación del enfoque clásico de Anderson y Hough (1984) (Perron et al., 2017). Se asumieron valores para la densidad ρ y la velocidad de onda de corte β de 2.8 g/cm³, 3.5 km/s y 3.2 g/cm³, 4.8 km/s, respectivamente para las simulaciones de los sismos de 1912 y 2017.

Para el sismo de Acambay se hicieron simulaciones en 4 estaciones, sin efectos de amplificación, en distintas ubicaciones alrededor de la zona epicentral, con distancias que varían entre 80 y 140 km aproximadamente (Figura 36).

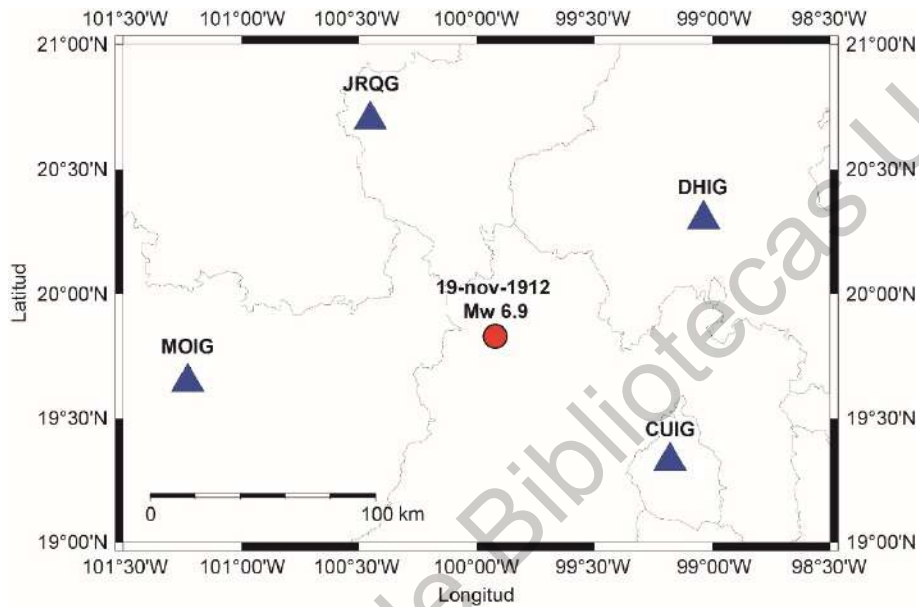


Figura 36. Estaciones para simulación del sismo de Acambay.

Considerando las variables mencionadas en la sección precedente, se plantearon 120 combinaciones en cada estación (Figura 37). Con el fin de observar la influencia de cada variable en los resultados, se realizó un análisis de la varianza (ANOVA, *Analysis of Variance*), tomando como variable de respuesta la aceleración máxima de los acelerogramas sintéticos, para lo cual se hicieron 3 repeticiones de cada simulación, sumando un total de 1 440 simulaciones.

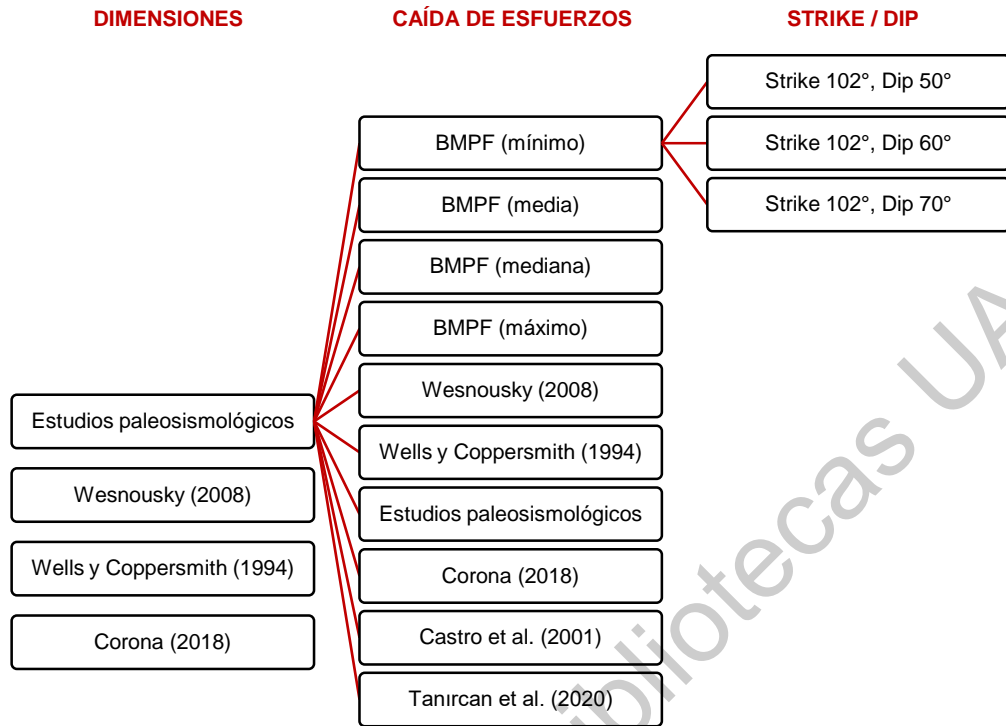


Figura 37. Combinaciones consideradas en las simulaciones del sismo de Acambay de 1912.

Para el sismo de 2017 se llevó a cabo un análisis análogo, buscando hacer una comparación de los resultados con los registros disponibles. De las estaciones mostradas en la Figura 38, en JRQG y CUIG los registros están incompletos debido a fallas en los equipos, en MOIG y ACIG no hay registros disponibles, por lo que las simulaciones se realizaron en las estaciones TPIG, DHIG e IGIG.

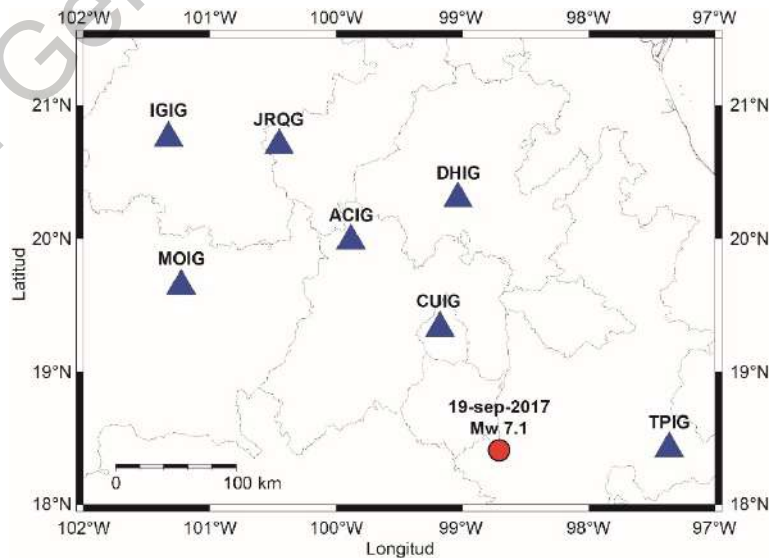


Figura 38. Estaciones para simulación del sismo de Puebla.

En este caso se plantearon 45 combinaciones por estación (Figura 39), con 3 repeticiones para el análisis de la varianza, sumando un total de 405 simulaciones.

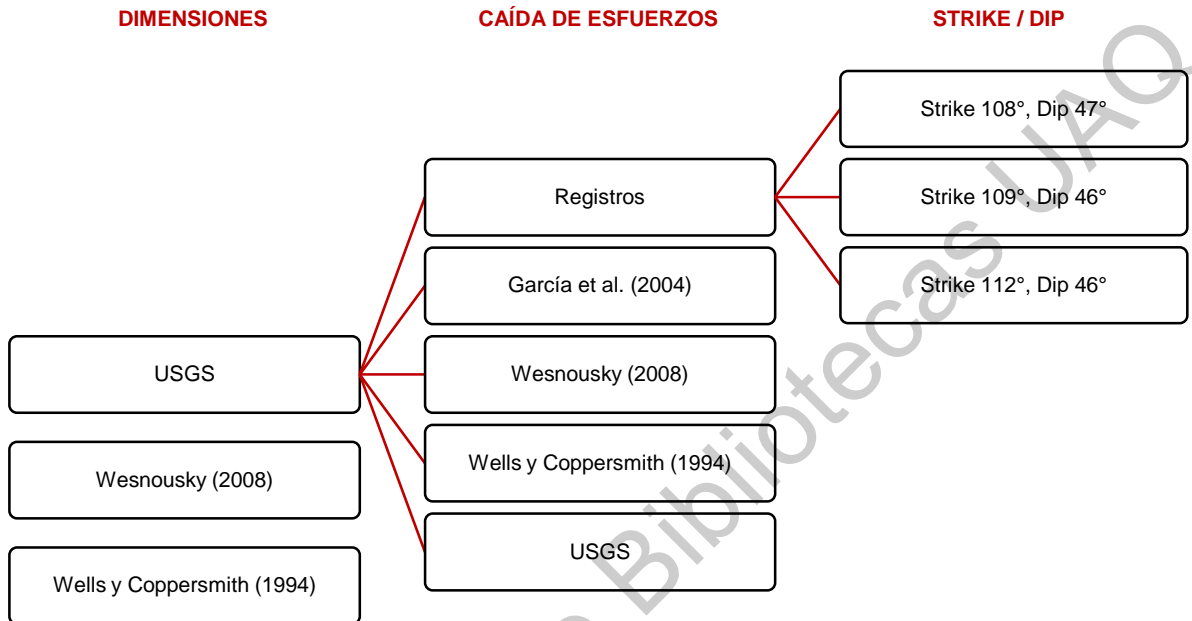


Figura 39. Combinaciones consideradas en las simulaciones del sismo de Puebla de 2017.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Atenuación sísmica

A continuación, se discuten por separado los factores de calidad obtenidos para los cuatro sectores en la zona de estudio (Pérez-Moreno et al., 2021a). Los resultados calculados en los tres análisis se presentan en las Tablas 6 – 8, denotando con ND el número de valores Q obtenidos.

Tabla 6. Valores de Q_0 , α y Q_{10} obtenidos en el primer análisis.

| Sector | Componente | ND | Q_0 | α | Q_{10} |
|---------------------------|------------|-----|-------|-----------|----------|
| Occidental (30 s) | E-W | 10 | 73±1 | 0.84±0.03 | |
| | N-S | 10 | 66±1 | 0.92±0.07 | |
| | Z | 10 | 65±1 | 0.94±0.06 | |
| | Todas | 30 | 68±1 | 0.90±0.05 | 540±67 |
| Occidental (45 s) | E-W | 14 | 111±1 | 1.04±0.16 | |
| | N-S | 15 | 120±1 | 0.87±0.18 | |
| | Z | 11 | 117±1 | 1.11±0.17 | |
| | Todas | 40 | 113±1 | 0.98±0.16 | 1067±133 |
| Central (45 s) | E-W | 10 | 147±1 | 1.19±0.07 | |
| | N-S | 11 | 137±1 | 1.13±0.19 | |
| | Z | 10 | 130±1 | 1.27±0.18 | |
| | Todas | 31 | 142±1 | 1.20±0.12 | 2260±326 |
| Centro-oriental (30 s) | E-W | 304 | 76±1 | 0.92±0.03 | |
| | N-S | 292 | 75±1 | 0.92±0.03 | |
| | Z | 272 | 83±1 | 0.86±0.04 | |
| | Todas | 868 | 78±1 | 0.90±0.02 | 612±41 |
| Centro-oriental (45 s) | E-W | 144 | 104±1 | 0.99±0.12 | |
| | N-S | 155 | 105±1 | 0.98±0.07 | |
| | Z | 144 | 114±1 | 0.99±0.11 | |
| | Todas | 443 | 107±1 | 0.98±0.09 | 958±91 |
| Oriental (30 s) | E-W | 62 | 117±1 | 0.96±0.13 | |
| | N-S | 58 | 115±1 | 0.82±0.15 | |
| | Z | 49 | 114±1 | 0.96±0.10 | |
| | Todas | 169 | 115±1 | 0.91±0.09 | 934±105 |
| Oriental (45 s) | E-W | 27 | 187±1 | 0.85±0.15 | |
| | N-S | 32 | 186±1 | 0.91±0.13 | |
| | Z | 23 | 191±1 | 0.84±0.10 | |
| | Todas | 82 | 186±1 | 0.86±0.12 | 1366±154 |

Tabla 7. Valores de Q_0 , α y Q_{10} obtenidos en el segundo análisis.

| Sector | Componente | ND | Q_0 | α | Q_{10} |
|---------------------------|------------|----|-------|-----------|----------|
| Centro-oriental (60 s) | E-W | 12 | 140±2 | 0.83±0.30 | 949±214 |
| | N-S | 12 | 134±2 | 0.85±0.28 | |
| | Z | 12 | 128±2 | 0.87±0.31 | |
| | Todas | 36 | 134±2 | 0.85±0.30 | |

Tabla 8. Valores de Q_0 , α y Q_{10} obtenidos en el tercer análisis.

| Sector | Componente | ND | Q_0 | α | Q_{10} |
|---------------------------|------------|------|-------|-----------|----------|
| Occidental (30 s) | E-W | 18 | 79±1 | 0.93±0.08 | 665±54 |
| | N-S | 18 | 75±1 | 0.96±0.07 | |
| | Z | 18 | 74±1 | 0.94±0.06 | |
| | Todas | 54 | 76±1 | 0.94±0.06 | |
| Occidental (45 s) | E-W | 25 | 110±1 | 1.05±0.10 | 1121±152 |
| | N-S | 28 | 118±1 | 0.86±0.17 | |
| | Z | 26 | 114±1 | 0.99±0.14 | |
| | Todas | 79 | 113±1 | 0.97±0.13 | |
| Central (45 s) | E-W | 14 | 142±1 | 1.29±0.10 | 2436±403 |
| | N-S | 15 | 123±1 | 1.26±0.15 | |
| | Z | 13 | 122±1 | 1.28±0.18 | |
| | Todas | 42 | 128±1 | 1.28±0.14 | |
| Centro-oriental (30 s) | E-W | 358 | 75±1 | 0.93±0.04 | 617±27 |
| | N-S | 341 | 75±1 | 0.92±0.03 | |
| | Z | 316 | 79±1 | 0.89±0.03 | |
| | Todas | 1015 | 76±1 | 0.91±0.03 | |
| Centro-oriental (45 s) | E-W | 184 | 102±1 | 0.98±0.09 | 1031±114 |
| | N-S | 196 | 103±1 | 0.97±0.06 | |
| | Z | 192 | 112±1 | 0.96±0.10 | |
| | Todas | 572 | 105±1 | 0.97±0.08 | |
| Oriental (30 s) | E-W | 70 | 123±1 | 0.95±0.11 | 1003±93 |
| | N-S | 65 | 105±1 | 0.91±0.13 | |
| | Z | 57 | 117±1 | 0.98±0.10 | |
| | Todas | 192 | 114±1 | 0.94±0.08 | |
| Oriental (45 s) | E-W | 34 | 185±1 | 0.79±0.08 | 1428±198 |
| | N-S | 43 | 187±1 | 0.98±0.21 | |
| | Z | 31 | 185±1 | 0.91±0.16 | |
| | Todas | 108 | 185±1 | 0.89±0.12 | |

5.1.1. Sector occidental

En este sector hay solo una estación permanente del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y las redes MARS y CODEX fueron instaladas temporalmente entre 2006 y 2008. A pesar de la gran cantidad de estaciones pertenecientes a estas redes temporales durante su corto periodo de operación, los registros que cumplieron las restricciones consideradas en esta investigación fueron pocos.

En la Tabla 6 puede observarse que, como se esperaba, los resultados son casi iguales considerando las componentes de cada estación juntas o por separado. Asimismo, cuando se comparan los valores de Q_{10} , se tiene un incremento aproximado de 51% cuando se usa un lapso de tiempo de 45 segundos.

Al utilizar los datos de estaciones ubicadas en suelo blando (Tabla 8), hay una sobreestimación aparente de los valores obtenidos, en comparación con los mostrados en la Tabla 6 cuando se considera un lapso de tiempo de 30 segundos, lo cual puede ser atribuido inicialmente a la influencia de los efectos locales de sitio. Sin embargo, no ocurre lo mismo cuando se usan ventanas de 45 segundos, donde se podrían asociar las pequeñas variaciones a la cantidad de datos analizados.

Por otra parte, se puede hacer una comparación relativa de estos resultados con los reportados por Escudero et al. (2016). En ese estudio se analizó la variación lateral de Q_0 y α correspondientes a la componente vertical, usando registros locales de la red MARS asociados a sismos someros en el occidente de México. Se reportaron valores de Q_0 que varían entre 20 y 90, y de α entre 0.7 y 1.1. Las diferencias con los resultados obtenidos en esta investigación pueden ser atribuidos principalmente a tres variables: el lapso de tiempo utilizado, el factor de dispersión, que no es especificado, y la zona de estudio. La región analizada por estos autores (Figura 40) incluye regiones que no fueron consideradas en el presente trabajo ni en este sector. Asimismo, es importante mencionar que en dicho estudio se usaron datos de origen tectónico diverso, asociados a sismos corticales y de subducción,

lo cual no es adecuado para analizar la atenuación sísmica en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

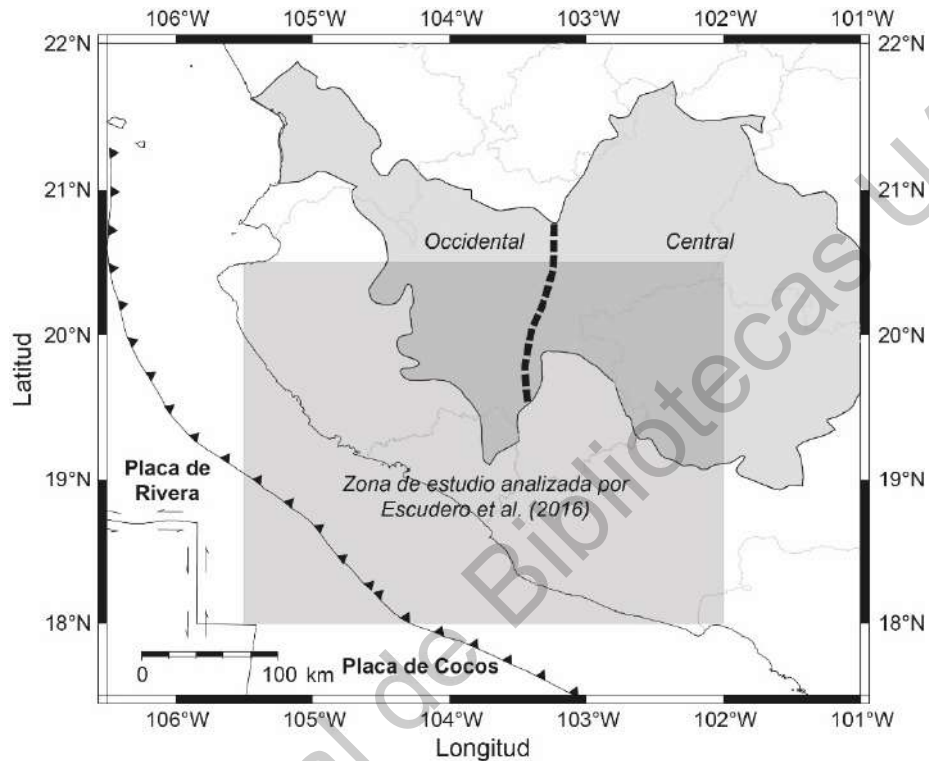


Figura 40. Comparación de las zonas de estudio analizadas en esta investigación y por Escudero et al. (2016).

5.1.2. Sector central

En términos de densidad instrumental, este sector es el más crítico de los cuatro analizados. Así como en el sector occidental, la red MARS contó con varias estaciones ubicadas en esta área durante su periodo de operación, pero los registros que satisficieron las restricciones consideradas fueron pocos.

En este caso, solo se determinaron valores de Q_0 y α para ventanas de 45 segundos. Debe considerarse que, dada la distribución de las estaciones y los epicentros, estos resultados solo representarían a la atenuación sísmica en la parte sur. Por otra parte, dada la escasez de información, los resultados presentados para este sector deben ser utilizados con cautela.

5.1.3. Sector centro-oriental

En esta investigación se ha utilizado la mayor cantidad de registros de sismos corticales analizados hasta la fecha. Se puede hacer una comparación relativa de los resultados de las Tablas 6 – 8 con los presentados por Canas (1986) y Lermo et al. (2016), que obtuvieron factores de calidad a partir de sismos con epicentro y registros en la misma zona de estudio (Figura 41).

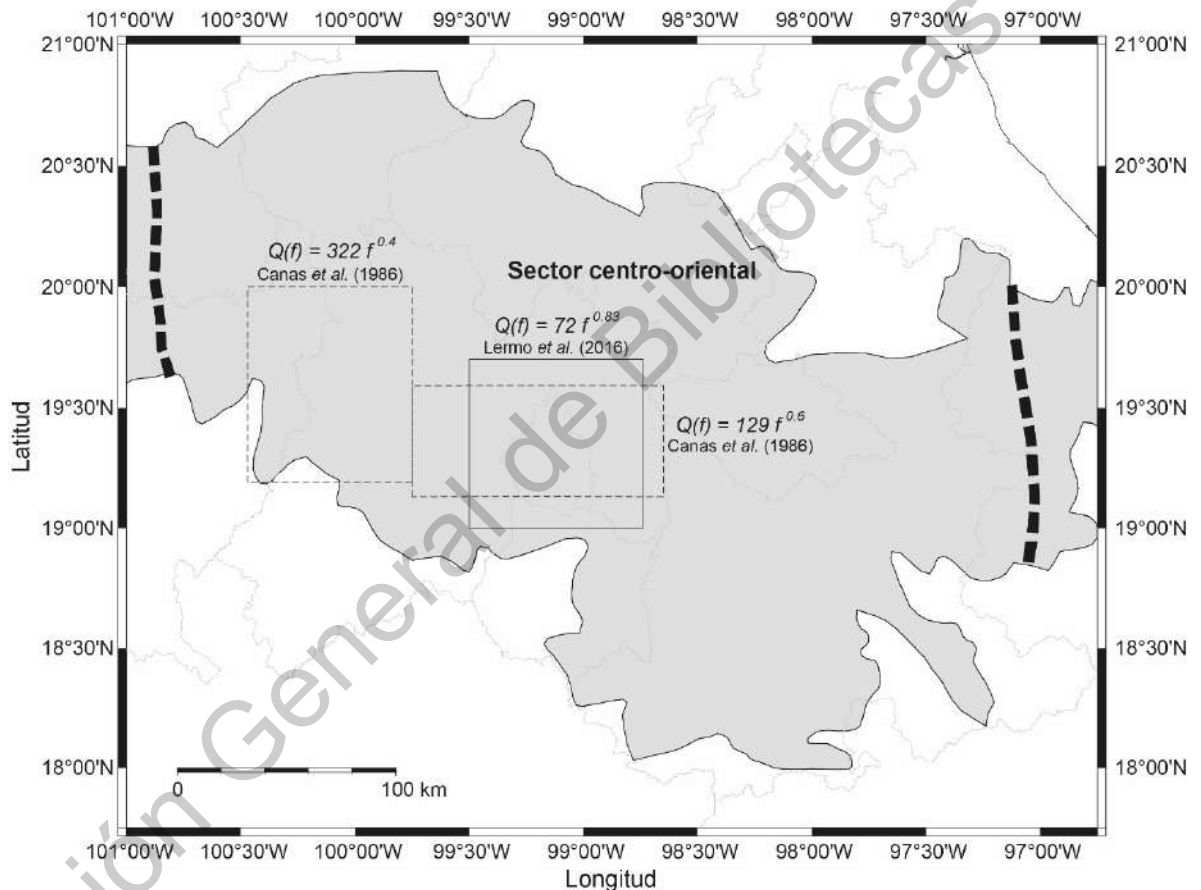


Figura 41. Zonas de estudio analizadas por Canas (1986) y Lermo et al. (2016).

En el estudio de Canas (1986), se determinaron los valores $Q(f) = 322f^{0.4}$ y $Q(f) = 129f^{0.6}$ para dos regiones adyacentes de la FVTM. Esto se realizó analizando sismos locales con profundidad máxima de 42 km, registrados en una única estación. Las diferencias entre los dos factores de calidad reportados fueron atribuidos a la variación en el número de fallas geológicas en una región con respecto de otra.

Por otra parte, Lermo et al. (2016) presentaron en su estudio el factor de calidad $Q(f) = 72f^{0.83}$. El análisis fue llevado a cabo considerando 14 sismos, de magnitud M_w entre 2.3 y 3.8 en el valle de México, con profundidades entre 3 y 21 km, registrados por estaciones ubicadas en la Ciudad de México. El valor reportado sugiere una atenuación mayor para el área que el reportado por Canas (1986). Las diferencias podrían ser atribuidas a diversas variables, tales como la metodología utilizada, la cantidad de estaciones y la calidad de los registros instrumentales.

Para este sector, se realizaron dos análisis adicionales, uno para sismos *inslab* y otro incorporando datos de estaciones que no están ubicadas en terreno firme (Tablas 7 y 8).

El análisis para sismos *inslab* fue llevado a cabo usando registros de la estación PPIG, que está ubicada en el volcán Popocatepetl (Figura 42). Considerando que en este caso se utilizó un lapso de tiempo de 60 segundos, los valores mostrados en la Tabla 7 no son directamente comparables con los mostrados en las Tablas 6 y 8. No obstante, puede observarse que los resultados de $Q(f)$ son relativamente grandes y la desviación estándar de α también aumenta, lo cual puede ser atribuido a la cantidad de datos utilizados.

A primera vista, los valores mostrados en la Tabla 7 contradicen las expectativas debidas a la estructura volcánica subyacente, donde se han reportado niveles altos de atenuación para ondas L_g ($Q(f) \sim 60$) (Shapiro et al., 2000). Sin embargo, la dirección de la trayectoria y las distancias epicentrales consideradas en esta investigación son distintas a las analizadas por Shapiro et al. (2000). Asimismo, se podría argumentar que los resultados obtenidos no son mayormente afectados por el volcán Popocatepetl, ya que el hecho de tomar un lapso de tiempo de 60 segundos implica el muestreo de un gran volumen de material. En este sentido, la diferencia en los valores de $Q(f)$ pueden ser atribuidas al decremento del efecto de esparcimiento con la profundidad.

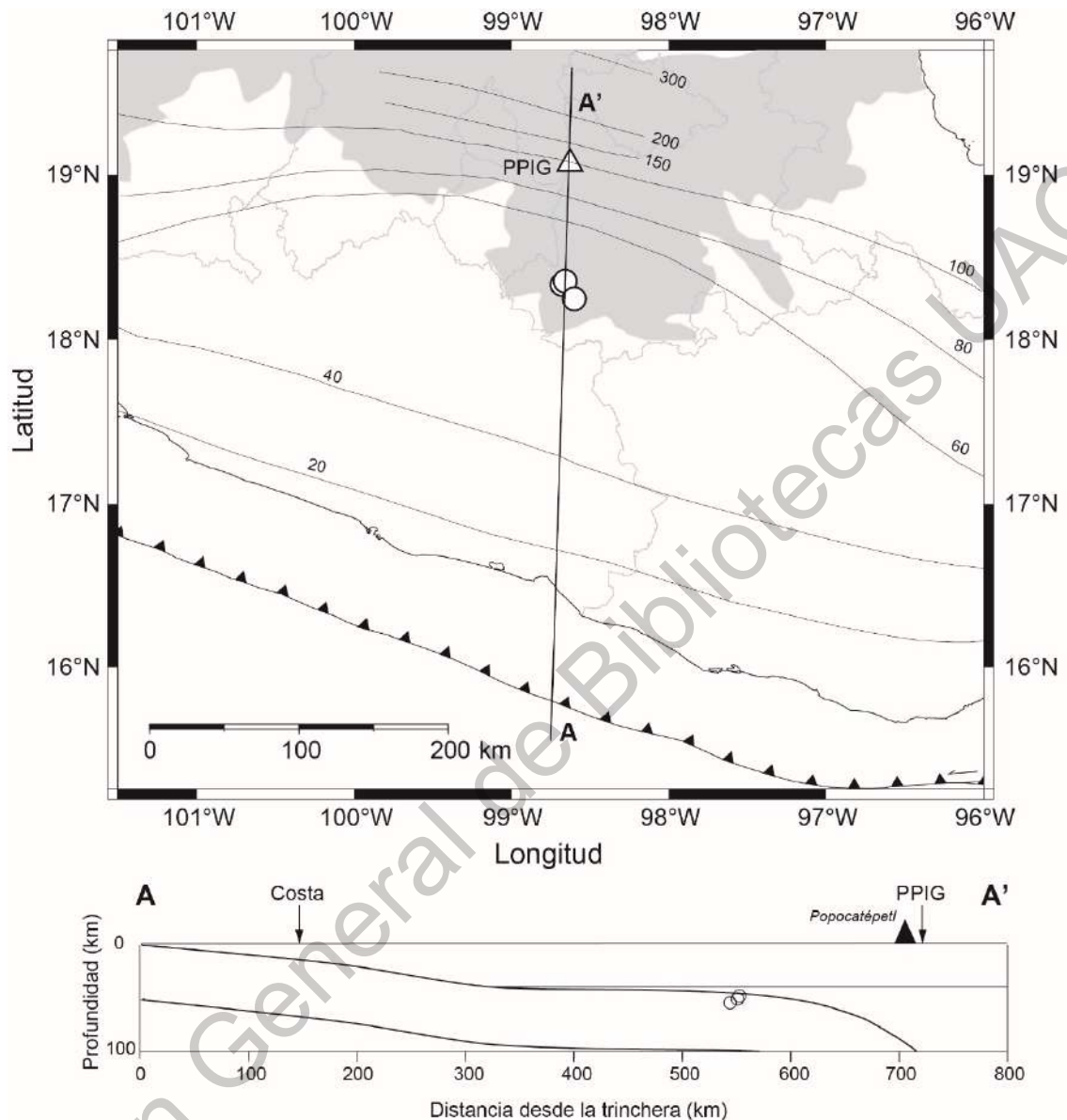


Figura 42. Proyección de los epicentros de sismos *in slab* en una sección transversal.

Al comparar los valores de Q_0 y α mostrados en la Tabla 6, se observa que no hay diferencias significativas con los presentados en la Tabla 8. Esto podría implicar que $Q(f)$ no es afectado por las condiciones locales de sitio, y que sería necesaria una mayor densidad instrumental en el sector occidental para obtener valores más representativos usando un lapso de tiempo de 30 segundos.

5.1.4. Sector oriental

Esta zona es la segunda en términos de la cantidad de registros utilizados, los cuales están ligados a solo cuatro estaciones. A pesar de esto, el área abarcada por este sector es relativamente pequeña en comparación con los otros tres, así que la densidad instrumental no debería representar un problema significativo.

Como se puede observar en las Tablas 6 y 8, no hay mucha variabilidad considerando las componentes individualmente o por separado. Así como en los otros sectores, no se tienen diferencias significativas atribuibles a efectos de sitio. Asimismo, hay un incremento en los valores de Q_0 y α cuando se considera un lapso de tiempo de 45 segundos.

Al analizar los resultados obtenidos en esta etapa de la investigación, es evidente que hay variaciones notables en los cuatro sectores considerados debido a su régimen tectónico. Los sectores central y oriental tienen una baja actividad sismotectónica en comparación con los otros dos. Esto puede ser observado en la cantidad de eventos registrados en estas áreas a través del tiempo (Zúñiga et al., 2020). Por otra parte, los sectores occidental y centro-oriental presentan una actividad mayor debido a diferentes factores: 1) la presencia de fallas geológicas activas; 2) la proximidad del sector occidental a la zona de subducción en la costa del océano Pacífico y 3) la ocurrencia de sismos *inslab* que afecta al sector centro-oriental.

La Figura 43 muestra los valores $Q^{-1}(f)$ presentados en este trabajo y aquellos obtenidos en estudios previos. Respecto a los resultados reportados previamente en la FVTM, no es posible hacer una comparación absoluta por las diferencias en los datos y en las metodologías utilizadas. Sin embargo, es interesante ver la notable influencia que implican estas variaciones, incluso para estudios que cubren una misma área.

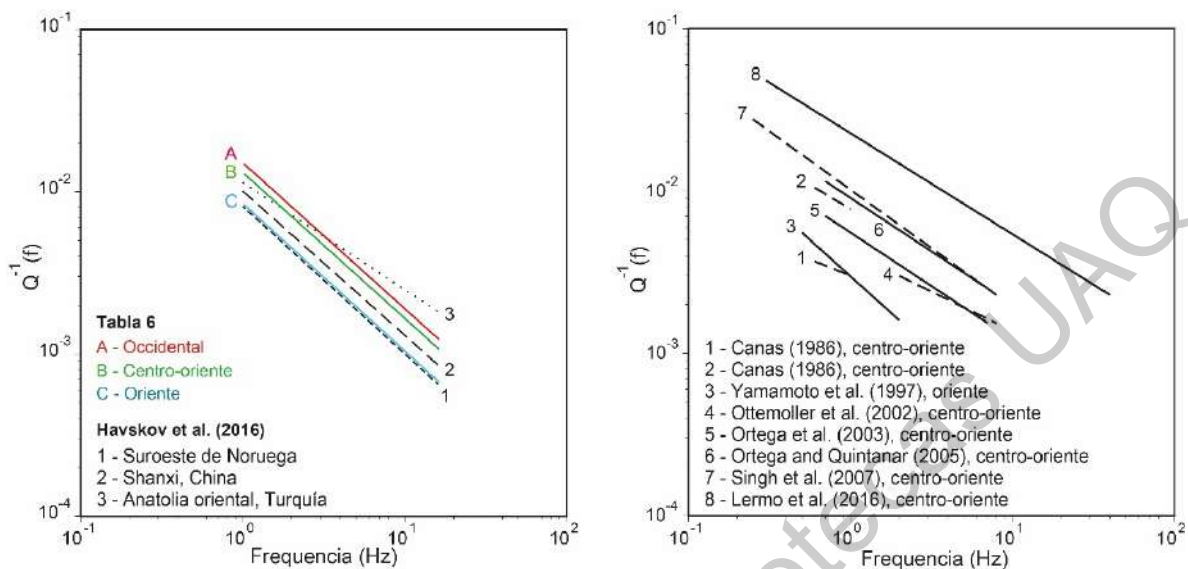


Figura 43. Comparación de los valores $Q^{-1}(f)$ obtenidos en esta investigación con los reportados en estudios previos y para otras regiones del mundo.

Es posible realizar una comparación más certera con los resultados presentados por Havskov et al. (2016) para otras regiones en el mundo, ya que el método utilizado y las variables consideradas son similares. Para la región suroeste de Noruega se obtuvo un factor $Q(f) = (124 \pm 7)f^{0.91 \pm 0.03}$ que es parecido al calculado para el sector oriental usando un lapso de tiempo de 30 segundos. En el caso de Q_{10} , el resultado aquí presentado se aproxima al obtenido por Havskov et al. (2016) ($Q_{10} = 997 \pm 57$). Ambas regiones presentan sismicidad moderada, de manera que las similitudes encontradas tienen sentido.

La zona oriental de Anatolia en Turquía y Shanxi en China, presentan una actividad sísmica más alta que el suroeste de Noruega. Para estas regiones se reportan los valores $Q(f) = (88 \pm 4)f^{0.66 \pm 0.04}$ y $Q(f) = (99 \pm 4)f^{0.89 \pm 0.02}$, respectivamente. Los resultados reportados para Shanxi son relativamente similares a los obtenidos para los sectores occidental y centro-oriental. En el caso del oriente de Anatolia, las diferencias más notables son la dependencia con la frecuencia y el valor de $Q_{10} = 402 \pm 18$.

Por otra parte, en esta investigación se ha utilizado la mayor cantidad de registros disponibles hasta la fecha en la FVTM. La principal diferencia con estudios

previos en el área es que la mayoría de ellos han utilizado registros de eventos con epicentro fuera de la zona de estudio. Esto puede afectar la atenuación de ciertos rangos de frecuencias dependiendo de la ubicación y de las características de cada trayectoria. Asimismo, los trabajos que han usado datos locales se han enfocado en zonas muy pequeñas o han mezclado eventos de diferentes mecanismos focales. Finalmente, es importante resaltar que en este estudio se reportan todos los valores de entrada utilizados para los análisis, lo cual no siempre se hace en la literatura.

5.2. Respuesta de sitio

5.2.1. Sismicidad regional y ruido ambiental

Debido a la gran extensión de la zona de estudio, se consideró la misma división en 4 sectores de la etapa anterior. La mayoría de las curvas promedio corresponden a los análisis HVSR de datos de ruido ambiental, entre 0.1 y 25 Hz. Algunas de las estaciones tenían una frecuencia de Nyquist de 10 y 20 Hz, por lo que no todas las curvas HVSR se muestran en el mismo ancho de banda. Cuando fue posible, se realizó una comparación de los resultados con los obtenidos usando registros de sismos (Pérez-Moreno et al., 2021b). Respecto a la geología, se utilizó la información del Mapa Geológico de Norteamérica (Reed et al., 2005).

5.2.1.1. Sector occidental

En este sector hay una variedad de formaciones geológicas que van desde el Cretácico inferior hasta el Cuaternario (Figura 44), en tanto que la mayoría de las estaciones analizadas están localizadas en la vecindad del volcán de Colima. La Figura 45 muestra algunas curvas HVSR promedio obtenidas en esta zona, en donde solo la estación ANIG pudo ser analizada con registros sísmicos.

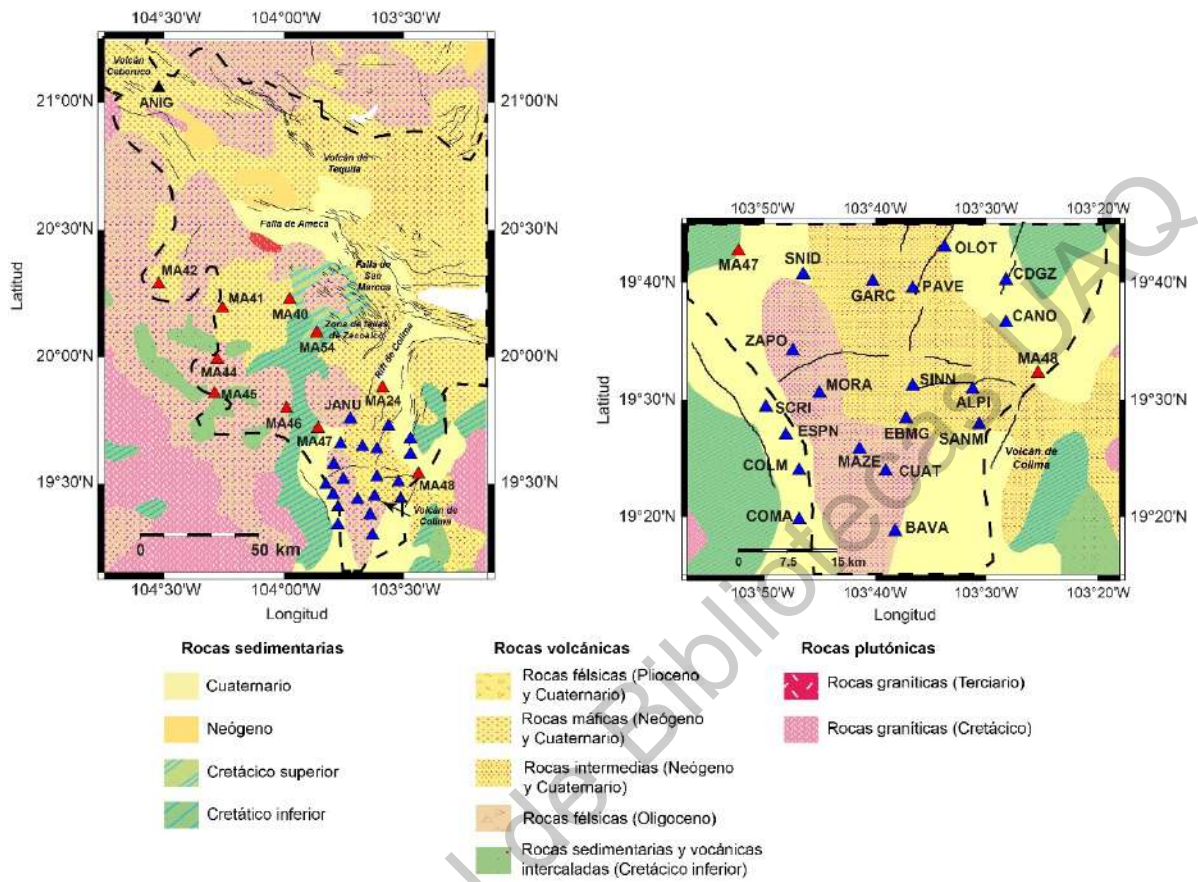


Figura 44. Unidades geológicas en el sector occidental de la FVTM (Reed et al., 2005).

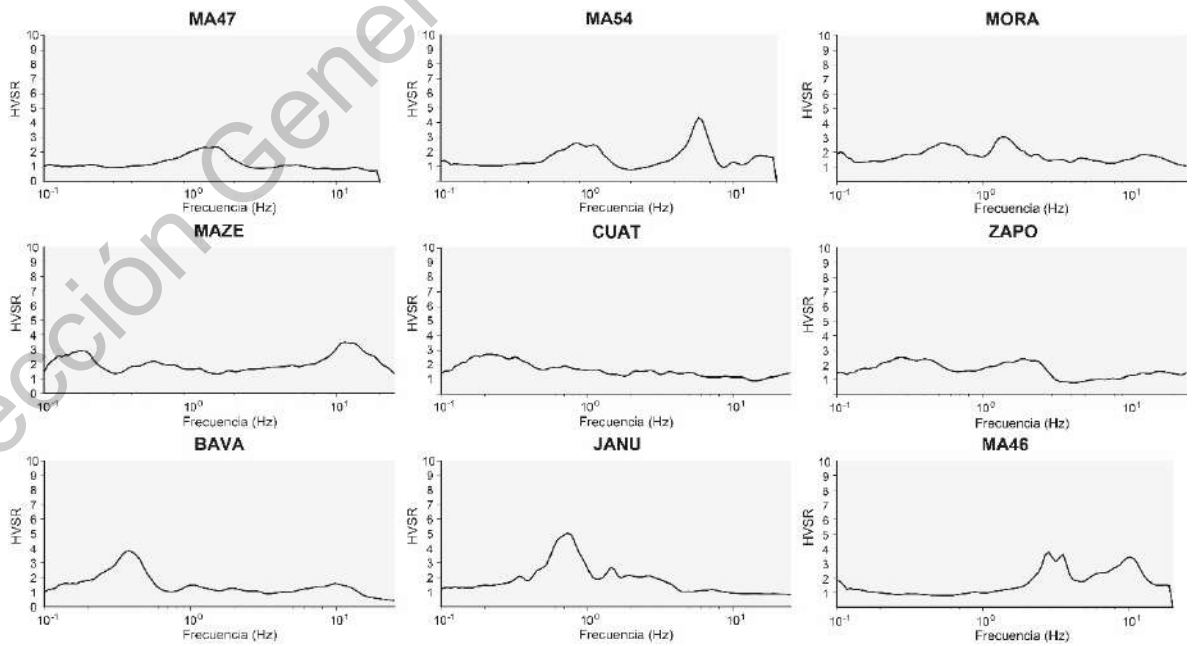


Figura 45. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector occidental de la FVTM.

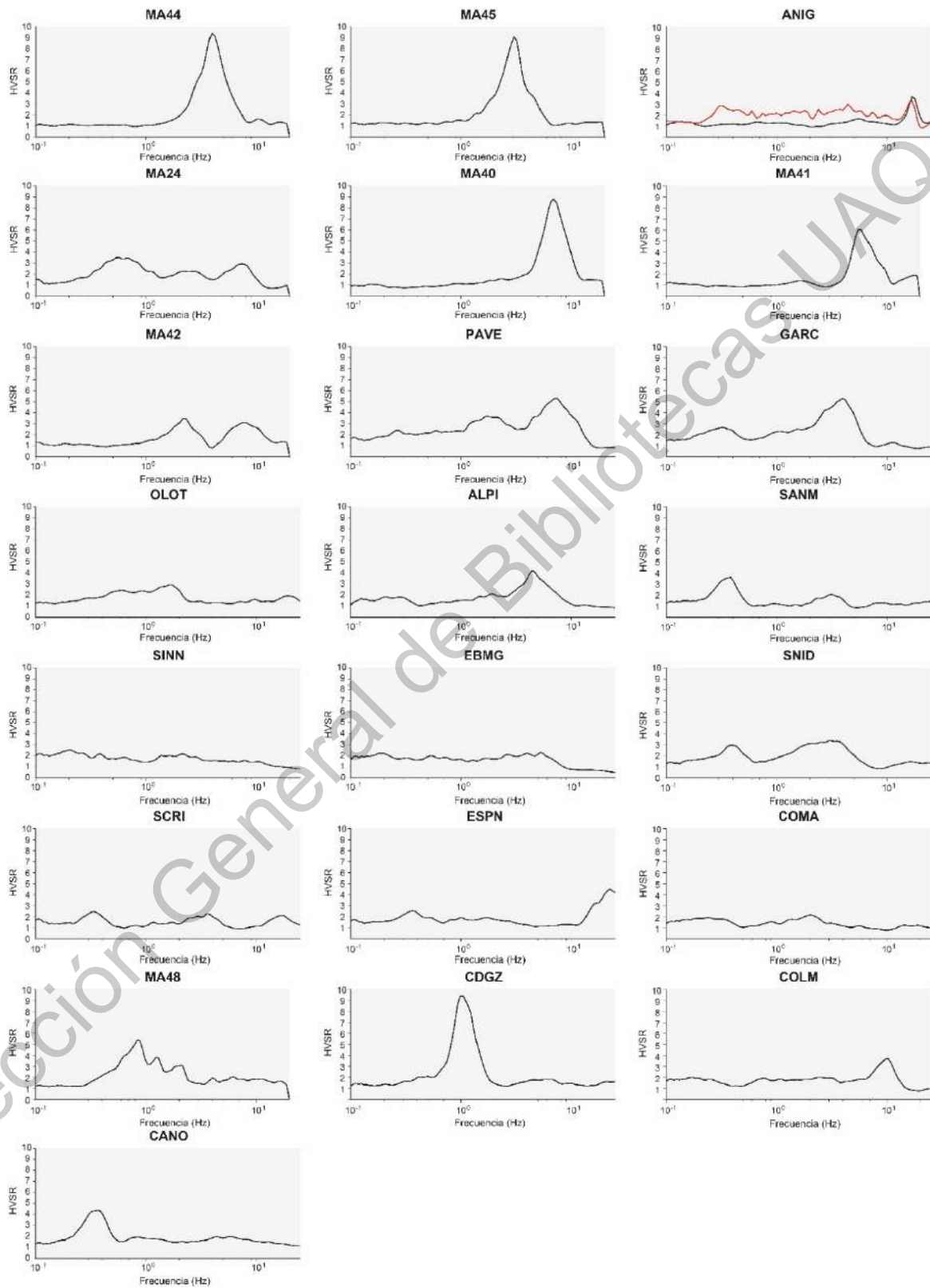


Figura 45. Continuación.

En algunas curvas se pueden observar respuestas planas o formas complejas con amplitudes bajas en diferentes frecuencias: MA47, MORA, MAZE, CUAT, ZAPO, MA24, OLOT, SNID, SINN, EBMG, SCRI, COMA. La estación MA47 está ubicada en rocas sedimentarias del Cretácico inferior, su curva HVSR tiene una forma plana y no se identifica algún contraste de impedancia significativo. Por otra parte, las estaciones MORA, MAZE, CUAT y ZAPO se localizan sobre rocas félsicas del Oligoceno y cerca de ellas hay rocas volcánicas y sedimentarias del Neógeno y del Cuaternario. Su respuesta puede ser atribuida a heterogeneidades laterales y a la presencia de rocas sedimentarias del Cretácico. Las estaciones MA24, OLOT, SINN y EBMG se encuentran sobre rocas máficas e intermedias del Neógeno y del Cuaternario. Las estaciones MA24 y OLOT están relativamente cerca una de la otra, pero en ninguna de ellas puede identificarse una frecuencia de resonancia, mientras que en SINN y EBMG las curvas correspondientes tienen una forma plana. SCRI y COMA se encuentran sobre rocas sedimentarias del Cuaternario, en ambas también se observa una curva predominantemente plana.

Hay otro grupo de estaciones en donde las curvas HVSR presentan múltiples picos, con amplitudes similares al que podría identificarse como el pico más claro. La estación MA54 está ubicada sobre rocas sedimentarias del Cretácico superior, el pico alrededor de 6 Hz podría ser atribuido a una capa delgada de sedimentos y la amplitud entre 0.6 y 2 Hz al contacto con formaciones del Cretácico inferior. Por otra parte, MA46 se encuentra sobre rocas félsicas del Oligoceno, los picos después de 2 Hz podrían indicar múltiples capas de sedimentos de espesor variado sobre el basamento rocoso. La estación MA42 se localiza sobre rocas máficas e intermedias del Neógeno y del Cuaternario, la forma de la curva HVSR correspondiente podría ser atribuida a variaciones en la topografía o a una interfaz profunda con formaciones del Oligoceno. SNID y MA48 se instalaron sobre rocas sedimentarias del Cuaternario, las amplitudes en SNID podrían asociarse a heterogeneidades laterales con formaciones del Neógeno. Asimismo, algunos de los múltiples picos

en MA48 podrían ser espurios o estar relacionados con múltiples capas de sedimentos a profundidades variables.

En las estaciones restantes pueden observarse picos claros de diferente amplitud, revelando contrastes de impedancia entre capas de sedimentos y el basamento rocoso: BAVA, JANU, MA44, MA45, ANIG, MA40, MA41, PAVE, GARC, ALPI, SANM, CDGZ, COLM, CANO, ESPN. Esto también es indicativo de posibles amplificaciones en el movimiento del terreno durante la ocurrencia de eventos sísmicos. En el caso de las estaciones BAVA y JANU, ubicadas en rocas félsicas del Oligoceno, los picos observables en frecuencias bajas podrían estar asociados a depósitos gruesos de sedimentos. Asimismo, pueden observarse picos altos en 3 y 4 Hz en las estaciones MA44 y MA45, que pueden ser producidos por fuertes contrastes de impedancia con rocas sedimentarias y volcánicas intercaladas del Cretácico inferior.

Las estaciones localizadas sobre rocas máficas e intermedias del Neógeno y del Cuaternario tienen una respuesta heterogénea: ANIG, MA40, MA41, PAVE, GARC, ALPI, SANM. En general puede observarse un pico arriba de 5 Hz, que podría ser atribuible a contrastes de impedancia con capas delgadas de sedimentos. Debe observarse que la curva HVSR promedio obtenida con registros sísmicos en la estación ANIG no varía significativamente con la obtenida mediante ruido ambiental. Hay un pico arriba de 10 Hz que puede ser producido por la presencia de capas volcánicas delgadas.

Respecto a las curvas HVSR de las estaciones que se encuentran sobre rocas sedimentarias del Cuaternario, se tienen formas variadas: ESPN, CDGZ, COLM y CANO. En ESPN hay un pico arriba de 10 Hz que requiere el análisis de un ancho de banda más amplio. El pico claro en CANO podría estar asociado al contacto con rocas del Neógeno y del Cuaternario. En CDGZ, hay un pico alto cerca de 1 Hz, atribuible al contraste de impedancia con capas del Cretácico inferior o capas gruesas de sedimentos. Asimismo, en COLM hay un pico pequeño cercano

a 10 Hz, probablemente debido a la presencia de sedimentos superficiales no consolidados.

5.2.1.2. Sector central

Como se mencionó en el apartado 5.1.2, este sector tiene el menor número de estaciones analizadas. Hay un grupo de nueve estaciones temporales concentradas al suroeste y únicamente dos estaciones permanentes en el este, considerablemente separadas (Figura 46). Es importante mencionar que los registros sísmicos que cumplieron las restricciones establecidas fueron muy pocos, por lo que los resultados presentados a continuación solo corresponden al análisis de datos de ruido ambiental.

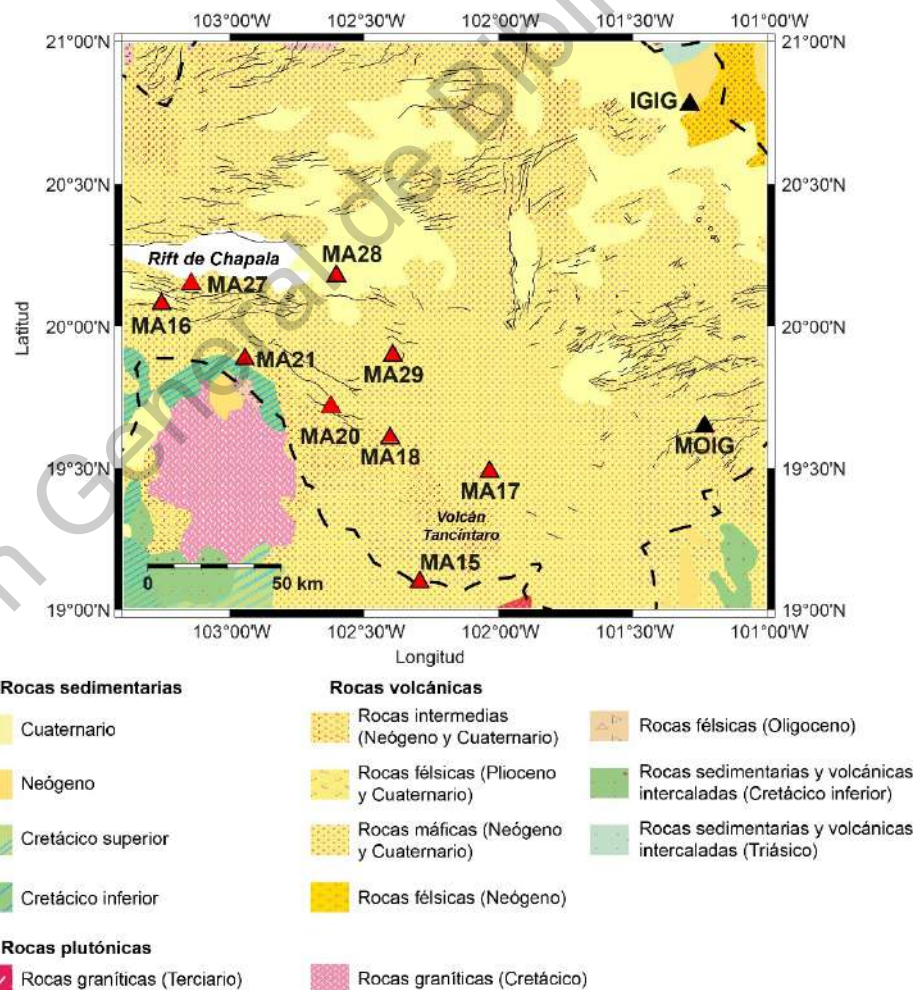


Figura 46. Unidades geológicas en el sector central de la FVTM (Reed et al., 2005).

La mayoría de las estaciones en este sector se localizan sobre rocas máficas del Neógeno y del Cuaternario. En MA15, MA18, MA27, MA29 y MOIG, se tienen curvas HVSR de forma plana y no se observan contrastes de impedancias significativos, mientras que en MA20 y MA28 no se tienen picos claros (Figura 47). La estación MA21 tiene un pico claro en 1 Hz y picos adicionales que no están claramente definidos más allá de esta frecuencia. En este caso, la forma de la curva HVSR podría estar asociada a las calderas que predominan en el área o a variaciones laterales con rocas sedimentarias del Cretácico inferior. Por otra parte, la curva correspondiente a la estación IGIG muestra picos en frecuencias mayores a 10 Hz. Esta estación permanente se encuentra sobre rocas félsicas del Neógeno y su respuesta podría estar asociada a capas delgadas de sedimentos. En las estaciones MA16 y MA17 hay picos claros en 1.5 y 5 Hz, respectivamente. Esto podría atribuirse a contrastes de impedancia con capas de sedimentos de diferente espesor.

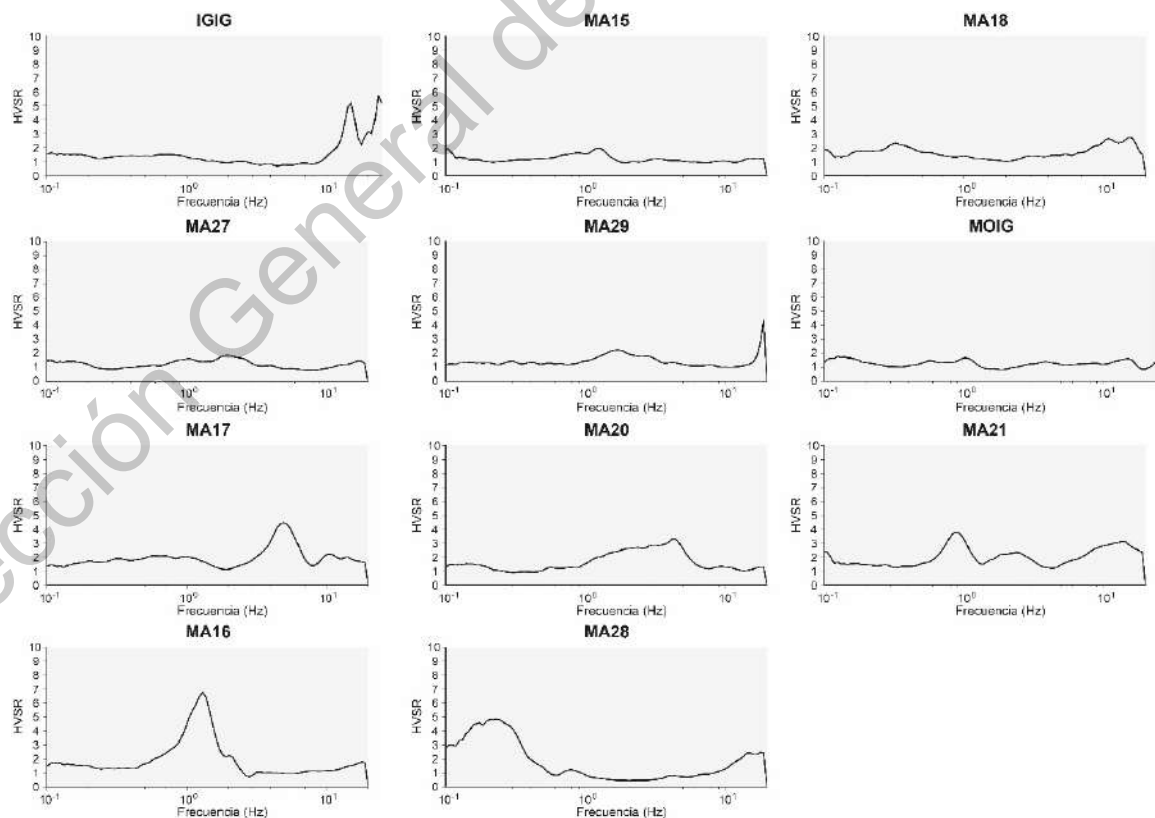


Figura 47. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector central de la FVTM.

5.2.1.3. Sector centro-oriental

En este sector hay algunas estaciones ubicadas en unidades geológicas del Neógeno y del Cuaternario (Figura 48).

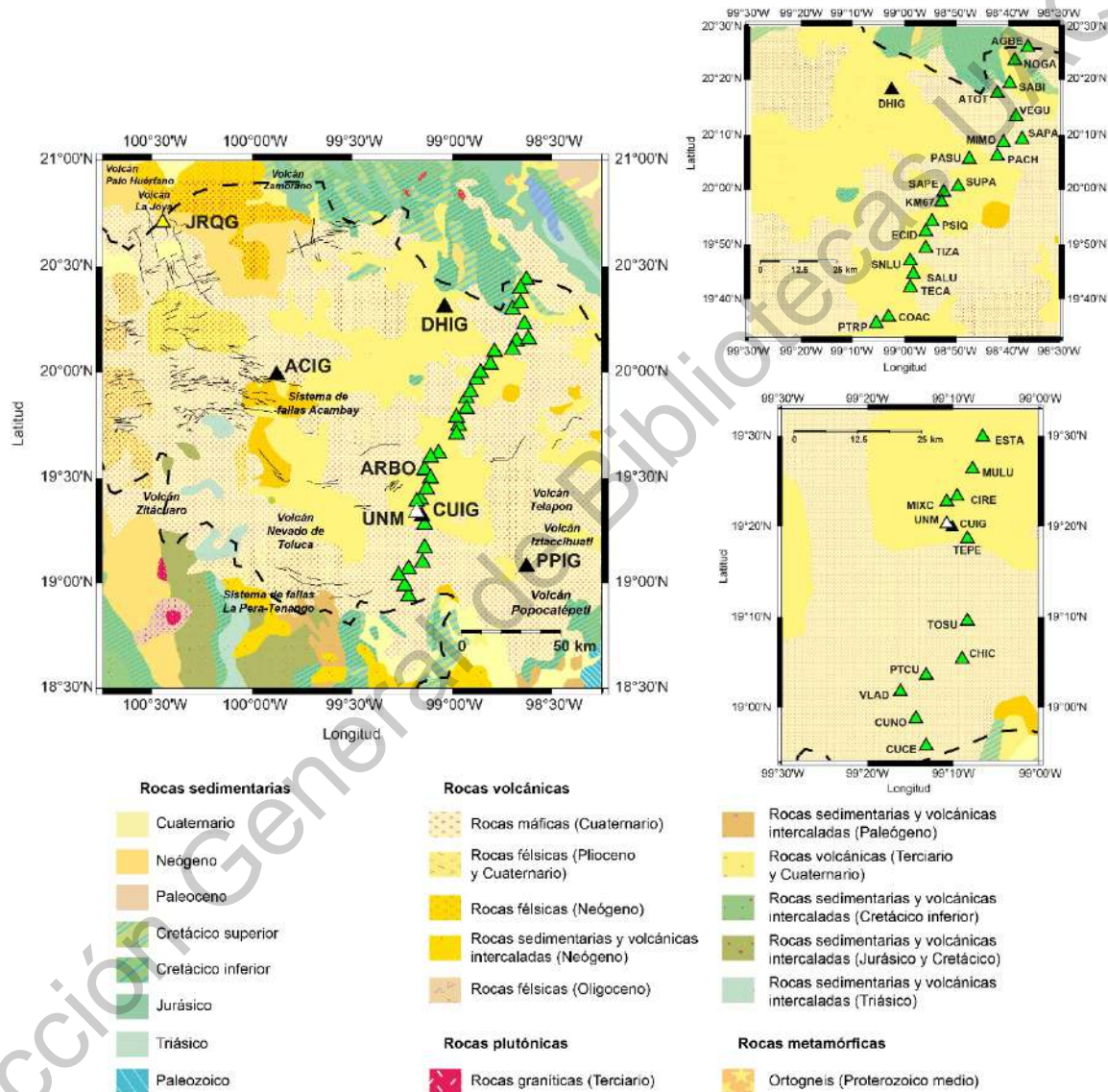


Figura 48. Unidades geológicas en el sector centro-oriental de la FVTM (Reed et al., 2005).

En JRQG, ECID, SNLU, COAC, PTRP, ESTA y MIXC se tienen curvas HVSR mayormente planas y no se identifican picos claros. En DHIG, CUIG, UNM, SABI y PSIQ la forma de las curvas obtenidas a partir de ruido ambiental y registros sísmicos no varía significativamente (Figura 49) y se observan pequeños picos en

diferentes frecuencias que no muestran contrastes de impedancias significativos o posibles amplificaciones. En la curva HVSR correspondiente a la estación TEPE no es posible señalar algún valor como la frecuencia de resonancia, esta forma puede ser producida por heterogeneidad lateral debido a la cercanía de rocas máficas del Cuaternario.

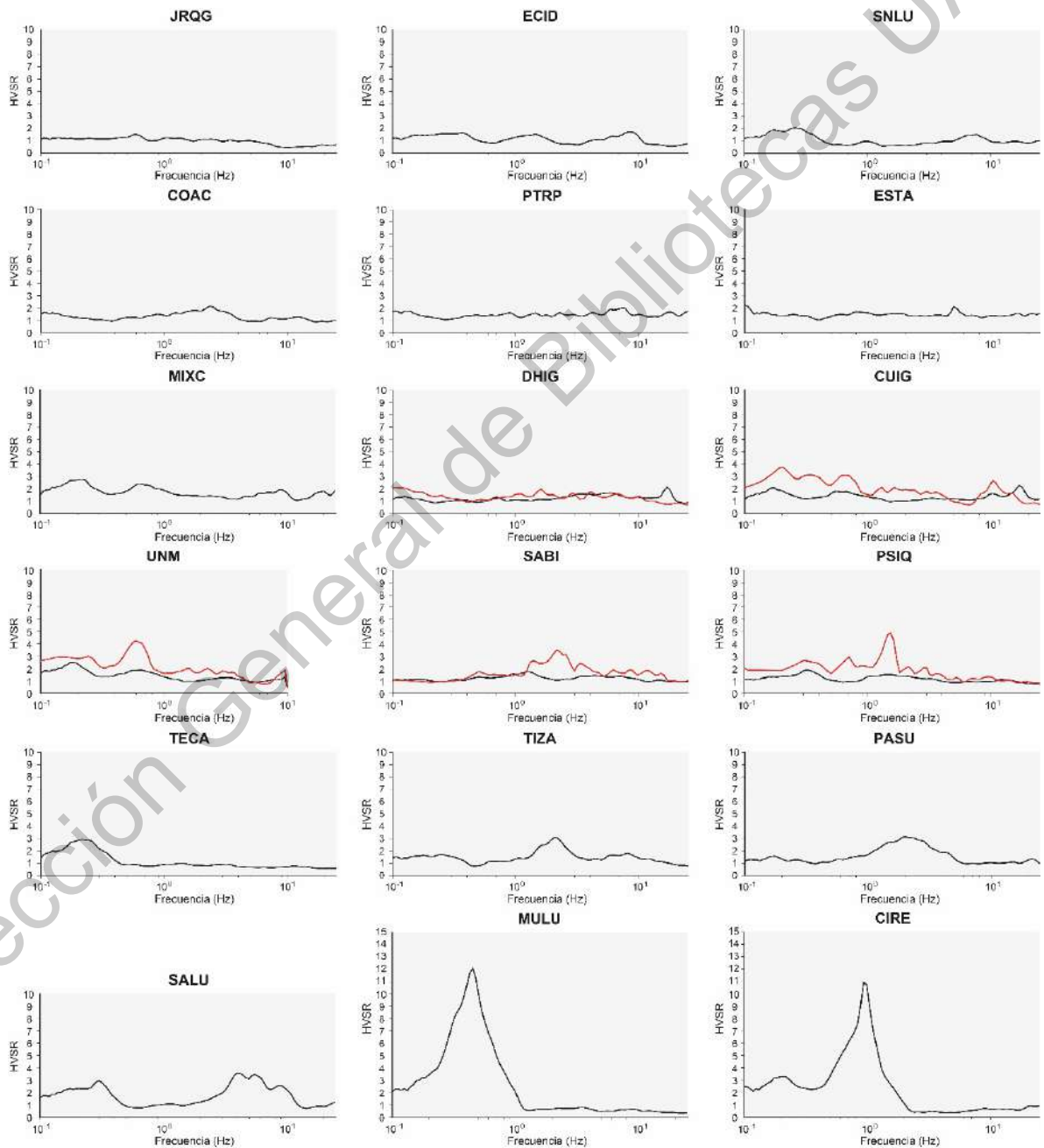


Figura 49. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector centro-oriental de la FVTM.

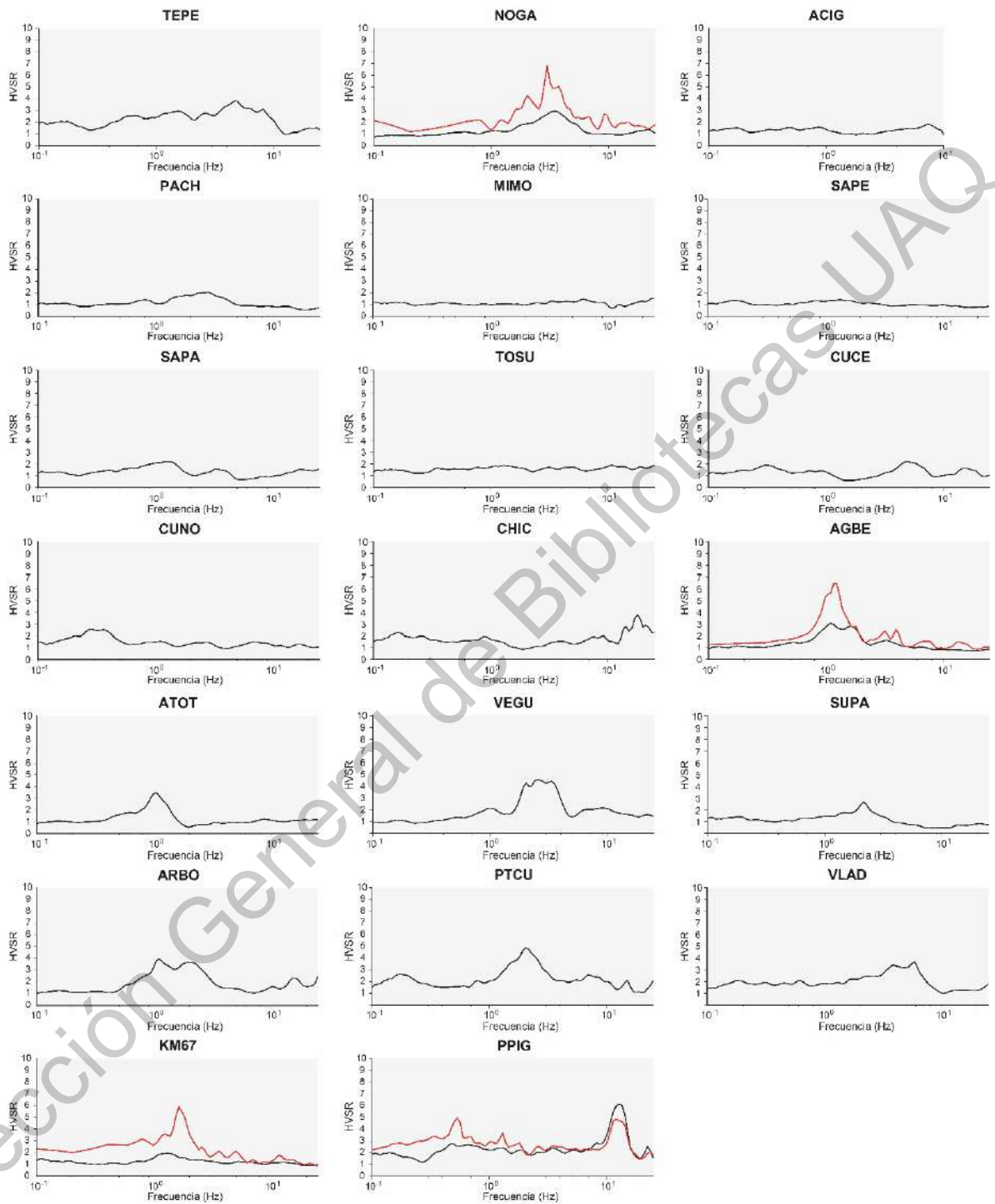


Figura 49. Continuación.

En algunas estaciones ubicadas sobre rocas volcánicas del Cuaternario, se tienen mayormente curvas HVSr de forma plana: ACIG, PACH, MIMO, SAPE,

SAPA, TOSU. Por otra parte, las estaciones CUCE y CUNO tienen curvas en las cuales no es posible identificar alguna frecuencia de resonancia y podrían ser consideradas como planas.

En la estación SALU, ubicada sobre rocas sedimentarias del Cuaternario, se tienen múltiples picos antes de 1 Hz y entre 3 y 10 Hz. Esto puede ser por la influencia de la topografía o por unidades geológicas subyacentes. La curva correspondiente a la estación CHIC, localizada sobre rocas volcánicas del Cuaternario, tiene picos múltiples en frecuencias altas, pero solo el de 20 Hz puede ser considerado como claro, indicando capas superficiales de sedimentos. Adicionalmente, en las estaciones VEGU, ARBO y VLAD, hay picos que no están bien definidos entre 1 y 10 Hz. Esto podría ser atribuido a contrastes de impedancia pequeños a diferentes profundidades o a heterogeneidad lateral debido a la presencia de rocas sedimentarias del Neógeno.

Por otra parte, hay algunas estaciones en donde se pueden identificar picos claros de amplitud variada. En las estaciones TECA, TIZA y PASU, que se encuentran sobre rocas sedimentarias del Cuaternario, hay picos pequeños de forma amplia, pero amplitud baja. Esto podría indicar la presencia de depósitos de diferente rigidez y espesor, los cuales por el tiempo de consolidación no tienen contrastes de impedancias significativos con la roca subyacente. Las estaciones MULU y CIRE son casos especiales, ya que las curvas HVSR promedio presentan picos muy altos en frecuencias menores a 1 Hz. Estas respuestas pueden ser explicadas por el hecho de que estas estaciones temporales estuvieron ubicadas en la zona del lago de la Ciudad de México. En esta área hay reportes de efectos devastadores durante los sismos de 1985 y 2017.

En algunas de las estaciones restantes ubicadas sobre rocas volcánicas del Cuaternario, fue posible realizar los análisis con ruido ambiental y registros sísmicos: NOGA, AGBE, KM67 y PPIG. La forma de las curvas HVSR promedio no varía significativamente y la amplitud de los picos únicamente incrementó. Un caso

particularmente especial es el de la estación KM67, donde la curva HVSR obtenida usando ruido ambiental es plana. Sin embargo, cuando se realizó el análisis con registros de sismo se observa un pico claro, revelando un contraste de impedancia significativo. En este sitio, la energía asociada con el movimiento sísmico pudo haber producido reverberaciones en las capas subyacentes del Cretácico. En el caso de la estación PPIG, ubicada en el volcán Popocatepetl, hay un pico después de 10 Hz cuando se usa ruido ambiental y registros sísmicos. Asimismo, se puede observar un pico antes de 1 Hz en el análisis con datos de sismo. En ATOT, SUPA y PTCU hay picos claros entre 1 y 3 Hz que pueden deberse a contrastes de impedancia con capas del Cretácico.

5.2.1.4. Sector oriental

La Figura 50 muestra las unidades geológicas en el sector oriental de la FVTM, en donde fue posible analizar casi la mitad de las estaciones con registros sísmicos.

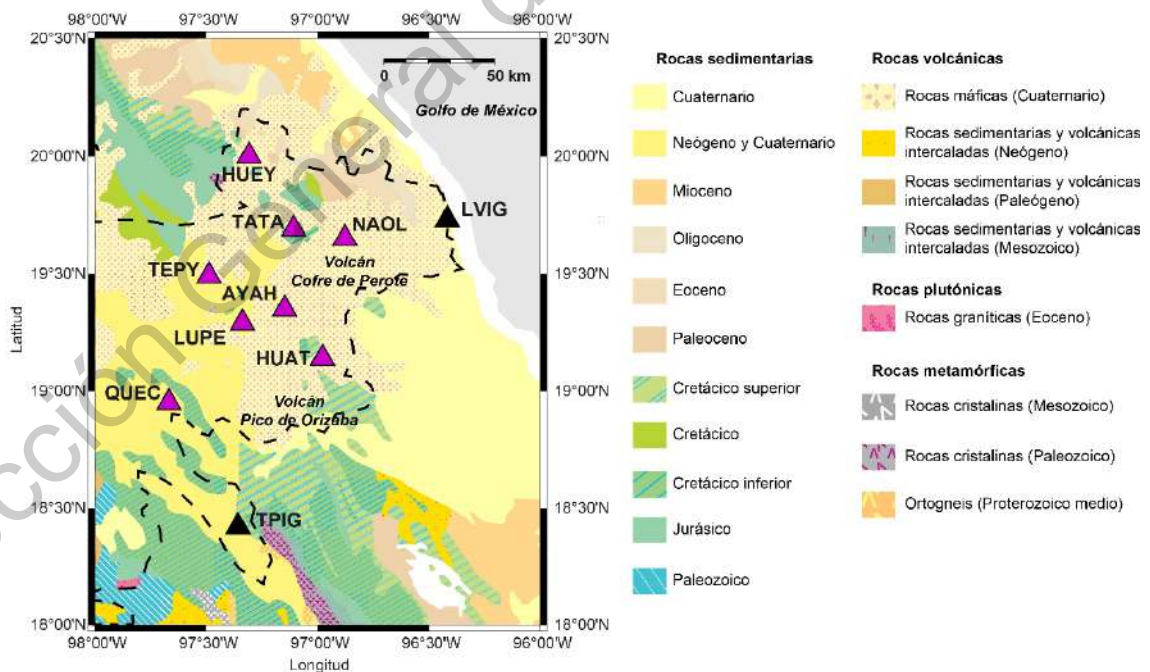


Figura 50. Unidades geológicas en el sector oriental de la FVTM (Reed et al., 2005).

En el caso de la estación LVIG (Figura 51), no se observan diferencias significativas entre las curvas HVSR obtenidas usando ruido ambiental y registros sísmicos. Así como en esta estación, en AYAH y TPIG no se tienen contrastes de impedancias y la forma de las curvas es mayormente plana.

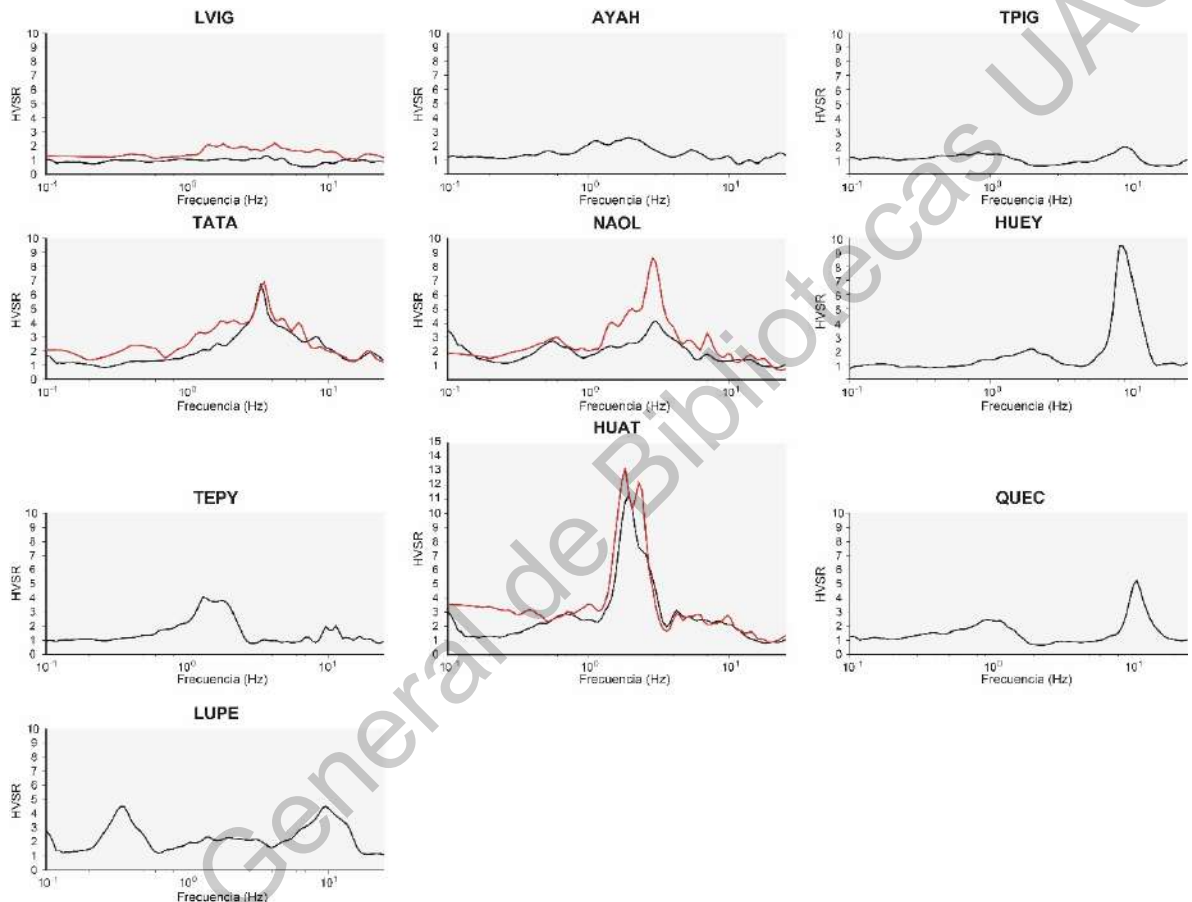


Figura 51. Curvas HVSR promedio para estaciones en el sector oriental de la FVTM.

Por otra parte, la estación TEPEY se ubica sobre rocas máficas del Cuaternario, mientras que QUEC y LUPE sobre rocas sedimentarias del mismo periodo. En estas estaciones se tienen múltiples picos, para TEPEY no es posible identificar un valor para la frecuencia de resonancia, en tanto que en QUEC y LUPE hay un pico cercano a 10 Hz, que podría indicar la presencia de depósitos delgados de sedimentos. Asimismo, los picos en frecuencias bajas podrían deberse a la influencia de rocas sedimentarias del Neógeno y del Cretácico superior.

Las estaciones TATA, NAOL, HUEY y HUAT se ubican sobre rocas máficas de Cuaternario y tienen frecuencias de resonancia variadas. Los picos claros observables pueden ser atribuidos a contrastes de impedancia asociados a capas de sedimentos de espesor variado. En TATA y HUAT hay picos visibles entre 1 y 10 Hz. La forma de estas curvas no varía significativamente cuando se usan registros sísmicos o de ruido ambiental. En el caso de la estación NAOL, la amplitud del pico incrementa, pero su ubicación en el rango de frecuencias considerado no cambia.

5.2.2. Modelo lineal equivalente

A partir de las bases de datos mencionadas en la sección 4.2.2, es posible obtener funciones de transferencia para cada uno de los pozos por medio de un análisis lineal equivalente.

La mayor parte de los pozos con información completa y detallada se ubican entre los sectores central y centro-oriental de la FVTM, en los estados de Querétaro y Guanajuato. Para el resto de los pozos que conforman esta base de datos fue necesario recurrir a fuentes de información secundarias para complementar la información, particularmente en lo referente a pesos volumétricos y velocidades de onda de corte.

En las Figuras 52 y 53 se muestran a manera de ejemplo algunas funciones de transferencia obtenidas para 4 puntos en las ciudades de Querétaro y León.

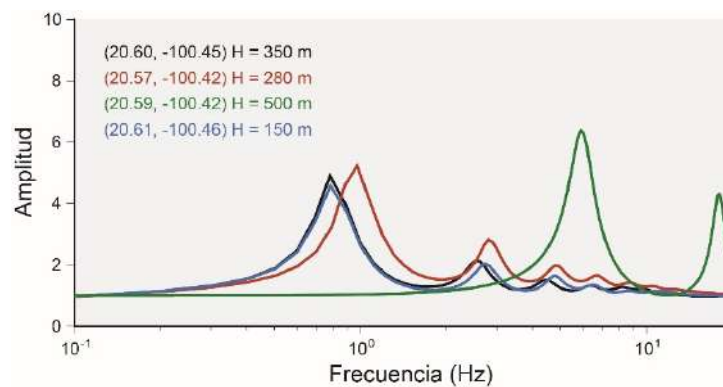


Figura 52. Ejemplos de funciones de transferencia obtenidas en el estado de Querétaro.

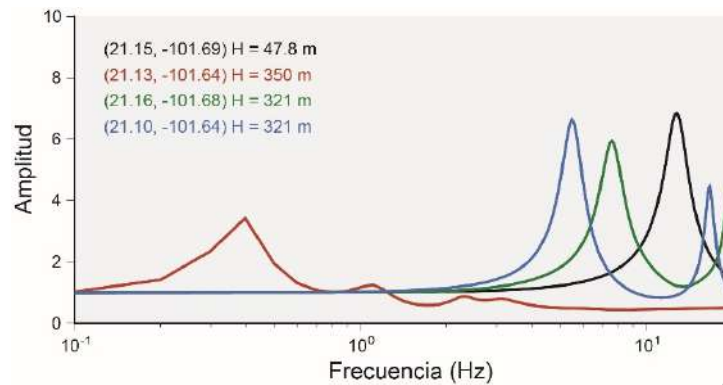


Figura 53. Ejemplos de funciones de transferencia obtenidas en el estado de Guanajuato.

5.3. Fuente sísmica

A partir de las ecuaciones (8), (91) - (94), se determinaron los valores mostrados en la Tabla 9 para la caída de esfuerzos y dimensiones de falla en el sismo de Acambay ocurrido el 19 de noviembre de 1912 (M_w 6.9).

Tabla 9. Dimensiones de falla para el sismo de Acambay estimadas con relaciones empíricas.

| Relaciones | $\Delta\sigma$ (bar) | L (km) | W (km) |
|----------------------------|----------------------|------------------|------------------|
| Wells y Coppersmith (1994) | 24.20 | 27.54 ± 0.21 | 18.84 ± 0.12 |
| Wesnousky (2008) | 17.46 | 45.66 | 17.22 |

Por otra parte, con base en la información de estudios paleosismológicos, es posible establecer un rumbo de 102° y un ángulo de buzamiento que varía entre 50° y 70° , así como una longitud de ruptura de 41 km. A partir de este valor y el espesor de la corteza, se ha determinado que el ancho del plano de falla abarcó por completo la capa sismogénica (Langridge et al., 2000). Considerando que para la región de Maravatío se ha estimado el ancho de esta capa en 14.6 km (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017), es posible proponer un valor aproximado de $\Delta\sigma = 27.06$ bar para la caída de esfuerzos. Respecto a la Base Mexicana de Parámetros de Fuente, se tomaron los valores $\Delta\sigma = 0.10, 82.36, 6.84$ y 1.91 , que son los valores mínimo, máximo, la media y la mediana reportados, respectivamente, en esta región.

Como complemento de esta parte, se tomaron dos valores altos para caída de esfuerzos, 200 y 250 bar, reportados en la literatura para sismos corticales normales (Castro et al., 2001; Tanircaan et al., 2020).

En cuanto a las dimensiones de falla del evento *inslab* del 19 de septiembre de 2017 (M_w 7.1), se obtuvieron los valores: $L = 34.67$ km, $W = 22.13$ km, y $L = 121.65$ km, $W = 20.75$ km, con las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008), respectivamente.

Para la caída de esfuerzos se tomaron los valores calculados a partir de las dimensiones mencionadas anteriormente y se hizo una estimación de $\Delta\sigma = 150$ bar partir de los registros en estaciones ubicadas en la FVTM. Este último valor coincide con el calculado $\Delta\sigma = 149 \pm 56$ bar en un estudio previo mediante el algoritmo de enjambre de partículas (Mirwald et al., 2019). Adicionalmente, se tomó el valor promedio de $\Delta\sigma = 340$ bar reportado por García et al. (2004) para sismos *inslab* en México.

Los ángulos del plano de falla se consideraron de acuerdo con tres estimaciones reportadas para este evento: USGS (rumbo: 108° , buzamiento: 47°) (U.S. Geological Survey, 2020), CMT (rumbo: 109° , buzamiento: 46°) (CMT, 2021), SSN (rumbo: 112° , buzamiento: 46°) (SSN, 2021c).

5.4. Simulación estocástica

En la Figura 54 se muestran algunos de los espectros sintéticos obtenidos para el sismo de Acambay, considerando tres dimensiones de falla, tres valores para el ángulo de buzamiento y cuatro para la caída de esfuerzos: el mínimo y el máximo reportados en la BMPF para la región de Maravatío, el calculado a partir de las relaciones de Wesnousky y un valor alto encontrado en la literatura para sismos corticales normales.

Visualmente puede notarse que, en comparación con la caída de esfuerzos, las dimensiones de falla y el ángulo de buzamiento tienen una influencia baja en la

amplitud de los espectros sintéticos, siendo la última variable la menos significativa. Por otra parte, la directividad es un factor a considerar en los valores de las aceleraciones espectrales. Su efecto se puede visualizar comparando los resultados para las estaciones JRQG y MOIG, cuyas distancias epicentrales son similares.

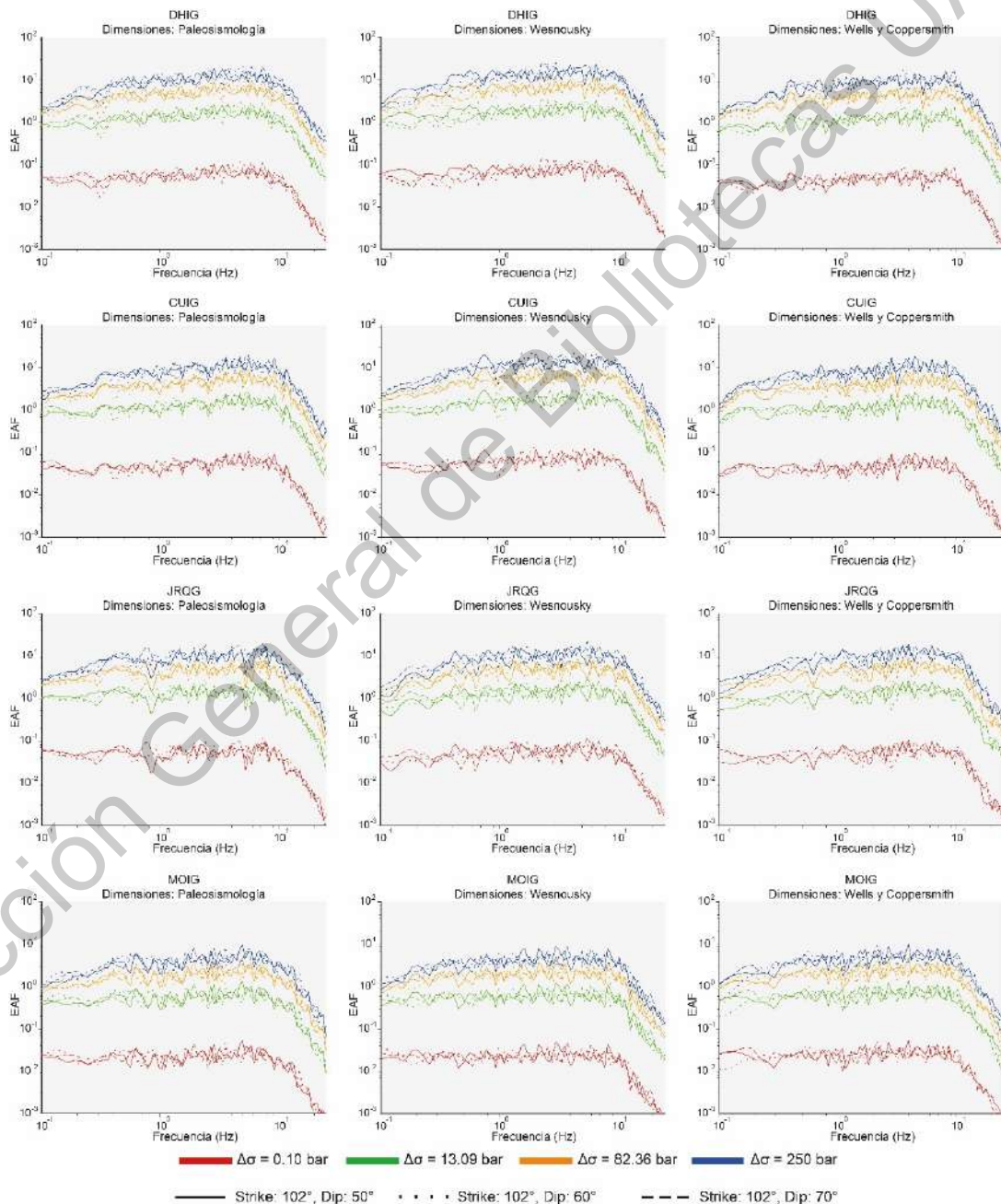


Figura 54. Simulaciones del sismo de Acambay en 4 estaciones sismológicas.

Estas observaciones se verificaron analíticamente por medio de un análisis de la varianza (ANOVA, *Analysis of Variance*) (Box et al., 2005), en donde se consideró a la aceleración máxima de los registros sintéticos como variable de respuesta. Como parte de los resultados, se obtuvo la gráfica de efectos principales mostrada en la Figura 55, donde se ve que la caída de esfuerzos es la variable de entrada que tiene mayor influencia, seguida por la ubicación de las estaciones y las dimensiones de la falla.

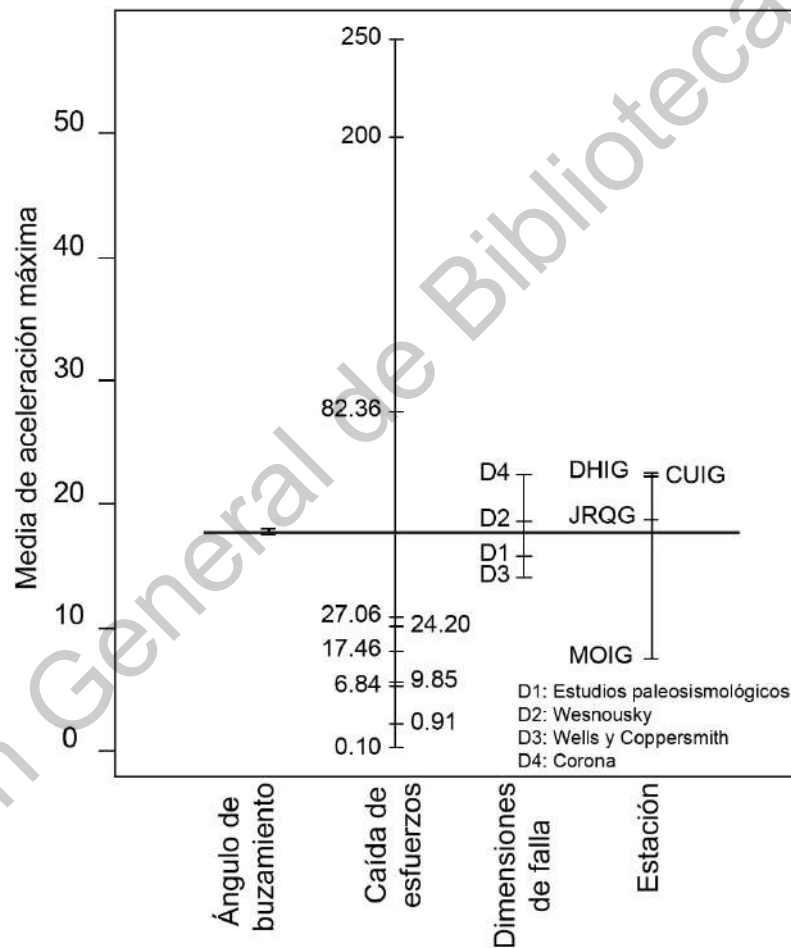


Figura 55. Gráfica de efectos principales para simulaciones del sismo de Acambay.

Los resultados del ANOVA se muestran en la Tabla 10, donde se observa que considerando un valor P de 0.05, el ángulo de buzamiento no es una variable estadísticamente significativa, en contraste con la caída de esfuerzos, las dimensiones de la falla y la ubicación de las estaciones.

Tabla 10. Análisis de la varianza para simulaciones del sismo de Acambay.

| Variable | Grados de libertad | Suma de cuadrados | Cuadrado medio | F | Pr > F |
|----------------------|--------------------|-------------------|----------------|----------|-----------------------|
| Ángulo de buzamiento | 2 | 33 | 17 | 0.1606 | 0.8516 |
| Caída de esfuerzos | 9 | 541300 | 60144 | 579.1122 | $> 2 \times 10^{-16}$ |
| Dimensiones de falla | 3 | 14105 | 4702 | 45.2719 | $> 2 \times 10^{-16}$ |
| Estación | 3 | 53701 | 17900 | 172.3564 | $> 2 \times 10^{-16}$ |
| Residuos | 1422 | 147684 | 104 | | |

Con el objetivo de dar sustento a la utilización del modelo de fuente finita para simular el sismo de Acambay, se tomaron dos alternativas:

Tomando como base los datos de intensidades reportados para este evento (Suter et al., 1996) y las relaciones empíricas propuestas por Wald et al. (1999) (Tabla 11), es posible hacer una calibración del modelo a partir de las variables consideradas previamente.

Tabla 11. Intensidad de Mercalli Modificada (MM) en función de rangos de aceleración máxima (Wald et al., 1999).

| Intensidad MM | Aceleración máxima (cm/s ²) |
|---------------|---|
| I | < 1.7 |
| II – III | 1.7 – 14 |
| IV | 14 – 39 |
| V | 39 – 92 |
| VI | 92 – 180 |
| VII | 180 – 340 |
| VIII | 340 – 650 |
| IX | 650 – 1240 |
| X+ | > 1240 |

Considerando las dimensiones de falla obtenidas de estudios paleosismológicos, un ángulo de buzamiento de 70° y la caída de esfuerzos igual a 150 bar, se obtiene el mapa de contorno mostrado en la Figura 56. La saturación en la vecindad de la zona epicentral se debe a que la información recabada asociada a estaciones y pozos es escasa. No obstante, los valores de aceleración máxima obtenidos en la periferia, en general coinciden con el mapa de intensidades reportadas y la información de la Tabla 11. Particularmente en la estación ACIG que está ubicada en la zona epicentral, se obtuvo una aceleración máxima superior a 1500 cm/s^2 , que coincide con las intensidades máximas de XI reportadas por Suter et al. (1996). Debido a la diferencia en amplitud con los puntos más cercanos, la escala del mapa de contorno solo llega hasta 500 cm/s^2 .

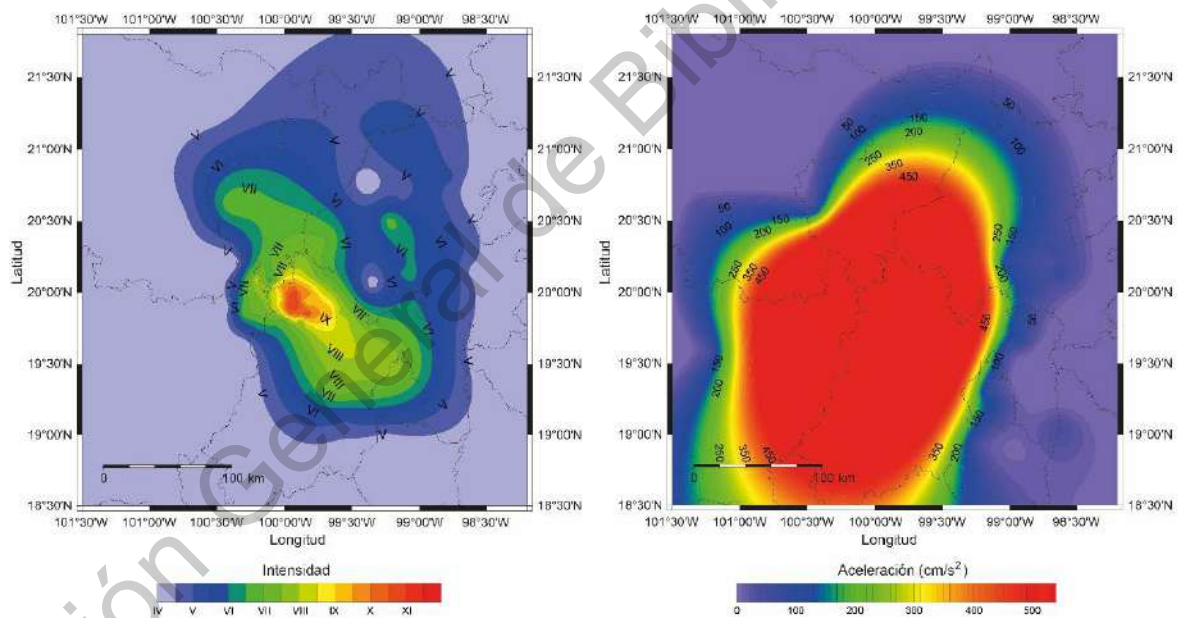


Figura 56. Mapas de intensidades reportadas (izquierda) y aceleraciones máximas estimadas (derecha) para el sismo de Acambay.

Asimismo, se hizo una búsqueda de registros asociados a sismos corticales en las estaciones mostradas en la Figura 54. A diferencia de los análisis realizados en las secciones 5.1 y 5.2, en este caso se consideraron datos de aceleración y fueron pocos los registros que se pudieron recabar. Las simulaciones se realizaron considerando las mismas variables asociadas a respuesta de sitio y atenuación.

Para lo referente a la fuente se consideró la información de la Base Mexicana de Parámetros de Fuente (Rodríguez-Pérez et al., 2018) y los criterios mencionados por Atkinson et al. (2009).

En la Figura 57 se presenta la media cuadrática de los espectros horizontales de aceleración reales y las simulaciones de cuatro eventos captados en las estaciones MOIG, DHIG y JRQG. En general puede observarse que los resultados obtenidos con el modelo de fuente finita son relativamente cercanos a los espectros de aceleración reales, aunque no debe descartarse la influencia de la trayectoria en la precisión de las simulaciones.

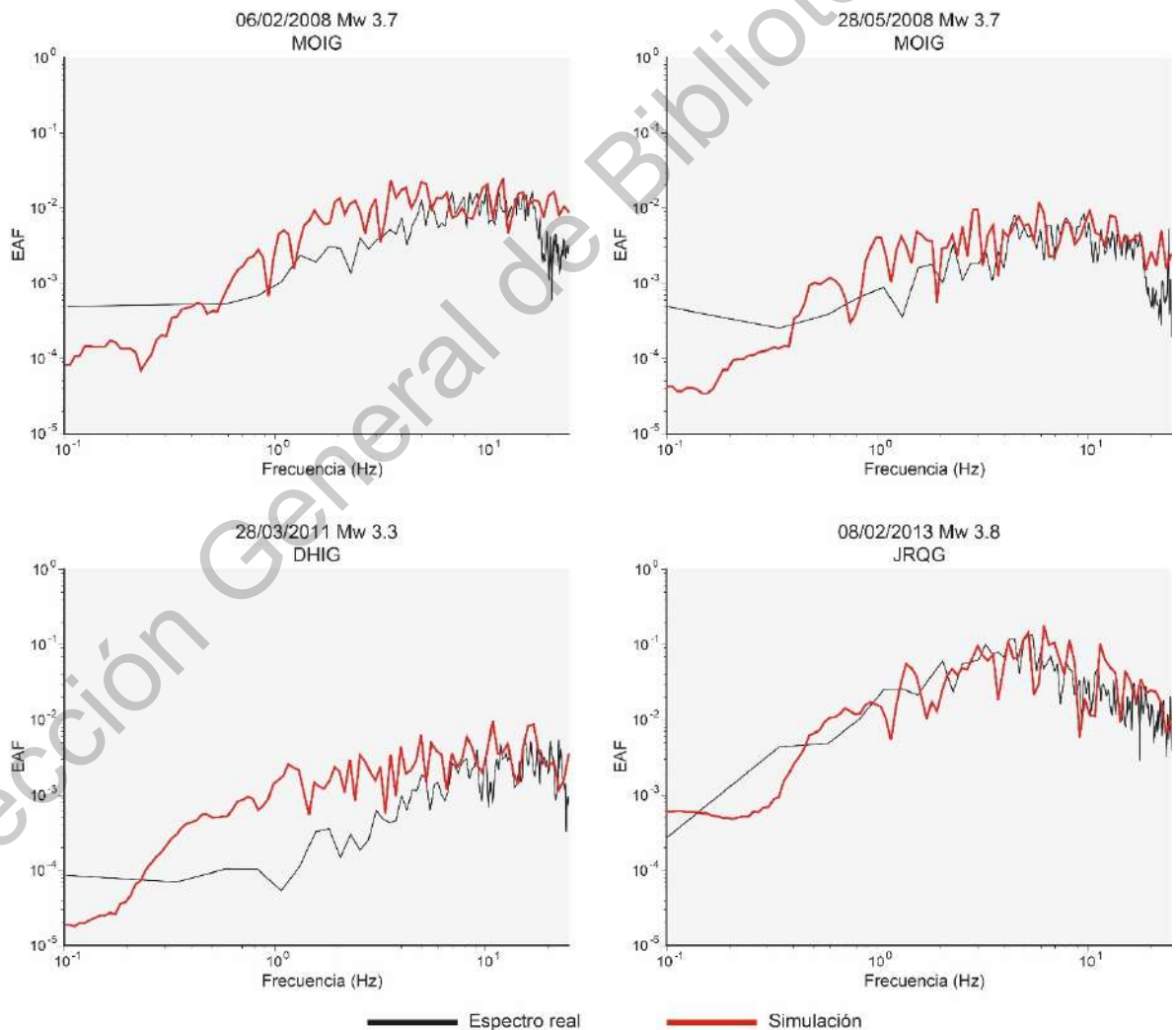


Figura 57. Espectros reales y sintéticos para sismos corticales en la FVTM.

Por otra parte, en un estudio realizado por Singh et al. (2011), se presenta la simulación de un sismo de magnitud M_w 7.0 en la estación CUIG, usando los registros de dos eventos ocurridos en la región de Actopan como funciones de Green empíricas. Con base en los resultados obtenidos, se estimó que la media geométrica horizontal de las aceleraciones máximas esperadas oscila entre 2.7 y 9.7 cm/s^2 , en la estación considerada. Asimismo, a partir de funciones de transferencia conocidas en la Ciudad de México, se obtuvieron mapas de pseudoaceleraciones, de los cuales se concluyó que la ocurrencia de un sismo de magnitud M_w 7.0 en las regiones de Actopan o Acambay no representaría un riesgo sísmico significativo para la Ciudad de México. En su respuesta a dicho trabajo, Suter (2014) argumenta que estos resultados no corresponden con los daños reportados durante el sismo de 1912, por lo que, como parte de esta investigación, se llevó a cabo un ejercicio para simular un evento con las mismas características.

Considerando una caída de esfuerzos de 150 bar, un factor de decaimiento espectral reportado para la Ciudad de México (Lermo et al., 2016) y la distribución de deslizamientos obtenida por Corona Fernández (2018), se obtuvieron registros sintéticos cuya aceleración máxima oscila alrededor de 70 cm/s^2 . En la Figura 58 se compara uno de estos registros sintéticos con la aceleración máxima estimada por Singh et al. (2011), representada por una línea roja.

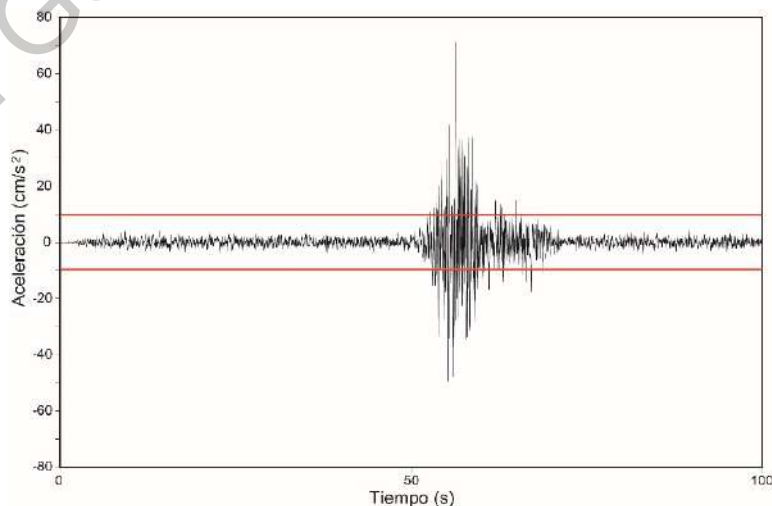


Figura 58. Simulación de un sismo de magnitud M_w 7.0 en la estación CUIG.

No obstante, podría argumentarse que los altos niveles de atenuación regional en la Ciudad de México pueden tener una influencia determinante en los valores esperados, lo cual es verosímil al considerar los datos de la Figura 43.

Para comprobar esta hipótesis, se realizó otra serie de simulaciones, considerando el factor de calidad reportado por Lermo et al. (2016), llegando a una aceleración máxima promedio de 40 cm/s^2 (Figura 59).

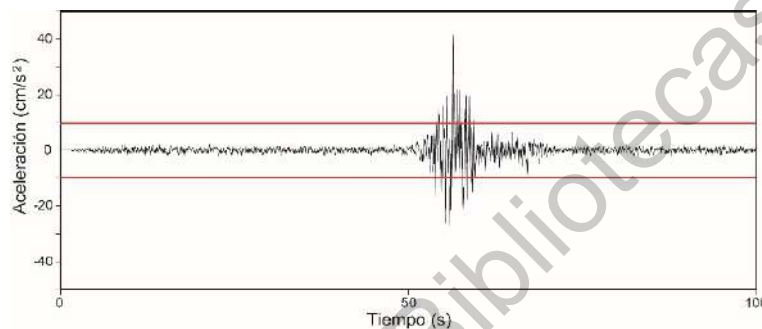


Figura 59. Simulación de un sismo de magnitud M_w 7.0 en la estación CUIG, considerando $Q(f)$ reportado por Lermo et al. (2016).

Por lo anterior, puede afirmarse que la atenuación regional es un factor importante, mas no suficiente para sustentar aceleraciones máximas menores a 40 cm/s^2 en la estación CUIG por la posible ocurrencia de un sismo en Acambay de magnitud M_w 7.0. A pesar de que se trata de sismos de origen distinto, se puede hacer una comparación relativa con el evento del 19 de septiembre de 2017, de magnitud M_w 7.1, durante el cual se registró una aceleración máxima de 54 cm/s^2 en el mismo sitio (SSN, 2021c), siendo similares las distancias epicentrales.

Asimismo, es importante resaltar que, de acuerdo con el mapa de intensidades mostrado en la Figura 56 y los valores de la Tabla 11, las aceleraciones máximas obtenidas en las simulaciones mencionadas anteriormente son relativamente bajas en comparación con las intensidades reportadas. Esto se debe a que, a diferencia de los análisis previos, en este caso se consideró el factor de decaimiento espectral reportado para la Ciudad de México, lo cual tuvo influencia en la amplitud de los registros sintéticos. De esta manera, para que las aceleraciones máximas se aproximen a las intensidades reportadas, considerando

el decaimiento espectral, podría establecerse la caída de esfuerzos para el sismo de Acambay entre 150 y 200 bar.

Respecto al análisis complementario para el sismo del 19 de septiembre de 2017, en la Figura 60 se muestran los espectros sintéticos obtenidos de algunas de las combinaciones mencionadas en la sección 4.4 y su comparación con los espectros reales registrados en tres estaciones sismológicas.

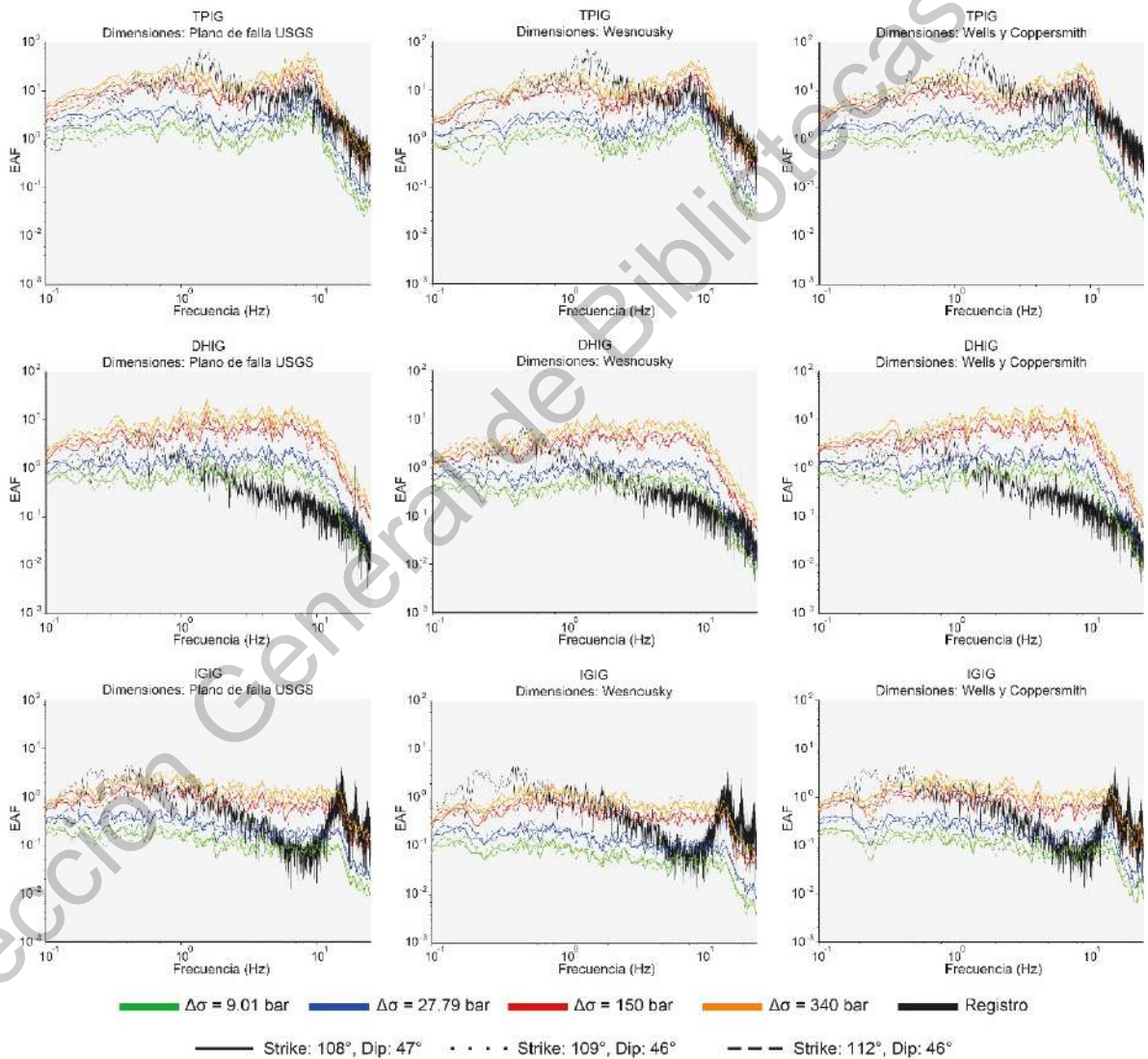


Figura 60. Simulaciones del sismo de 2017 en 3 estaciones sismológicas.

En la estación TPIG se obtienen las mejores aproximaciones con valores para la caída de esfuerzos de 150 y 340 bar, en DHIG el espectro real tiene un decaimiento rápido a partir de 1 Hz, quedando por debajo de las simulaciones. En IGIG también se percibe este decaimiento, pero en frecuencias bajas la amplitud del espectro real es mayor que las correspondientes a las simulaciones, incluso con una caída de esfuerzos de 340 bar, después de 1 Hz el espectro real queda por debajo de las simulaciones. Para estas variaciones se podrían argumentar tres causas posibles:

Dado que en la estación TPIG, que es la más cercana al epicentro, se tienen las aproximaciones más cercanas, para las estaciones DHIG e IGIG que están más alejadas, podría influir un efecto de atenuación adicional en la corteza. Si se consideran los datos de las Tablas 6 y 7, se observa que la atenuación en la corteza es mayor a la que viene del *slab* subducido.

Por otra parte, el decaimiento puede ser atribuido en mayor medida a la atenuación local de sitio. Durante esta investigación, se realizaron intentos para obtener factores de decaimiento espectral, pero por las características de los registros de aceleración disponibles, asociados en su mayoría a sismos de magnitud baja, únicamente fue posible hacer un cálculo preliminar en la región de Veracruz, no reportado en este documento.

Hay que tomar en cuenta que, como se mencionó en la sección 2.5.3, la determinación y consideración de factores de decaimiento espectral tiene una influencia importante en la forma de los registros sintéticos. En los espectros reales de la Figura 60, se observa una disipación de la energía en frecuencias altas, por lo que es posible que los factores de decaimiento espectral que se obtengan en estudios posteriores tengan valores relativamente altos. En la literatura se ha citado este efecto durante sismos de gran magnitud (Kumar et al., 2020), lo cual justifica que las simulaciones hayan sido más precisas en los espectros de la Figura 57.

Asimismo, es relevante la forma en que se estimaron los efectos de sitio para las estaciones analizadas. Como se mencionó en la sección 4.2.1, debido a la dispersión instrumental en la FVTM y por las características de los registros disponibles, se utilizó la técnica HVSR para obtener funciones de transferencia empíricas en lugar del método SSR en donde se considera un sitio de referencia. Ya que la estimación de la curva de amplificación obtenida por el método HVSR no es del todo precisa (Perron et al., 2018), es posible que en las estimaciones de las funciones de transferencia empíricas no se hayan detectado algunos picos.

En la Figura 61 se muestra la gráfica de efectos principales obtenida a partir del análisis de la varianza realizado para este evento. Como en el caso anterior, se observa que la caída de esfuerzos es la variable de entrada que tiene mayor influencia en el valor de la aceleración máxima. No obstante, la ubicación de las estaciones adquiere un efecto mayor, casi comparable con el de la caída de esfuerzos, lo cual coincide con las observaciones previas sobre la Figura 60.

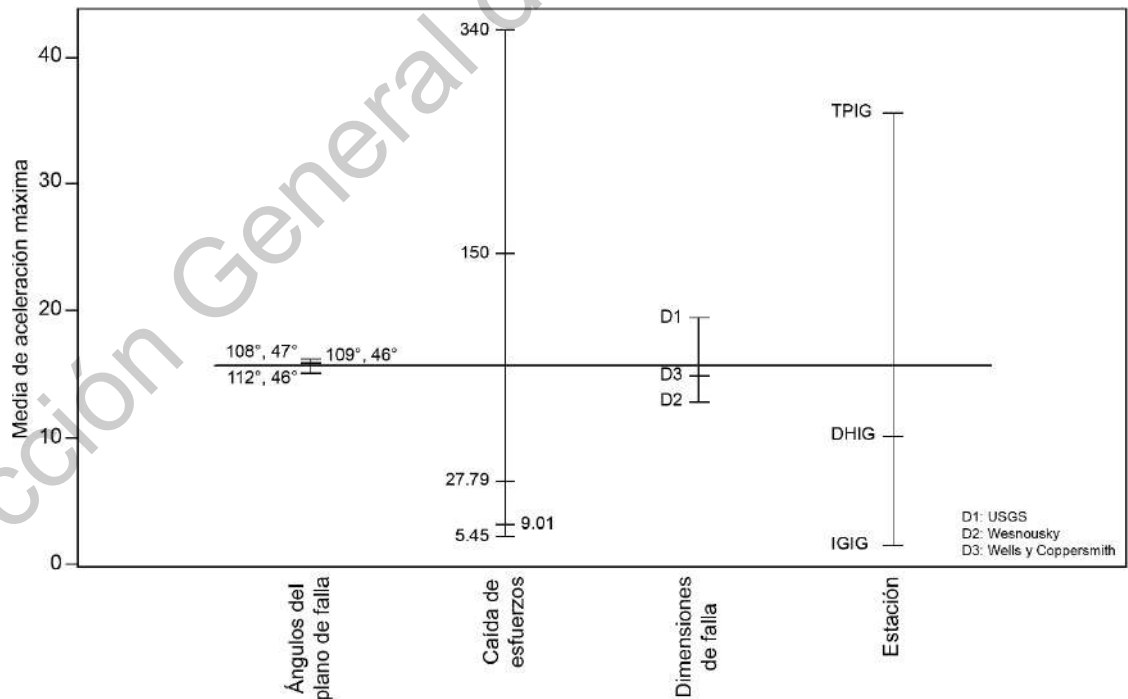


Figura 61. Gráfica de efectos principales para simulaciones del sismo del 19 de septiembre de 2017.

En la Tabla 12 se muestran los resultados del ANOVA realizado para este sismo, donde se observa que los ángulos del plano de falla no son una variable estadísticamente significativa, aunque en este caso las dimensiones de la falla tienen menor influencia que en el análisis anterior.

Tabla 12. Análisis de la varianza para simulaciones del sismo del 19 de septiembre de 2017.

| Variable | Grados de libertad | Suma de cuadrados | Cuadrado medio | F | Pr > F |
|----------------------------|--------------------|-------------------|----------------|----------|-------------------------|
| Ángulos del plano de falla | 2 | 87 | 44 | 0.1808 | 0.834650 |
| Caída de esfuerzos | 4 | 97236 | 24309 | 100.4868 | $> 2.2 \times 10^{-16}$ |
| Dimensiones de falla | 2 | 3065 | 1533 | 6.3360 | 0.001957 |
| Estación | 2 | 84783 | 42391 | 175.2350 | $> 2.2 \times 10^{-16}$ |
| Residuos | 394 | 95313 | 242 | | |

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos en este trabajo, se verifica el cumplimiento de la hipótesis planteada inicialmente, ya que, al considerar información analítica e instrumental disponible y su relación con la fuente, la atenuación y la respuesta de sitio, fue posible realizar simulaciones estocásticas para sismos regionales en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

Las variables que mayor influencia tuvieron en los resultados de las simulaciones fueron la caída de esfuerzos, la atenuación, la ubicación y la respuesta de sitio, por lo que su evaluación precisa y su consideración representan un papel fundamental en este tipo de estudios.

Las dimensiones de la falla, aunque también tienen un efecto en las aceleraciones máximas observadas, como variable tienen un menor grado de significancia estadística, por lo que, en ausencia de estudios paleosismológicos o datos instrumentales suficientes, puede recurrirse a relaciones empíricas sin que esto afecte a los resultados en mayor medida.

Los ángulos del plano de falla no representaron una variable estadísticamente significativa, ya que, independientemente de las combinaciones consideradas, no se tuvo una repercusión relevante en los espectros sintéticos. Aunque los valores utilizados en las simulaciones no tienen una variación amplia, se ve que la incertidumbre en su determinación no tiene un efecto cuya consideración sea imprescindible.

Los aspectos revisados en este trabajo permiten visualizar que en la FVTM no deben subestimarse los posibles daños asociados a la ocurrencia de un sismo de gran magnitud. En este punto, es importante considerar la influencia significativa del decaimiento espectral y su relación con la magnitud en la forma de los espectros de aceleración en frecuencias altas, principalmente durante sismos mayores. Por lo tanto, se propone para investigaciones futuras la obtención de factores de decaimiento espectral para la zona de estudio, con metodologías que permitan

utilizar la información actualmente disponible. Esto hará posible definir de mejor manera la forma de los espectros sintéticos y acotar racionalmente el riesgo sísmico de edificaciones en función de su periodo de vibración.

Con esta información y la que se recabe respecto a efectos de sitio, considerando los estudios previos y futuros debidamente documentados, sería posible realizar simulaciones con mayor cobertura en la FVTM. Esto permitirá obtener relaciones de atenuación que consideren variables físicas representativas de esta zona, así como llevar a cabo una evaluación precisa y confiable del riesgo sísmico en las poblaciones que se encuentran en ella.

Dirección General de Bibliotecas UNO

REFERENCIAS

Abrahamson, N. A., y W. J. Silva. 1997. Empirical response spectral attenuation relationships for shallow crustal earthquakes. *Seismol. Res. Lett.* 68:94–127. doi:10.1785/gssrl.68.1.94.

Aguirre-Díaz, G. J. 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 13:10–51.

Aguirre-Díaz, G. J., y M. López-Martínez. 2009. Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 179:133–148. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.013.

Aki, K., y B. Chouet. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80:3322. doi:10.1029/JB080i023p03322.

Anderson, J. G. 1991. A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in Southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81:2186–2193.

Anderson, J. G., y S. E. Hough. 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74:1969–1993.

Arce, J. L., P. W. Layer, E. Morales-Casique, J. A. Benowitz, E. Rangel, y O. Escolero. 2013. New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 266:34–49. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.09.004.

Arce, J. L., J. L. Macías, y L. Vázquez-Selem. 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Bull. Geol. Soc. Am.* 115:230–248. doi:10.1130/0016-7606(2003)115<0230:TKPEON>2.0.CO;2.

Arroyo Contreras, G. M., E. Rojas González, J. A. Arzate Flores, F. J. Lermo Samaniego, J. L. Urrutia Galicia, C. Arnold Ojeda, D. G. Valencia Vallejo, R. Ríos Osornio, J. Pacheco Martínez, J. M. Bustillos Pineda, J. L. Noguez Hernández, G. Samayoa Rosas, y J. M. Fernández Hernández. 1999. Elaboración de cartas de fallas de los municipios de Querétaro, Qro. y Celaya, Gto., y su impacto en los principales asentamientos humanos. Reporte técnico final Proyecto SIHGO, DUV-1/96. Querétaro, México.

Arroyo, D., D. García, M. Ordaz, M. A. Mora, y S. K. Singh. 2010. Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes. *J. Seismol.* 14:769–785. doi:10.1007/s10950-010-9200-0.

Assimaki, D., G. Gazetas, y E. Kausel. 2005. Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: Parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95:1059–1089. doi:10.1785/0120040055.

Astiz Delgado, L. M. de los Á. 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979. Universidad Nacional Autónoma de México.

Atkinson, G. M., K. Assatourians, D. M. Boore, K. Campbell, y D. Motazedian. 2009. A guide to differences between stochastic point-source and stochastic finite-fault simulations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99:3192–3201. doi:10.1785/0120090058.

Bajaj, K., y P. Anbazhagan. 2019. Identification of Shear Modulus Reduction and Damping Curve for Deep and Shallow Sites: Kik-Net Data. *J. Earthq. Eng.* 0:1–29. doi:10.1080/13632469.2019.1643807.

Bayona, J. A., G. Suárez, y M. Ordaz. 2017. A probabilistic seismic hazard assessment of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico based on historical and instrumentally recorded seismicity. *Geofísica Int.* 56:87–101. doi:10.19155/geofint.2017.056.1.7.

Beresnev, I. A., y G. M. Atkinson. 1998. FINSIM - A FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. *Seismol. Res. Lett.* 69:27–32. doi:10.1785/gssrl.69.1.27.

Betbeder-Matibet, J. 2008. *Seismic Engineering*. John Wiley & Sons, Inc.

Biasi, G. P., y K. D. Smith. 2001. Site effects for seismic monitoring stations in the vicinity of Yucca Mountain, Nevada. A Report Prepared for the US DOE/University and Community College System of Nevada (UCCSN) Cooperative Agreement.

Blanke, A., G. Kwiatek, P. Martínez-Garzón, y M. Bohnhoff. 2019. Sensitivity and stability analysis of coda quality factors at the geysers geothermal field, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 109:959–975. doi:10.1785/0120180219.

Boore, D. M. 2003. Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure Appl. Geophys.* 160:635–676. doi:10.1007/PL00012553.

Boore, D. M. 2005. SMSIM — Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes.

Boore, D. M. 2009. Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99:3202–3216. doi:10.1785/0120090056.

Borcherdt, R. D. 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60:29–61.

Box, G. E. P., J. S. Hunter, y W. G. Hunter. 2005. *Statistics for Experimenters*. Wiley Interscience, New Jersey.

Brune, J. N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75.

Buendía Sánchez, L. M., y E. Reinoso Angulo. 2019. Análisis de los daños en viviendas y edificios comerciales durante la ocurrencia del sismo del 19 de

septiembre de 2017. Rev. Ing. Sísmica. 101:19–35.

Bustillos Pineda, J. M. 2005. Microzonificación sísmica del valle de Querétaro. Universidad Autónoma de Querétaro.

Canas, J. A. 1986. Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones central y oriental del eje volcánico de México. Geofísica Int. 25:503–520.

Carranza-Edwards, A. 2018. Lithological correlation of Texcoco lake subsoil. Hidrobiologica. 28:93–101. doi:10.24275/uam/izt/dcbs/hidro/2018v28n1/carranza.

Carrasco-Núñez, G., M. López-Martínez, J. Hernández, y V. Vargas. 2017. Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. Geothermics. 67:1–17. doi:10.1016/j.geothermics.2017.01.001.

Castro-Govea, R., y C. Siebe. 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res. 162:20–42. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.01.002.

Castro, R. R., C. Condori, O. Romero, C. Jacques, y M. Suter. 2008. Seismic attenuation in northeastern Sonora, Mexico. Bull. Seismol. Soc. Am. 98:722–732. doi:10.1785/0120070062.

Castro, R. R., A. Rovelli, M. Cocco, M. Di Bono, y F. Pacor. 2001. Stochastic simulation of strong-motion records from the 26 September 1997 (Mw6), Umbria-Marche (Central Italy) earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am. 91:27–39. doi:10.1785/0120000011.

Castro, R. R., L. Trojani, G. Monachesi, M. Mucciarelli, y M. Cattaneo. 2000. The spectral decay parameter of κ in the region Umbria-Marche, Italy. J. Geophys. Res.

Çelebi, M. 1987. Topographical and Geological Amplifications Determined from Strong-Motion and Aftershock Records of the 3 March 1985 Chile Earthquake. Bull.

Seism. Soc. Am. 77:1147–1167.

Çelebi, M. 1991. Topographical and geological amplification: case studies and engineering implications. *Struct. Saf.* 10:199–217.

Çelebi, M., V. J. Sahakian, D. Melgar, y L. Quintanar. 2018. The 19 September 2017 M 7.1 Puebla-Morelos earthquake: Spectral ratios confirm Mexico city zoning. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 108:3289–3299. doi:10.1785/0120180100.

Chen, T., y R. W. Clayton. 2012. Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 117:1–13. doi:10.1029/2012JB009233.

Clemente-Chávez, A., F. R. Zúñiga, J. Lermo, A. Figueroa-Soto, C. Valdés-González, M. Montiel, O. Chávez, y M. Arroyo. 2014. On the behavior of site effects in central Mexico (the Mexican Volcanic Belt - MVB), based on records of shallow earthquakes that occurred in the zone between 1998 and 2011. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14:1391–1406. doi:10.5194/nhess-14-1391-2014.

CMT. 2021. Global Centroid Moment Tensor Catalog. Available from: <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

Comisión Estatal de Aguas, y Universidad Autónoma de Querétaro. 2002. Estudio integral del recurso agua en los acuíferos del Estado de Querétaro: Querétaro, México. Querétaro, México.

Comisión Federal de Electricidad. 2015. Manual de Diseño de Obras Civiles. México.

Corona Fernández, R. D. 2018. Estudio de fuente finita del sismo de Acambay del 19 de noviembre de 1912 (M=7.0) con base en sismogramas históricos analógicos. Universidad Nacional Autónoma de México.

Darendeli, M. B. 2001. Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves. University of Texas.

Domínguez, T., C. J. Rebollar, y R. R. Castro. 1997a. Regional variations of seismic attenuation of Lg waves in southern Mexico. *J. Geophys. Res. B Solid Earth*. 102:27501–27509. doi:10.1029/97jb02332.

Domínguez, T., C. J. Rebollar, y H. Fabriol. 1997b. Attenuation of Coda Waves at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87:1368–1374.

Duda, S. J. 1965. Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt. *Tectonophysics*. 2:409–452. doi:10.1016/0040-1951(65)90035-1.

Edwards, B., y D. Fäh. 2013. Measurements of stress parameter and site attenuation from recordings of moderate to large earthquakes in Europe and the Middle East. *Geophys. J. Int.* 194:1190–1202. doi:10.1093/gji/ggt158.

Electric Power Research Institute. 1993. Guidelines for Determining Design Basis Ground Motions, Volume 1: Method and Guidelines for Estimating Earthquake Ground Motion in Eastern North America. Palo Alto, California.

Escudero, C. R., N. García-Millán, y F. de J. Escalona-Alcázar. 2016. Attenuation of coda waves in western Mexico using local seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106:2545–2557. doi:10.1785/0120160027.

Eshelby, J. D. 1957. The Determination of the Elastic Field of an Ellipsoidal Inclusion, and Related Problems. *Proc. R. Soc. London. Ser. A , Math. Phys. Sci.* 241:376–396.

Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. C. Manea, y M. Manea. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*. 522–523:122–149. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.

Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, M. Navarro, P. López-Quiroz, y L. Luna-González. 2018. Digital Geologic Cartography and Geochronologic Database of the Trans-Mexican Volcanic Belt and Adjoining Areas, Cartografía Geológica Digital y Base de

Datos Geocronológica del Cinturón Volcánico Transmexicano y Áreas Contiguas. *Terra Digit.* 2:1–8. doi:10.22201/igg.terradigitalis.2018.1.34.95.

Figueroa, J. 1975. Sismicidad en Oaxaca. *Inst. Ing. UNAM Ser. Azul.* 360.

Gaite, B., A. Villaseñor, A. Iglesias-Mendoza, M. Herraiz, y I. Jiménez-Munt. 2015. A 3-D shear velocity model of the southern North American and Caribbean plates from ambient noise and earthquake tomography. *Solid Earth.* 6:271–284. doi:10.5194/se-6-271-2015.

García, D. 2001. Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México central.

García, D. 2007. Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México central. Universidad Complutense de Madrid.

García, D., S. K. Singh, M. Herráiz, J. F. Pacheco, y M. Ordaz. 2004. Inslab earthquakes of Central Mexico: Q, source spectra, and stress drop. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94:789–802. doi:10.1785/0120030125.

Gerstenberger, M. C., W. Marzocchi, T. Allen, M. Pagani, J. Adams, L. Danciu, E. H. Field, H. Fujiwara, N. Luco, K. F. Ma, C. Meletti, y M. D. Petersen. 2020. Probabilistic Seismic Hazard Analysis at Regional and National Scales: State of the Art and Future Challenges. *Rev. Geophys.* 58:0–3. doi:10.1029/2019RG000653.

Ghofrani, H., G. M. Atkinson, K. Goda, y K. Assatourians. 2013. Stochastic finite-fault simulations of the 2011 Tohoku, Japan, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103:1307–1320. doi:10.1785/0120120228.

Gobierno de la Ciudad de México. 2020. Normas Técnicas Complementarias para Diseño por Sismo. México.

Gómez-Tuena, A., y G. Carrasco-Núñez. 2000. Cerro Grande volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt.

Tectonophysics. 318:249–280. doi:10.1016/S0040-1951(99)00314-5.

González-Ruiz, J. R., y K. C. McNally. 1988. Stress accumulation and release since 1882 in Ometepe, Guerrero, Mexico: Implications for failure mechanisms and risk assessments of a seismic gap. *J. Geophys. Res.* 93:6297–6317.

González Herrera, R., J. C. Mora Chaparro, J. Aguirre González, y J. A. Aguilar Carboney. 2020. Efecto De Sitio En Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, Un Determinante En Los Daños Históricos En Edificaciones. *Rev. Ing. Sísmica.* 42–64. doi:10.18867/ris.102.511.

Graves, R. W., B. T. Aagaard, y K. W. Hudnut. 2011. The ShakeOut earthquake source and ground motion simulations. *Earthq. Spectra.* 27:273–291. doi:10.1193/1.3570677.

Guzmán Ventura, J. A., F. Williams Linera, G. Riquer Trujillo, y R. Leyva Soberanis. 2020. Fallas de licuación de suelos inducidas por el sismo del 7 de septiembre de 2017 en la Ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz. *Rev. Ing. Sísmica.* 106:82–106. doi:10.18867/ris.102.526.

Hanks, T. C., y H. Kanamori. 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res. B Solid Earth.* 84:2348–2350. doi:10.1029/JB084iB05p02348.

Hanks, T. C., y R. K. McGuire. 1981. The Character Of High-Frequency Strong Ground Motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 3:54–67.

Hartzell, S. H., D. L. Carver, y K. W. King. 1994. Initial investigation of site and topographic effects at Robinwood Ridge, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84:1336–1349.

Havskov, J., M. B. Sørensen, D. Vales, M. Özyazıcıoğlu, G. Sánchez, y B. Li. 2016. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106:956–970. doi:10.1785/0120150359.

INEGI. 2021. Censo de Población y Vivienda 2020. Available from:

<https://www.inegi.org.mx/programas/ccpv/2020/>

Kanamori, H. 1977. The Energy Release in Great Earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 82.

Kawase, H. 2003. Site Effects on Strong Ground Motions. En: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology Part B*. p. 1013–1030.

Knopoff, L. 1958. Energy Release in Earthquakes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1:44–52. doi:10.1111/j.1365-246X.1958.tb00033.x.

Konno, K., y T. Ohmachi. 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88:228–241.

Kramer, S. L. 2011. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, New Jersey.

Ktenidou, O. J., F. Cotton, N. A. Abrahamson, y J. G. Anderson. 2014. Taxonomy of κ : A review of definitions and estimation approaches targeted to applications. *Seismol. Res. Lett.* 85:135–146. doi:10.1785/0220130027.

Ktenidou, O. J., C. Gélis, y L. F. Bonilla. 2013. A study on the variability of Kappa (κ) in a Borehole: Implications of the computation process. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103:1048–1068. doi:10.1785/0120120093.

Ktenidou, O. J., W. J. Silva, R. B. Darragh, N. A. Abrahamson, y T. Kishida. 2017. Squeezing kappa (κ) out of the transportable array: A strategy for using bandlimited data in regions of sparse seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 107:256–275. doi:10.1785/0120150301.

Kumar, A., y J. K. Mondal. 2017. Newly Developed MATLAB Based Code for Equivalent Linear Site Response Analysis. *Geotech. Geol. Eng.* 35:2303–2325. doi:10.1007/s10706-017-0246-4.

Kumar, S., D. Kumar, B. K. Rastogi, y A. P. Singh. 2018. Kappa (κ) model for Kachchh region of Western India. *Geomatics, Nat. Hazards Risk*. 9:442–455. doi:10.1080/19475705.2018.1447025.

Kumar, V., S. Chopra, P. Choudhury, y D. Kumar. 2020. Estimation of near surface attenuation parameter kappa (κ) in Northwest and Northeast Himalaya region. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 136:106237. doi:10.1016/j.soildyn.2020.106237.

Lacan, P., G. Aguirre-Díaz, L. Audin, H. Perea, S. Baize, F. R. Zúñiga, y M. Ortuño. 2018. Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the Venta de Bravo Fault System, Acambay Graben (Central Mexico). *Sediment. Geol.* 365:62–77. doi:10.1016/j.sedgeo.2017.12.008.

Lai, T. S., H. Mittal, W. A. Chao, y Y. M. Wu. 2016. A study on Kappa value in Taiwan using borehole and surface seismic array. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106:1509–1517. doi:10.1785/0120160004.

Langridge, R. M., R. J. Weldon, J. C. Moya, y G. Suárez. 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 105:3019–3037. doi:10.1029/1999jb900239.

Lay, T., y T. C. Wallace. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press.

Lermo, J., y F. J. Chávez-García. 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83:1574–1594. doi:10.1002/bate.200690188.

Lermo, J., M. A. Santoyo, M. A. Jaimes, Y. Antayhua, y M. Chavacán. 2016. Local earthquakes of the Mexico basin in Mexico city: κ , Q, source spectra, and stress drop. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106:1423–1437. doi:10.1785/0120150189.

Lesage, P. 1984. Determinación de parámetros focales del temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, del 24 de octubre de 1980, usando sismogramas sintéticos de

ondas compresionales y un método de inversión linealizada. *Geofísica Int.* 23:57–72.

Lozano, L., M. Herráiz, y S. K. Singh. 2009. Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 29:504–516. doi:10.1016/j.soildyn.2008.05.009.

MASE. 2007. Meso America Subduction Experiment [Data set]. Caltech. doi:10.7909/C3RN35SP.

Menq, F. Y. 2003. Dynamic properties of sandy and gravelly soils. University of Texas, Austin.

Mirwald, A., V. M. Cruz-Atienza, J. Díaz-Mojica, A. Iglesias, S. K. Singh, C. Villafuerte, y J. Tago. 2019. The 19 September 2017 (Mw7.1) Intermediate-Depth Mexican Earthquake: A Slow and Energetically Inefficient Deadly Shock. *Geophys. Res. Lett.* 46:2054–2064. doi:10.1029/2018GL080904.

Mittal, H., Kamal, A. Kumar, y S. K. Singh. 2013. Estimation of site effects in Delhi using standard spectral ratio. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 50:53–61. doi:10.1016/j.soildyn.2013.03.004.

Montalvo-Arrieta, J. C., F. J. Sánchez-Sesma, y E. Reinoso. 2002. A virtual reference site for the valley of Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92:1847–1854. doi:10.1785/0120010257.

Moore, G., C. Marone, I. S. E. Carmichael, y P. Renne. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106:383–394. doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0383:BVAENT>2.3.CO;2.

Motazedian, D., y G. M. Atkinson. 2005. Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95:995–1010.

doi:10.1785/0120030207.

Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Railw. Tech. Res. Institute, Q. Reports. 30.

Nava, F. A., V. R. Toledo, y C. Lomnitz. 1985. Plate waves and the 1980 Huajuapán de León, Mexico earthquake. *Tectonophysics*. 112:463–492.

Núñez-Cornú, F., y L. Ponce. 1989. Zonas sísmicas de Oaxaca, México: sismos máximos y tiempos de recurrencia para el periodo 1542-1988. *Geofísica Int.* 28:587–641.

Ordaz, M., y S. K. Singh. 1992. Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82:24–43.

Ortega, R., y L. Quintanar. 2005. A Study of the Local Magnitude Scale in the Basin of Mexico: Mutually Consistent Estimates of log A₀ and Ground-Motion Scaling. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95.

Ortuño, M., F. R. Zúñiga, G. J. Aguirre-Díaz, D. Carreón-Freyre, M. Cerca, y M. Roverato. 2015. Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt). *Geosphere*. 11:160–184. doi:10.1130/GES01071.1.

Ottmöller, L., N. M. Shapiro, S. Krishna Singh, y J. F. Pacheco. 2002. Lateral variation of L_g wave propagation in southern Mexico. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 107:ESE 3-1-ESE 3-13. doi:10.1029/2001jb000206.

Palmer, S. M., y G. M. Atkinson. 2020. The high-frequency decay slope of spectra (κ) for $M \geq 3.5$ earthquakes on rock sites in eastern and western Canada. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 110:471–488. doi:10.1785/0120190206.

Papageorgiou, A. S., y K. Aki. 1983. A specific barrier model for the quantitative

description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73:693–722.

Pérez-Moreno, L. F. 2018. Análisis bayesiano de leyes de atenuación sísmica para la región de la Faja Volcánica Transmexicana. Universidad Autónoma de Querétaro.

Pérez-Moreno, L. F., Q. Rodríguez-Pérez, F. R. Zúñiga, J. Horta-Rangel, M. Arroyo, M. de la L. Pérez-Rea, y R. Morales-Chico. 2021a. Coda waves attenuation in the Trans-Mexican Volcanic Belt considering local seismicity. *J. Seismol.* 25:461–475. doi:10.1007/s10950-021-09987-y.

Pérez-Moreno, L. F., Q. Rodríguez-Pérez, F. R. Zúñiga, J. Horta-Rangel, M. de la L. Pérez-Rea, y M. A. Pérez-Lara. 2021b. Site Response Evaluation in the Trans-Mexican Volcanic Belt based on HVSR from Ambient Noise and Regional Seismicity. *Appl. Sci.* 11. doi:10.3390/app11136126.

Pérez-Campos, X. 2008. MASE: Undergraduate Research and Outreach as Part of a Large Project. *Seismol. Res. Lett.* 2:232–236. doi:10.1785/gssrl.79.2.232.

Pérez Gálvez, H. 2004. Zonificación sísmica de las poblaciones más importantes en el valle de Aguascalientes. Universidad Autónoma de Querétaro.

Perron, V., C. Gélis, B. Froment, F. Hollender, P. Y. Bard, G. Cultrera, y E. M. Cushing. 2018. Can broad-band earthquake site responses be predicted by the ambient noise spectral ratio? Insight from observations at two sedimentary basins. *Geophys. J. Int.* 215:1442–1454. doi:10.1093/GJI/GGY355.

Perron, V., F. Hollender, P. Y. Bard, C. Gélis, C. Guyonnet-Benaize, B. Hernandez, y O. J. Ktenidou. 2017. Robustness of kappa (κ) measurement in low-to-moderate seismicity areas: Insight from a site-specific study in provence, France. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 107:2272–2292. doi:10.1785/0120160374.

Pinzón, L. A., L. G. Pujades, S. A. Diaz, y R. E. Alva. 2018. Do Directionality Effects Influence Expected Damage? A Case Study of the 2017 Central Mexico Earthquake.

Bull. Seismol. Soc. Am. 108:2543–2555. doi:10.1785/0120180049.

Purvance, M. D., y J. G. Anderson. 2003. A comprehensive study of the observed spectral decay in strong-motion accelerations recorded in Guerrero, Mexico. Bull. Seismol. Soc. Am. 93:600–611. doi:10.1785/0120020065.

Quintanar, L., M. Rodríguez-González, y O. Campos-Enríquez. 2004. A shallow crustal earthquake doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). Bull. Seismol. Soc. Am. 94:845–855. doi:10.1785/0120030057.

Radu, A., y M. Grigoriu. 2018. A Site-specific ground-motion simulation model: Application for Vrancea earthquakes. Soil Dyn. Earthq. Eng. 111:77–86. doi:10.1016/j.soildyn.2018.04.025.

Reed, J. C., J. O. Wheeler, B. E. Tucholke, W. R. Stettner, y D. R. Soller. 2005. Decade of North American Geology Geologic Map of North America—Perspectives and explanation. Decad. North Am. Geol. Geol. Map North Am. Explan. 1–28. doi:10.1130/dnag-csms-v1.1.

Roblee, C., y B. Chiou. 2004. A proposed geindex model for design selection of non-linear properties for site response analyses. En: International workshop on uncertainties in nonlinear soil properties and their impact on modeling dynamic soil response.

Rodríguez-Domínguez, C., X. Pérez-Campos, C. Montealegre-Cázares, R. W. Clayton, y E. Cabral-Cano. 2019. Crustal structure variations in south-central Mexico from receiver functions. Geophys. J. Int. 219:2174–2186. doi:10.1093/gji/ggz434.

Rodríguez-Pérez, Q., V. H. Márquez-Ramírez, F. R. Zúñiga, R. Plata-Martínez, y X. Pérez-Campos. 2018. The Mexican earthquake source parameter database: A new resource for earthquake physics and seismic hazard analyses in Mexico. Seismol. Res. Lett. 89:1846–1862. doi:10.1785/0220170250.

Rodríguez-Pérez, Q., L. Ottemoller, y R. R. Castro. 2012. Stochastic Finite-Fault

Ground-Motion Simulation and Source Characterization of the 4 April 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake. *Seismol. Res. Lett.* 83:235–249. doi:10.1785/gssrl.83.2.235.

Rodríguez-Pérez, Q., y F. R. Zúñiga. 2017. Seismicity characterization of the Maravatío-Acambay and Actopan regions, central Mexico. *J. South Am. Earth Sci.* 76:264–275. doi:10.1016/j.jsames.2017.03.013.

Rollins, K. M., M. D. Evans, N. B. Diehl, y W. D. Daily III. 1998. Shear Modulus and Damping Relationships for Gravels. *J. Geotech. Geoenvironmental Eng.* 124:396. doi:10.1061/(ASCE)1090-0241(1998)124:5(396).

Sahakian, V. J., D. Melgar, L. Quintanar, L. Ramírez-Guzmán, X. Pérez-Campos, y A. Baltay. 2018. Ground motions from the 7 and 19 September 2017 Tehuantepec and Puebla-Morelos, Mexico, earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 108:3300–3312. doi:10.1785/0120180108.

Sairam, B., A. P. Singh, V. Patel, V. Pancholi, S. Chopra, V. K. Dwivedi, y M. Ravi Kumar. 2018. Influence of local site effects in the ahmedabad mega city on the damage due to past earthquakes in northwestern India. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 108:2170–2182. doi:10.1785/0120170266.

Schnabel, P. B. 1973. Effects of local geology and distance from source on earthquake ground motions. University of California, Berkeley.

Seed, H. B., y I. M. Idriss. 1970. Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analyses [Report No. EERC 70-10]. Berkeley, California.

Seed, H. B., R. T. Wong, I. M. Idriss, y K. Tokimatsu. 1986. Moduli and Damping Factors for Dynamic Analyses of Cohesionless Soils. *J. Geotech. Eng.* 112:1016. doi:10.1061/(ASCE)0733-9410(1986)112:11(1016).

SESAME. 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations.

Shapiro, N. M., S. K. Singh, A. Iglesias-Mendoza, V. M. Cruz-Atienza, y J. F. Pacheco. 2000. Evidence of low Q below Popocatepetl volcano, and its implication to seismic hazard in Mexico City. *Geophys. Res. Lett.* 27:2753–2756. doi:10.1029/1999GL011232.

Sharbati, R., F. Khoshnoudian, H. R. Ramazi, y H. R. Amindavar. 2018. Stochastic modeling and simulation of ground motions using complex discrete wavelet transform and Gaussian mixture model. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 114:267–280. doi:10.1016/j.soildyn.2018.07.003.

Sieron, K., y C. Siebe. 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176:241–264. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.04.006.

Singh, A. P. 2015. Seismic hazard evaluation in Anjar city area of western India: Microtremor array measurement. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 71:143–150. doi:10.1016/j.soildyn.2015.01.009.

Singh, A. P., A. Shukla, M. R. Kumar, y M. G. Thakkar. 2017. Characterizing surface geology, liquefaction potential, and maximum intensity in the Kachchh seismic zone, western India, through microtremor analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 107:1277–1292. doi:10.1785/0120160264.

Singh, S. K., L. Astiz, y J. Havskov. 1981. Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71:827–843.

Singh, S. K., A. Iglesias-Mendoza, M. Ordaz, X. Perez-Campos, y L. Quintanar. 2011. Estimation of Ground Motion in Mexico City from a Repeat of the M~7.0 Acambay Earthquake of 1912. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101:2015–2018. doi:10.1785/0120100317.

Singh, S. K., A. Iglesias, D. García, J. F. Pacheco, y M. Ordaz. 2007. Q of Lg waves in the central Mexican volcanic belt. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97:1259–1266. doi:10.1785/0120060171.

Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcantara, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Meli, y E. Ovando. 1999. A preliminary report on the Tehuacán, México earthquake of June 15, 1999 ($M_w = 7.0$). *Seismol. Res. Lett.* 70:489–504. doi:10.1785/gssrl.70.5.489.

Singh, S. K., J. F. Pacheco, D. García, y A. Iglesias. 2006. An estimate of shear-wave Q of the mantle wedge in Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96:176–187. doi:10.1785/0120050001.

Singh, S. K., L. Quintanar-robles, D. Arroyo, V. M. Cruz-atienza, H. Espíndola, D. I. Bello-segura, y M. Ordaz. 2020. Lessons from a Small Local Earthquake Which Produced the Highest Acceleration Ever Recorded in Mexico City. doi:10.1785/0220200123.Supplemental.

Spica, Z., M. Pertou, M. Calò, D. Legrand, F. Córdoba-Montiel, y A. Iglesias. 2016. 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: Bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3). *Geophys. J. Int.* 206:1795–1813. doi:10.1093/gji/ggw240.

SSN. 2021a. Mapas de sismicidad anual. Univ. Nac. Autónoma México, Inst. Geofísica, Serv. Sismológico Nac. México. Available from: <http://www.ssn.unam.mx>

SSN. 2021b. Catálogo de sismos. Univ. Nac. Autónoma México, Inst. Geofísica, Serv. Sismológico Nac. México. Available from: <http://www.ssn.unam.mx>

SSN. 2021c. Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México. doi:10.21766/SSNM/SN/MX.

Stanko, D., S. Markušić, S. Strelec, y M. Gazdek. 2017. HVSR analysis of seismic site effects and soil-structure resonance in Varaždin city (North Croatia). *Soil Dyn.*

Earthq. Eng. 92:666–677. doi:10.1016/j.soildyn.2016.10.022.

Starr, A. T. 1928. Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear. *Math. Proc. Cambridge Philos. Soc.* 24:489–500. doi:10.1017/S0305004100014626.

Stein, S., y M. Wyssession. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing.

Suárez, G. 1992. El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1912. *Rev. Soc. Mex. Ing. Sísmica.* 3–15.

Suárez, G., G. V. Caballero-Jiménez, y D. A. Novelo-Casanova. 2019. Active Crustal Deformation in the Trans-Mexican Volcanic Belt as Evidenced by Historical Earthquakes During the Last 450 Years. *Tectonics.* 38:3544–3562. doi:10.1029/2019TC005601.

Suárez, G., V. García-Acosta, y R. Gaulon. 1994. Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics.* 234:117–127. doi:10.1016/0040-1951(94)90207-0.

Suárez, G., y D. A. Novelo-Casanova. 2018. A Pioneering Aftershock Study of the Destructive 4 January 1920 Jalapa, Mexico, Earthquake. *Seismol. Res. Lett.* 89:1894–1899. doi:10.1785/0220180150.

Suter, M. 2002. Active faults in the central part of the Transmexican Volcanic Belt, Mexico.

Suter, M. 2014. Comment on “Estimation of ground motion in Mexico City from a repeat of the M7.0 Acambay earthquake of 1912” by S. K. Singh, A. Iglesias, M. Ordaz, X. Perez-Campos, and L. Quintanar”. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104:2565–2566. doi:10.1785/0120140217.

Suter, M. 2015. The A.D. 1567 Mw 7.2 Ameca, Jalisco, earthquake (Western Trans-Mexican Volcanic Belt): Surface Rupture Parameters, Seismogeological Effects, and Macroseismic Intensities from Historical Source. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105:646–

656. doi:10.1785/0120140163.

Suter, M. 2017. The 2 October 1847 MI 5.7 Chapala Graben Triggered Earthquake (Trans-Mexican Volcanic Belt, West-Central Mexico): Macroseismic Observations and Hazard Implications. *Seismol. Res. Lett.* 89:35–46. doi:10.1785/0220170101.

Suter, M. 2019. The 1563 MI 8 Puerto de la Navidad Subduction-Zone and 1567 Mw 7.2 Ameca Crustal Earthquakes (Western Mexico): New Insights from Sixteenth-Century Sources. *Seismol. Res. Lett.* 90:366–375. doi:10.1785/0220180304.

Suter, M., M. Carrillo-Martínez, y O. Quintero. 1996. Macroseismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern Parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86:1952–1963.

Suter, M., O. Quintero, y C. A. Johnson. 1992. Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo Fault. *J. Geophys. Res.* 97:11983–11993. doi:10.1029/91jb00428.

Suter, M., O. Quintero, M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz, y E. Farrar. 1995. The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics*. 14:1245–1262.

Tanırcan, G., H. Miyake, H. Yamanaka, y O. Özel. 2020. Large Stress Release During Normal-Faulting Earthquakes in Western Turkey Supported by Broadband Ground Motion Simulations. *Pure Appl. Geophys.* 177:1969–1981. doi:10.1007/s00024-019-02357-3.

Trejo Moedano, A. 1989. Estratigrafía y propiedades mecánicas del subsuelo del valle de la zona urbana de Querétaro. (Universidad Autónoma de Querétaro, editor.). Querétaro, México.

U.S. Geological Survey. 2020. Earthquake Catalog. Available from: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

Ugurhan, B., y A. Askan. 2010. Stochastic strong ground motion simulation of the 12 November 1999 Düzce (Turkey) earthquake using a dynamic corner frequency approach. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100:1498–1512. doi:10.1785/0120090358.

Valdez Chávez, G. 2008. Microzonificación sísmica de las ciudades de San Francisco y Purísima del Rincón, Guanajuato. Universidad Autónoma de Querétaro.

Villegas Rodríguez, A. 2007. Zonación sísmica de la Ciudad de León, Guanajuato. Universidad Autónoma de Querétaro.

Vladimir Keylis-Borok. 1959. On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Ann. Geophys.* 12:205–214. doi:10.4401/ag-4596.

Vucetic, M., y R. Dobry. 1991. Effect of soil plasticity on cyclic response. *J. Geotech. Eng.* 117:89–107. doi:10.1016/0148-9062(91)90820-c.

Wald, D. J., V. Quitoriano, T. H. Heaton, y H. Kanamori. 1999. Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthq. Spectra.* 15:557–564. doi:10.1193/1.1586058.

Wathelet, M., J. L. Chatelain, C. Cornou, G. Di Giulio, B. Guillier, M. Ohrnberger, y A. Savvaidis. 2020. Geopsy: A user-friendly open-source tool set for ambient vibration processing. *Seismol. Res. Lett.* 91:1878–1889. doi:10.1785/0220190360.

Wells, D. L., y K. J. Coppersmith. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84:974–1002.

Wesnousky, S. G. 2008. Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98:1609–1632. doi:10.1785/0120070111.

West, M. 2006. The Colima Deep Seismic Experiment: Imaging the Magmatic Root

of Colima Volcano. International Federation of Digital Seismograph Networks. doi:10.7914/SN/ZA_2006.

Yamada, S., M. Hyodo, R. P. Orense, S. V. Dinesh, y T. Hyodo. 2008. Strain-Dependent Dynamic Properties of Remolded Sand-Clay Mixtures. *J. Geotech. Geoenvironmental Eng.* 134:972. doi:10.1061/(ASCE)1090-0241(2008)134:7(972).

Yamamoto, J., L. Quintanar, R. B. Herrmann, y C. Fuentes. 1997. Lateral variations of Lg coda Q in southern Mexico. *Pure Appl. Geophys.* 149:575–599.

Yamamoto, J., L. Quintanar, C. J. Rebollar, y Z. Jiménez. 2002. Source Characteristics and Propagation Effects of the Puebla, Mexico, Earthquake of 15 June 1999. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92:2126–2138. doi:10.1785/0120010117.

Yang, T., S. Grand, D. Wilson, M. Guzman-Speziale, J. Gomez-Gonzalez, y T. Dominguez-Reyes. 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* doi:10.1029/2008JB005830.

Zavala Sánchez, R. G. 2007. Zonación sísmica de la Ciudad de Irapuato, Guanajuato. Universidad Autónoma de Querétaro.

Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P. G. Somerville, y Y. Fukushima. 2006. Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. 96:898–913. doi:10.1785/0120050122.

Zúñiga, F. R. 2010. El otro riesgo sísmico: los sismos en el centro de México. En: XI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica.

Zúñiga, F. R., P. Lacan, Q. Rodríguez-Pérez, y V. H. Márquez-Ramírez. 2020. Temporal and spatial evolution of instrumented seismicity in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. South Am. Earth Sci.* 98:102390. doi:10.1016/j.jsames.2019.102390.

Zúñiga, F. R., J. F. Pacheco, M. Guzmán-Speziale, G. J. Aguirre-Díaz, V. H. Espíndola, y E. Nava. 2003. The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: Activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*. 361:229–238. doi:10.1016/S00401951(02)006066.

Dirección General de Bibliotecas UAQ