



Universidad Autónoma de Querétaro

Facultad de Ingeniería

Maestría en Ciencias (Estructuras)

RELACIÓN DE ATENUACIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL TERRENO  
PARA SISMOS CORTICALES EN EL EJE NEOVOLCÁNICO

Tesis

Que como parte de los requisitos para obtener el Grado de  
Maestro en Ciencias (Estructuras)

Presenta

Ing. Carlos Alberto Pedro Rivas Nieto

Dirigido por:

M. en C. Luis Francisco Pérez Moreno

Co-dirigido por:

Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto

M. en C. Luis Francisco Pérez Moreno  
Presidente

Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto  
Secretario

Dr. Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández  
Vocal

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras  
Suplente

Dr. Jaime Moisés Horta Rangel  
Suplente

Centro Universitario, Querétaro, Qro.

Febrero de 2020

México

## RESUMEN

El Eje Neovolcánico Mexicano, es una región continental activa en la cual existe una gran incertidumbre en cuanto a las características relacionadas a la atenuación sísmica, sobre todo en los casos de las aceleraciones máximas del terreno (PGA), y de las aceleraciones espectrales, las cuales, en conjunto, son utilizadas para evaluar el riesgo sísmico, así como para realizar diseños estructurales de edificaciones al incluir espectros sísmicos de respuesta dentro de los modelos de análisis. Los más actuales códigos de diseño sísmico para obras civiles, mismos que son utilizados a todo lo largo de la República Mexicana, fueron desarrollados por la Comisión Federal de Electricidad y establecen que para el Eje Neovolcánico Mexicano deben utilizarse relaciones de atenuación procedentes de los Estados Unidos para el cálculo de las aceleraciones espectrales. La inexistencia de una relación de atenuación de la aceleración máxima de terreno propia para esta región sismogénica, en la cual se considerasen únicamente registros instrumentales pertenecientes a eventos sísmicos ocurridos al interior del Eje Neovolcánico Mexicano, ha representado una necesidad que en la presente investigación se hubo tratado de cubrir. Para tal efecto, se obtuvieron registros acelerográficos y sismográficos provenientes de distintas redes existentes dentro del país, entre ellas redes permanentes, como la del Servicio Sismológico Nacional, la RAI-UNAM, y la red del CENAPRED, asimismo, se utilizaron algunas redes provisionales, tal es el caso de las redes MARS, MASE, CODEX, entre otras. Se realizaron análisis de regresión con el objetivo de determinar relaciones de atenuación para el Eje Neovolcánico Mexicano, así como para las subdivisiones de éste, utilizándose como base un modelo de efectos aleatorios y aplicando un método de máxima verosimilitud de una etapa para el cálculo de los coeficientes del modelo. La bondad de ajuste de las relaciones de atenuación obtenidas fue determinada con base en un análisis de datos emparejados, así como con una prueba ji-cuadrada, hallándose mejores ajustes para las subdivisiones del Eje Neovolcánico Mexicano por separado que en toda la zona. Se recomienda que las relaciones de atenuación obtenidas se restrinjan a utilizarse para las magnitudes de los eventos propios del análisis.

**(Palabras clave:** método de máxima verosimilitud, aceleración máxima de terreno, Eje Neovolcánico Mexicano)

## SUMMARY

The Transmexican Volcanic Belt is an active continental region where the seismic attenuation characteristics present great uncertainty, principally in the cases of peak ground accelerations (PGAs) and spectral accelerations. Both PGAs and spectral accelerations are used to assess the seismic risk of a zone, as well as to perform structural designs of constructions when seismic response spectra are included in the analysis models. The most recent seismic design codes for civil works, which are used all along the Mexican republic, were settled by the Mexican Federal Electricity Commission and state that ground-motion prediction equations computed in the United States should be used to estimate spectral accelerations for this seismic region. The lack of a ground-motion prediction equation for the peak ground acceleration for this seismogenic region, computed from records of events occurring at the inside of the Transmexican Volcanic Belt, has posed a necessity that in the current investigation was tried to be fulfilled. As to do so, accelerograms and seismograms provided from different networks existing within the country were used. Some of the networks which provided the seismic records are permanent, such as the seismic network of the Mexican National Seismological Service, the accelerograph network of the UNAM Engineering Institute and the accelerograph network of the National Disaster Center (CENAPRED); whereas some networks were temporary, such as the cases of the MARS, MASE and CODEX networks. Subsequently, regression analyses were performed with the aim to determine ground-motion prediction equations for the Transmexican Volcanic Belt, as well as for its subdivisions. A random effects model was the basis for the regression analyses, and a one-stage maximum likelihood method was used to determine the coefficients of the model. An analysis of paired data and a chi-squared test were carried out for each of the ground-motion prediction equations computed, with the purpose to observe the goodness of fit. Results showed that the subdivisions of the Transmexican Volcanic Belt alone presented better fit in comparison to the the regression analysis performed to the whole seismic zone. It is recommended that the ground-motion prediction equations computed herein should be constrained to be used for the magnitudes of the events utilized in the analyses.

**(Key words:** maximum likelihood method, peak ground acceleration, Transmexican Volcanic Belt)

Dirección General de Bibliotecas UAQ

A todos aquellos que han confiado siempre en mí: mi familia y amigos

*Per aspera, ad astra*

## **AGRADECIMIENTOS**

A la Universidad Autónoma de Querétaro, por brindarme la oportunidad de salir adelante en esta etapa de mi vida.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por haberme otorgado el financiamiento para la realización de esta tesis.

Al Servicio Sismológico Nacional, se agradece a todo el personal del mismo por el mantenimiento de las estaciones, la adquisición y distribución de los datos.

Al Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, campus Juriquilla, que proporcionó información esencial a este trabajo.

A mis papás, por apoyarme siempre sin importar qué, siendo la piedra angular de mi vida.

A mis hermanos, Fernando y Andrea, por estar a mi lado, en las buenas y en las malas.

Al M. en C. Luis Francisco Pérez Moreno, por su amistad y por haberme guiado en los caminos del desarrollo de este proyecto.

Al Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto, que estuvo ahí auxiliándome en cualquier duda que recorriera mi mente.

A mis amigos de la maestría, los ingenieros Emmanuel Valencia Jiménez, Antonio de León Castillo, Luis Cabral Vázquez del Mercado e Iván Arjona Catzim, con los que he compartido un tramo más de este pequeño sendero al que llamamos vida.

A la Ing. Liz Stephanie Velázquez Aguilar, la cual forma parte de este grupo de trabajo y que sin su ayuda no hubiese sido posible terminar este proyecto en tiempo.

Al M. en C. Alejandro Clemente Chávez, el cual dio inicio a este proyecto.

## TABLA DE CONTENIDOS

<b>1.</b>	<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
	1.1 JUSTIFICACIÓN .....	8
<b>2.</b>	<b>HIPÓTESIS .....</b>	<b>11</b>
<b>3.</b>	<b>OBJETIVOS.....</b>	<b>12</b>
<b>4.</b>	<b>ANTECEDENTES .....</b>	<b>13</b>
	4.1 ATENUACIÓN SÍSMICA .....	13
	4.1.1 EXPANSIÓN GEOMÉTRICA DE FRENTE DE ONDA .....	14
	4.1.2 ABSORCIÓN ANELÁSTICA DEL MEDIO (ATENUACIÓN INTRÍNSECA) .....	15
	4.1.3 ESPARCIMIENTO (ATENUACIÓN EXTRÍNSECA).....	17
	4.1.4 FACTOR DE CALIDAD .....	18
	4.2 MÉTODOS PARA LA OBTENCIÓN DE RELACIONES DE ATENUACIÓN .....	19
	4.2.1 MÉTODO DE MÍNIMOS CUADRADOS.....	20
	4.2.2 MÉTODO DE MÍNIMOS CUADRADOS PONDERADOS .....	20
	4.2.3 MÉTODO DE DOS ETAPAS .....	21
	4.2.4 MÉTODO DE DEL MODELO DE EFECTOS ALEATORIOS (DE UNA ETAPA) .....	22
	4.2.5 MÉTODO DE DOS ETAPAS MEJORADO .....	23
	4.2.6 MÉTODOS BAYESIANOS.....	23
	4.2.7 MÉTODOS NO PARAMÉTRICOS .....	24
	4.3 EL PRESENTE DE LAS RELACIONES DE ATENUACIÓN.....	25
	4.3.1 RELACIONES DE ATENUACIÓN EN EL EXTRANJERO .....	25
	4.3.2 ECUACIONES DE ATENUACIÓN EN EL ÁMBITO NACIONAL.....	32
<b>5.</b>	<b>METODOLOGÍA .....</b>	<b>39</b>
	5.1 ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE SISMOS CORTICALES DENTRO DEL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO.....	40
	5.1.1 OBTENCIÓN Y PROCESAMIENTO DE REGISTROS SÍSMICOS DE ACELERACIÓN O VELOCIDAD AL INTERIOR DEL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO. ....	40
	5.1.2 REVISIÓN Y ESCRUTINIO DE CADA UNO DE LOS REGISTROS OBTENIDOS. .	46
	5.1.3 CLASIFICACIÓN DEL SUELO SUBYACENTE DE LAS ESTACIONES SÍSMICAS QUE HUBIERAN DETECTADO LOS EVENTOS COMPILADOS, CONFORME A LA TÉCNICA DE COCIENTES H/V DE NAKAMURA (1989), UTILIZADA EN LERMO & CHÁVEZ-GARCÍA (1994). ....	46
	5.2 DESARROLLO DE UNA RELACIÓN DE ATENUACIÓN PARA LA ACELERACIÓN MÁXIMA DE TERRENO ( <i>PGA</i> ) PARA EL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO Y PARA SUS SUBDIVISIONES. ....	50

5.2.1	ANÁLISIS DE LAS POSIBLES TRAYECTORIAS O SUBDIVISIONES DE LA ZONA DE ESTUDIO A UTILIZARSE. ....	50
5.2.2	ELECCIÓN DE LA FORMA FUNCIONAL Y EL MODELO DE REGRESIÓN. ....	52
5.2.3	APLICACIÓN DEL MÉTODO DE MÁXIMA VEROSIMILITUD DE UNA ETAPA (JOYNER & BOORE, 1993) PARA OBTENER RELACIONES DE ATENUACIÓN.....	55
5.3	EVALUACIÓN DE LA BONDAD DE AJUSTE DEL MODELO. ....	59
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>63</b>
6.1	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE SISMOS CORTICALES DENTRO DEL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO. ....	63
6.2	DESARROLLO DE UNA RELACIÓN DE ATENUACIÓN PARA LA ACELERACIÓN MÁXIMA DE TERRENO ( <i>PGA</i> ) PARA EL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO Y PARA SUS SUBDIVISIONES. ....	85
6.2.1	CÁLCULO DE LAS RELACIONES DE ATENUACIÓN. ....	86
6.2.2	DETERMINACIÓN DE LA BONDAD DE AJUSTE DE LAS RELACIONES DE ATENUACIÓN. ....	96
6.2.3	PUNTUALIZACIÓN DEL ALCANCE DE LA APORTACIÓN. ....	101
6.2.4	COMPARACIÓN DE LAS RELACIONES DE ATENUACIÓN CONTRA ESTUDIOS PREVIOS. ....	104
6.2.5	ANÁLISIS DE LOS RESIDUOS DE LAS RELACIONES DE ATENUACIÓN.....	111
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>117</b>
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>119</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

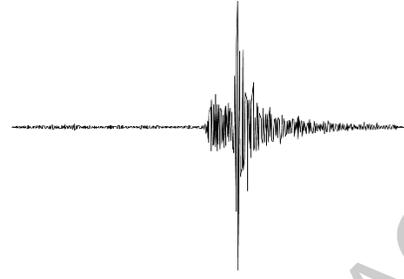
Tabla 4-1 Coeficientes de la relación de atenuación de Graizer <i>et al.</i> (2013).....	30
Tabla 5-1 Hipótesis alternativas para prueba <i>t</i> emparejada.....	60
Tabla 6-1 Estaciones utilizadas que pertenecen al Servicio Sismológico Nacional.....	63
Tabla 6-2 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red MASE.....	64
Tabla 6-3 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red MASE ( <i>continuación</i> ).....	65
Tabla 6-4 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red MARS.....	65
Tabla 6-5 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red CODEX.....	66
Tabla 6-6 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red GEOSCOPE.....	66
Tabla 6-7 Estaciones utilizadas que pertenecen a la Red MG.....	66
Tabla 6-8 Estaciones utilizadas que pertenecen a la RAII-UNAM.....	67
Tabla 6-9 Estaciones utilizadas que pertenecen al CENAPRED.....	67
Tabla 6-10 Estaciones utilizadas que pertenecen al CENAPRED ( <i>continuación</i> ).....	68
Tabla 6-11 Catálogo de eventos sísmicos utilizados.....	69
Tabla 6-12 Catálogo de eventos sísmicos utilizados ( <i>continuación</i> ).....	70
Tabla 6-13 Base de datos compilada (Parte 1).....	73
Tabla 6-14 Base de datos compilada (Parte 2).....	74
Tabla 6-15 Base de datos compilada (Parte 3).....	75
Tabla 6-16 Base de datos compilada (Parte 4).....	76
Tabla 6-17 Base de datos compilada (Parte 5).....	77
Tabla 6-18 Base de datos compilada (Parte 6).....	78
Tabla 6-19 Base de datos compilada (Parte 7).....	79
Tabla 6-20 Base de datos compilada (Parte 8).....	80
Tabla 6-21 Amplificación fundamental para las estaciones del SSN (HVSR).....	81
Tabla 6-22 Amplificaciones fundamentales para las estaciones de MASE (HVSR).....	82
Tabla 6-23 Amplificaciones fundamentales para las estaciones de MASE (HVNR).....	82
Tabla 6-24 Amplificaciones fundamentales para las estaciones de MARS (HVSR).....	82
Tabla 6-25 Amplificaciones fundamentales para las estaciones MARS (HVNR).....	83
Tabla 6-26 Amplificaciones fundamentales para las estaciones CODEX (HVSR).....	83
Tabla 6-27 Amplificaciones fundamentales para las estaciones CODEX (HVNR).....	83
Tabla 6-28 Amplificación fundamental para la estación UNM (HVSR).....	83
Tabla 6-29 Amplificación fundamental para la estación JRQG (HVSR).....	83

Tabla 6-30 Amplificación fundamental para la RAIL-UNAM (HVSR).....	84
Tabla 6-31 Amplificación fundamental para las estaciones CENAPRED (HVSR).....	84
Tabla 6-32 Amplificación fundamental para las estaciones faltantes del CENAPRED (HVSR).....	84
Tabla 6-33 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Oeste. ....	93
Tabla 6-34 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Central. ....	93
Tabla 6-35 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Este.....	94
Tabla 6-36 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Lejano Este. ....	95
Tabla 6-37 Resultados de la prueba chi-cuadrada para toda la base de datos. ....	98
Tabla 6-38 Resultados de la prueba chi-cuadrada para los datos del sector Oeste. ....	99
Tabla 6-39 Resultados de la prueba chi-cuadrada para los datos del sector Central. ....	100
Tabla 6-40 Resultados de la prueba chi-cuadrada para los datos del sector Este. ....	101

Dirección General de Bibliotecas UAG

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1 División del Eje Neovolcánico Mexicano en tres secciones principales, de acuerdo con Gómez <i>et al.</i> (2005).....	2
Figura 1-2 Eje Neovolcánico Mexicano (en amarillo) y sus divisiones, de acuerdo con Ferrari <i>et al.</i> (2012). .....	3
Figura 1-3 Comparación entre las relaciones de atenuación mostradas en García (2007) y Clemente (2010). .....	7
Figura 5-1 Método de cocientes espectrales H/V aplicado a la estación DHIG, al interior del Eje Neovolcánico Mexicano. Fuente: Pérez <i>et al.</i> (2019) .....	49
Figura 5-2 División en sectores del Eje Neovolcánico Mexicano, basado en Ferrari <i>et al.</i> (2012). Elaboración propia.....	52
Figura 5-3 Valores críticos para la distribución ji-cuadrada (Devore, 2010).....	61
Figura 6-1 Distribución de las estaciones sísmicas utilizadas en esta investigación. ....	68
Figura 6-2 Epicentros de los eventos sísmicos utilizados. ....	71
Figura 6-3 Comparación de distintos efectos de sitio en la relación de atenuación obtenida. ....	104
Figura 6-4 Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 50 hasta 250 km. ...	107
Figura 6-5 Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 50 hasta 250 km. ...	108
Figura 6-6 Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 50 hasta 250 km. ...	109



## 1. INTRODUCCIÓN

La zona central de la República geológicamente como Cinturón Volcánico Mexicano (o MVB, por sus siglas en inglés), Eje Neovolcánico Mexicano o Faja Volcánica Transmexicana; en términos vulcanológicos, dicha región recorre el país desde el Volcán de Colima, ubicado al Oeste, hasta los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba, en el estado de Veracruz (De La Torre, 2003). El Eje Neovolcánico Mexicano es, como tal, una zona tectónica que está ubicada geográficamente entre las latitudes 18°30' N y 21°30' N, la cual se formó con el paso de miles años como resultado de la subducción ocasionada por las Placas Rivera y Cocos debajo de la Placa de Norteamérica (Ferrari, 2000).

El Eje Neovolcánico Mexicano está caracterizado como un arco continental activo, con dimensiones de alrededor de 100 kilómetros de ancho por 1200 kilómetros de largo (Nixon, 1982; Pardo & Suárez, 1995; Ego & Ansan, 2002). No obstante, a pesar de la actividad sísmica de esta región, no es posible considerarla activa de manera continua, por lo que es en realidad un conjunto de diferentes áreas volcánicas en las que la actividad varía según la localización en la que se esté (Demant, 1978), de acuerdo con Mendoza-Ponce *et al.* (2018) al menos tres de estas subdivisiones son sísmicamente activas.

Los eventos sísmicos al interior del Eje Neovolcánico son infrecuentes y tienden a manifestarse como superficiales, y de carácter tensional; en ellos las profundidades hipocentrales rondan los 15 kilómetros o menos (Ego & Ansan, 2002) y las magnitudes máximas se pueden estimar entre los 6.0 y los 7.0 (Zúñiga, 2010) en la escala de medición actual, correspondiente a la de magnitud de momento,  $M_w$  (Hanks & Kanamori, 1979). A pesar de que la zona es clasificada como de

sismicidad tensional, se han tenido registros de eventos de compresión inmediatamente al norte del Eje Neovolcánico Mexicano (Mooser & Ramírez, 1987).

En la literatura, el Eje Neovolcánico Mexicano ha sido dividido por algunos autores de acuerdo con características de distinta índole, ya sean geográficas, geofísicas o volcánicas; inicialmente, éste fue fragmentado en tres secciones principales, justo como se muestra en la Figura 1-1: la zona Oeste, que abarca desde el Océano Pacífico hasta los límites al Este del estado de Jalisco; la zona Centro, localizada cartográficamente cerca de las longitudes 102° W y 99° W; y la zona Este que comprende desde el estado de Puebla hasta el Golfo de México (Pasquaré *et al.*, 1988; Suter *et al.*, 1995; Suter *et al.*, 2001; Suter, 2002).

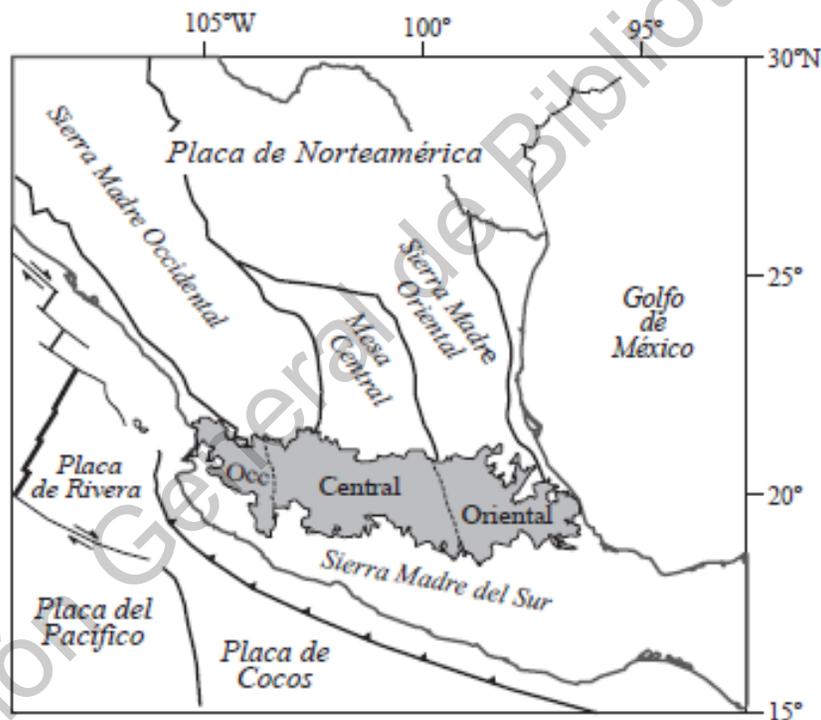


Figura 1-1 División del Eje Neovolcánico Mexicano en tres secciones principales, de acuerdo con Gómez *et al.* (2005).

Posteriormente, en Ferrari *et al.* (2012) se presentó una división del Eje Neovolcánico Mexicano en la que se muestran cuatro sectores; ésta es muy similar a la que proveen Gómez *et al.* (2005), no obstante se hace la inclusión de un nuevo sector, un lejano Oriente (*Easternmost*), el cual se encuentra después del meridiano

correspondiente a los 97°30' W. La división señalada por estos autores ha sido tomando en consideración tanto la geografía del Eje Neovolcánico, el espesor de la corteza debajo de estas zonas y el tipo de vulcanismo silícico y alcalino presente. La Figura 1-2 muestra la división de este arco volcánico de acuerdo con los criterios de estos autores.

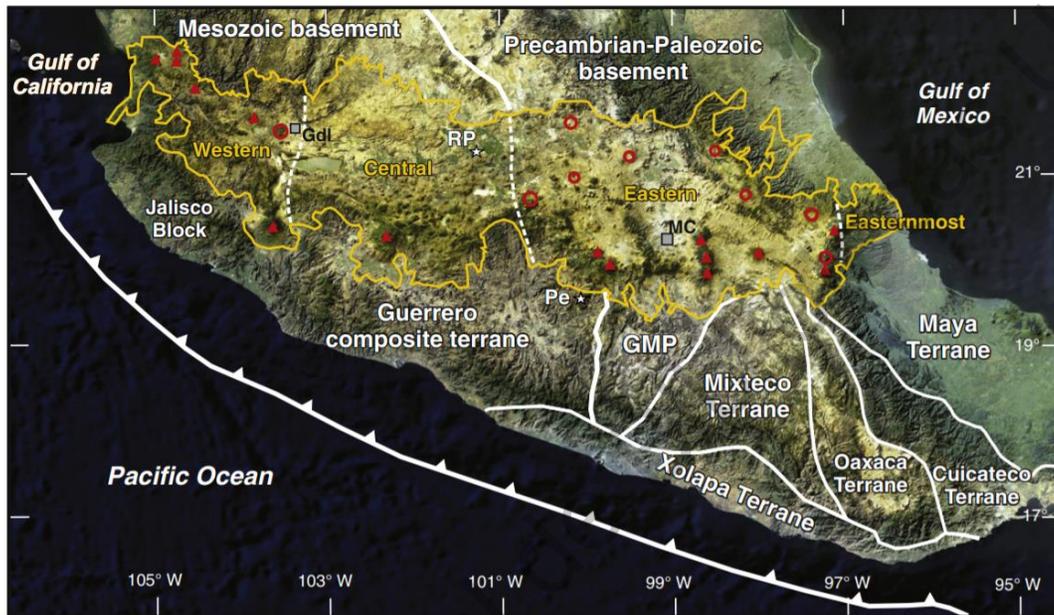


Figura 1-2 Eje Neovolcánico Mexicano (en amarillo) y sus divisiones, de acuerdo con Ferrari *et al.* (2012).

Cabe resaltar que en Ferrari *et al.* (2012) se detallan las profundidades de la corteza para cada una de los sectores del Eje Neovolcánico Mexicano; para el caso del sector Oeste, las profundidades medias rondan entre los 35 y los 40 km, lo mismo ocurre con el sector Central, el cual se expande desde la longitud 100°30' W hasta el meridiano 103°00' W, no embargante, el sector Este perteneciente a este arco volcánico cuenta con espesores de la corteza que van desde los 45 hasta los 50 km, lo cual muestra un cambio brusco en cuanto a los dos sectores previos; finalmente, en el último de los sectores se aprecia una vez más un espesor semejante a los sectores Este y Central, los cuales tienden a variar entre los 20 y los 35 km.

Más recientemente, en Clemente *et al.* (2014) se dividió el Eje Neovolcánico Mexicano en cuatro cuadrantes, tomando en consideración las características geotécnicas del suelo, así como las amplificaciones que se generaban en las estaciones sísmicas. No obstante, para esta investigación se tomaron pocos registros de eventos para poder determinar dichas características de amplificación de las zonas, siendo que en algunos casos se presentaba un registro únicamente por estación.

Desde un punto de vista sísmico, es de resaltar que el potencial de actividad del Eje Neovolcánico Mexicano es bajo, en comparación con la cantidad de eventos que ocurren a diario alrededor de la Trinchera de Acapulco, sin embargo, la comunidad geológica ha considerado como de moderada peligrosidad la ocurrencia de sismos de elevada magnitud en esta región, razón por la cual no debe ser pasado por alto, siendo el hecho de que los periodos de retorno para esta región son desconocidos hasta cierto punto o muy variables (Zúñiga *et al.*, 2003). Se ha sugerido que los eventos sísmicos dañinos podrían ocurrir en un promedio de tiempo que oscila entre los 80 y los 300 años, además de que el MVB debería ser considerada siempre activa en cuanto a sismicidad y fallamiento cortical (Zúñiga, 2010). En Zúñiga *et al.* (2017) se presentaron periodos de recurrencia para el Eje Neovolcánico Mexicano del orden de 60 años para sismos con magnitudes mayores o iguales a 6.

Dentro de la zona Este de este arco sismogénico se encuentran distintas ciudades importantes, tal es el caso de la ciudad de Puebla, la ciudad de Querétaro, así como la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, las cuales se catalogan como ubicaciones de peligro sísmico moderado (CFE, 2015), lo cual quiere decir que la recurrencia de eventos sísmicos es menor que en la zona de subducción, pero que no deben de ser menospreciadas y que, en teoría, la aceleraciones máximas probables de referencia sobre roca alcanzan los  $200 \text{ cm/s}^2$ , como máximo.

La parte oriental de esta zona Este (anteriormente zona Centro) está caracterizada como una región de microsismicidad y de deformación lateral izquierda transtensional (Ego & Ansan, 2002). De la misma forma, esta zona

también es distinguida por tener sismicidad de tipo superficial, no relacionada con la zona de subducción (Suter *et al.*, 1996).

En la actualidad, en la Ingeniería Civil existe la necesidad de la de utilizar argumentos de las áreas de ciencias de la tierra, en especial de sismología, para poder obtener una predicción más certera de los parámetros de movimiento del suelo, y, de tal manera, simular el comportamiento de las estructuras que son diseñadas, así como poder disminuir las probabilidades de falla de éstas; debido a estos factores, se ha llevado a la generación de abstracciones matemáticas denominadas relaciones de atenuación (Pérez, 2018), con las que es posible estimar las aceleraciones máximas de terreno con base en variables características, como lo son las distancias a la falla, la magnitud del evento, las profundidades focales, efectos de sitio, entre otros.

Como tal, la atenuación de un sitio se define como la capacidad que tiene el terreno de una región para amortiguar el movimiento causado por las ondas sísmicas conforme éstas se alejan del foco del evento (García, 2007; Clemente, 2010). Por su parte, una relación de atenuación es un instrumento con el que es posible evaluar el riesgo sísmico de un sitio en particular y encontrar, de tal suerte, las características necesarias para que los edificios se comporten mejor (Sheena *et al.*, 2014; Pérez, 2018).

Al pasar el tiempo, los autores han catalogado las relaciones de atenuación de distintas formas, por ejemplo, en Abrahamson & Silva, (1997) se menciona que éstas se pueden dividir para:

- a) Sismos corticales someros en regiones tectónicas activas.
- b) Sismos corticales someros en regiones continentales activas.
- c) Sismos de zona de subducción.

Más adelante, en García, (2007) se hizo mención que además se deberían considerar también aquellas relaciones de atenuación para

- d) Sismos tipo *intraslab*.

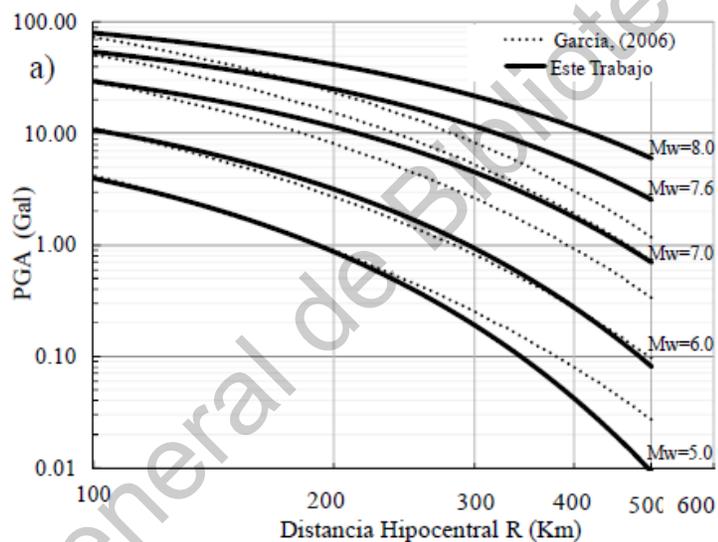
e) Sismos tipo intraplaca.

Ciertos estudios han sido llevados en torno al Eje Neovolcánico Mexicano y sus características de atenuación, ya sea directa o indirectamente, como los reportados en Clemente *et al.* (2012), Clemente *et al.* (2013), Clemente *et al.* (2014), Pérez *et al.*, (2017) y en Pérez (2018), no obstante dado las peculiaridades de este arco volcánico los ingenieros sísmicos y estructuristas han decidido enfocarse únicamente en la sismicidad de la zona de subducción y de los parámetros relacionados a la Ciudad de México, como lo es mencionado en García (2007), de tal manera que se obtienen los parámetros necesarios para estimar como decrecen las aceleraciones de terreno respecto a la costa de México.

Recientemente, se han tratado de obtener relaciones de atenuación a través de un diseño por trayectorias, inicialmente esto fue llevado a cabo por García, (2007), en donde se muestran relaciones de atenuación para la zona de subducción de México, así como hacia el centro del país, sin tomar en consideración al Eje Neovolcánico Mexicano, para el caso de sismos de tipo interplaca e *intraslab*, respectivamente; un caso particular de este tipo de diseño por trayectorias fue desarrollada en Clemente (2010), en esta investigación se obtuvo una relación de atenuación para la trayectoria desde el estado de Guerrero, hasta el estado de Querétaro, en el sector Este del Eje Neovolcánico Mexicano; en ese artículo, la ecuación calculada fue comparada contra las previas obtenidas por Ordaz *et al.* (1989) y por García (2007), y ésta contempla sismicidad de tipo interplaca y una trayectoria en línea recta, por lo que no todas las estaciones encontradas en la zona de subducción se utilizaron, sino sólo las que se encontraban dentro de la dirección específica, sin embargo, una cantidad ínfima de datos fueron utilizados, lo cual podría presentar cierto sesgo en la realidad; al llevar a cabo la comparación de las curvas generadas por las tres relaciones de atenuación se encontró que el comportamiento de las éstas se invierte en su posición, es decir, que la relación de atenuación de Clemente *et al.* (2012) predice valores mayores a los que son establecidos en las ecuaciones de los otros autores, por lo cual las aceleraciones del terreno para esta trayectoria en realidad serían mucho más grandes en

comparación con lo que establecen sus predecesoras, lo que ha dado pie a realizar más análisis con los que se tenga una mayor certidumbre de las aceleraciones que podrían presentarse dentro de la zona del Eje Neovolcánico Mexicano, de una forma más concreta, además del hecho de la inexistencia de una relación de atenuación propia de esta zona.

En la Figura 1-3 se muestra una comparativa entre las relaciones de atenuación obtenidas en Clemente (2010) y por García (2007).



**Figura 1-3 Comparación entre las relaciones de atenuación mostradas en García (2007) y Clemente (2010).**

Más recientemente, en Pérez *et al.* (2017) y en Pérez (2018) se planteó utilizar la teoría bayesiana con el objetivo de deducir relaciones de atenuación para las ordenadas espectrales, así como una relación de atenuación para la aceleración máxima del terreno, utilizándose sismicidad superficial al interior de todo el Eje Neovolcánico Mexicano, para tal efecto se usó una cantidad de 18 eventos sísmicos con profundidades hipocentrales máximas de 26 km, y magnitudes entre 2.6 y 4.5, sin embargo, para estos análisis se utilizó únicamente un registro en promedio, lo que derivó en la conclusión de que la información obtenida fuese bastante dispersa,

siendo el hecho de que esto generaba que los datos tuvieran una variación bastante sugiriendo al final que existe la posibilidad de obtener ecuaciones de atenuación para esta región sísmica sólo si ésta se divide en distintas zonas, así como aumentar la cantidad de información existente.

## 1.1 Justificación

En la actualidad, la Comisión Federal de Electricidad (CFE, 2008) toma en consideración relaciones de atenuación de distintas procedencias para la evaluación del riesgo y peligro sísmico; en el caso de la zona de subducción, la cual se encuentra al suroeste de la República Mexicana, la relación de atenuación que rige ha sido obtenida a partir de eventos sísmicos de movimiento fuerte de tipo interplaca e *intraslab* (Ordaz *et al.*, 1994; García, 2007), mientras que en el caso de otras regiones se han utilizado relaciones de atenuación procedentes de los Estados Unidos (Pérez, 2018), en relación al Eje Neovolcánico Mexicano, así como regiones al noroeste del país y en las fallas de Polochic-Motagua, se deben de utilizar las relaciones de atenuación obtenidas en Abrahamson & Silva (1997), que fueron generadas a través de datos de 58 eventos con 655 registros obtenidos en California, para magnitudes de entre  $4.4 < M_w < 7.4$  y distancias epicentrales de hasta 200 kilómetros; estas ecuaciones de atenuación fueron desarrolladas de manera empírica para:

- a) Aceleraciones espectrales en sentido horizontal y vertical.

Sin embargo, el caso de las aceleraciones máximas de terreno no está cubierto por el modelo determinado en Abrahamson & Silva (1997), el que además toma en consideración eventos sísmicos ocurridos alrededor de todo el mundo y no de un área en particular.

Además de las relaciones de atenuación utilizadas por la CFE, en los últimos años se han desarrollado algunas otras que tienen como concepto fundamental la variación de acuerdo a una determinada trayectoria, tal es el caso de la correspondiente a la dirección Guerrero-Querétaro, basada en sismología de tipo interplaca (Clemente, 2010), como se mencionó en la sección anterior, al

comparar dicha ecuación con la relación de atenuación que rige la zona de subducción, se ha podido ver que el comportamiento de la curva desarrollada en (García, 2007), predice valores mayores de aceleraciones para magnitudes inferiores a  $M_w = 6.2$ , mientras que a partir de ese valor en adelante, los valores obtenidos por dicha ecuación son menores que los que predice la ecuación del modelo de la trayectoria.

Este tipo de relaciones de atenuación muestran que podría existir una especial discordancia con los datos previstos por la Comisión Federal de Electricidad, en el momento en el que se intenta obtener el valor de las aceleraciones en el Cinturón Volcánico Mexicano, cuando ocurren eventos sísmicos cercanos a la zona de subducción (Clemente, 2010), debido a que el Cinturón Volcánico Mexicano es una zona singular en la cual, además de predominar la sismicidad superficial, las intensidades procedentes de otras regiones pueden atenuarse o amplificarse de manera irregular, dependiendo de la trayectoria que se encuentre en análisis (García, 2007), así como que la atenuación es mayor en la parte norte del MVB que en la sur (Chen & Clayton, 2009).

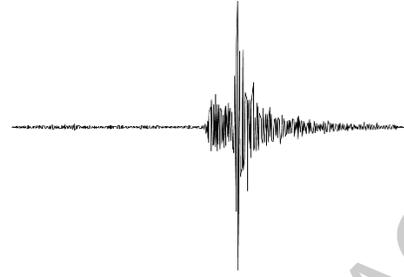
En el caso de la sismicidad local para esta región es necesario encontrar una ecuación que pueda estimar dichos parámetros de terreno, pues, como es mencionado en Atkinson & Boore (2003): “la aplicabilidad de las ecuaciones de atenuación que se usan de manera global deben ser examinadas región por región, cuantos más datos se obtengan en las zonas”, como es el caso de la ecuación descrita en Abrahamson & Silva (1997).

A pesar de la existencia de sismicidad cortical somera en la placa de Norteamérica, como lo es descrito en García (2007) y de la semejanza de este tipo de sismicidad con el Cinturón Volcánico Mexicano, se hace referencia a que dentro de esta zona se presentan irregularidades en el terreno, que podría estar ligadas a trayectorias y emplazamientos analizados. En Pérez (2018) se buscó hacer un análisis por trayectorias para esta zona, sin embargo, se encontró que, al momento, y con base en los datos utilizados, no era posible obtenerse una relación de atenuación de esa manera, por lo que es preferible llevar a cabo análisis por

regiones, debido a que dentro del Cinturón Volcánico Mexicano el comportamiento de las ondas sísmicas tiene una variación considerable, incluso para lugares cercanos o, a su vez, incrementar la cantidad de información utilizada.

La necesidad de mejorar los parámetros usados para el cálculo dentro de la ingeniería estructural es de suma importancia, ya que como es mencionado en Esteva (2018), es responsabilidad de los estados y de cada uno de los municipios mejorar las condiciones de seguridad de edificios ante sollicitaciones sísmicas, así como también ha sido mencionado que la microzonificación hasta estos momentos es insuficiente, es necesario también que se vaya obteniendo una mayor cantidad de mapas electrónicos en los que la atenuación de las regiones sea cada vez más precisa, así como la actualización de las estimaciones de peligro sísmico de manera permanente.

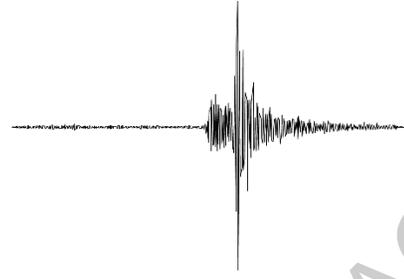
En este trabajo se ha obtenido una recopilación de 61 sismos corticales ocurridos y registrados en el interior del Eje Neovolcánico Mexicano entre los años 1998 y 2017, con profundidades focales de hasta 33 kilómetros, basándose en la delimitación de la corteza terrestre en este arco volcánico de acuerdo con Ferrari *et al.* (2012); todos estos eventos sísmicos cuentan con magnitudes ( $M$ ) según el Servicio Sismológico Nacional entre 2.7 y 4.8, los que han sido compilados de tal manera que se puedan obtener relaciones de atenuación para este arco volcánico y sus subdivisiones, al considerar el uso del método de máxima verosimilitud de una etapa, así como es descrito por Joyner & Boore, (1993), teniendo en cuenta variables características como la magnitud, la distancia epicentral y efectos de sitio. Para tal efecto se han tomado las aceleraciones como media de los cuadrados de las componentes Este-Oeste y Norte-Sur. Además, se ha planteado determinar la bondad de ajuste de la relación de atenuación obtenida, al hacer la aplicación de ciertas pruebas, como son el análisis de datos emparejados y una prueba de chi cuadrada, para poder determinar el grado de ajuste de los valores estimados contra los datos observados, y, por el otro lado, las distribuciones de estos dos conjuntos.



## 2. HIPÓTESIS

Mediante el uso de registros de aceleración de sismos corticales ocurridos en el Eje Neovolcánico Mexicano y la aplicación del método de máxima verosimilitud se obtendrá una relación de atenuación de la aceleración máxima del terreno (*PGA*) para este arco volcánico al considerar su dependencia respecto a variables características de los eventos como lo son la magnitud, la distancia epicentral, la profundidad focal y efectos de sitio.

Dirección General de Bibliotecas UAQ



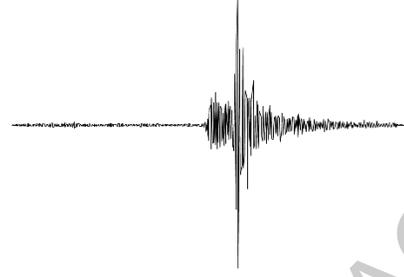
### 3. OBJETIVOS

#### Objetivo general

- Obtener una relación de atenuación de aceleración máxima de terreno (*PGA*) para el Eje Neovolcánico Mexicano, a partir del uso de registros de aceleración de sismos corticales y del método de máxima verosimilitud.

#### Objetivos particulares

- Analizar la distribución espacial de los sismos corticales ocurridos en el Eje Neovolcánico Mexicano.
- Desarrollar una relación de atenuación para la aceleración máxima de terreno (*PGA*) para el Eje Neovolcánico Mexicano y para sus subdivisiones.
- Determinar la bondad de ajuste existente entre el ajuste creado por el análisis de regresión y los datos originales.



#### **4. ANTECEDENTES**

Desde la antigüedad los sismos han sido siempre un inconveniente para el ser humano en cuanto al tema de las construcciones; en la actualidad, se ha dilucidado que los eventos sísmicos causan movimientos del terreno sobre el cual se desplantan, sin embargo, las estructuras de estas edificaciones se encontraban hasta hace unos sesenta años diseñadas para soportar cargas laterales y no para cargas horizontales inerciales, que son generadas por las aceleraciones de terreno durante un movimiento telúrico (Pennelis & Kappos, 1997).

La normativa mexicana establece ciertas relaciones de atenuación para poder medir la aceleración máxima de terreno, no obstante, todas las referentes al Eje Neovolcánico Mexicano están basadas en ecuaciones de los Estados Unidos (CFE, 2008). La necesidad de encontrar una relación de atenuación propia (sismicidad local), que pueda estimar los parámetros de movimiento de terreno de esta zona sismogénica es de suma importancia, dado que la evaluación del riesgo y peligro sísmico es determinante para la construcción de edificios, siendo que los valores obtenidos dentro de estas relaciones de atenuación repercuten directamente dentro de los análisis estructurales.

##### **4.1 Atenuación sísmica**

El fenómeno de atenuación sísmica está representado por la disminución de la amplitud de las ondas con respecto a la distancia, y depende de características relacionadas a los sismos y de las propiedades del medio de propagación (Pérez, 2018). Al día de hoy, se utilizan parámetros de los sismos tales como la magnitud del tensor momento (Hanks & Kanamori, 1979), la distancia epicentral a la fuente,

la profundidad hipocentral, así como propiedades geotécnicas (el tipo de suelo) para poder caracterizar la atenuación que se desarrolla dentro de una región sísmica (Abrahamson, 1996).

En los últimos años, ciertas teorías han sido generadas para explicar el fenómeno de la atenuación; éstas tienen un fundamento básico en un comportamiento viscoelástico de la tierra, así como la heterogeneidad del medio (Clemente, 2010). Los factores básicos con lo que la atenuación se puede medir son de acuerdo con García (2007):

- a) Expansión geométrica de frente de onda.
- b) Atenuación anelástica.
  - i. Atenuación anelástica intrínseca (absorción anelástica del medio)
  - ii. Atenuación anelástica extrínseca (o *scattering*).

#### 4.1.1 Expansión geométrica de frente de onda

Es denominada de esta manera a la forma en la que la energía de frente de ondas se redistribuye; con base en ésta es posible tener una idea de cómo se da la disminución de la energía (e intensidad) de los movimientos de terreno al alejarse del epicentro de un evento. Ésta es una consecuencia de la primera ley de la Termodinámica, el principio de conservación de la energía (García, 2007).

Algunos autores (Lay & Wallace, 1995; Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2003) han idealizado el proceso de expansión geométrica, en la cual se considera a la Tierra como plana y completamente homogénea; en este tipo de suposiciones llevaría a la conclusión de que la energía de propagación de las ondas decrece en una relación de  $\frac{1}{R}$ , para ondas internas, y de  $\frac{1}{\sqrt{R}}$  para ondas superficiales, de la cual  $R$  es la distancia hipocentral.

El parámetro de expansión geométrica está determinado a partir de la variable  $G(d)$ , que tiene la siguiente forma

$$G(d) = (d + f_s(M))^{-(c+f_g(M))} \quad (1)$$

En ésta,  $d$  representa la distancia a la fuente, en kilómetros, mientras que  $f_s(M)$  es el término de campo próximo o saturación con la distancia, el cual tiene la forma de  $f_s(M) = c_8 e^{c_9 M}$ , de acuerdo con Campbell (1981) y García (2007). No obstante, en ocasiones,  $d + f_s(M)$  suele reemplazarse por la distancia únicamente. El caso de todo el exponente  $c + f_g(M)$  es en parte obtenido a partir de la regresión y puede tomar el valor de 1, para el caso de ondas internas, y  $\frac{1}{2}$  para eventos interplaca o para ondas Lg, sin embargo, en el caso de la regresión pueden obtenerse valores de  $c + f_g(M) > 1$ , no obstante estos son carentes de significado físico. Además de esto, de acuerdo con García (2007), es posible describir a la expansión geométrica como una función definida a tramos, dado que ésta depende de las reflexiones y refracciones de onda que suceden en la discontinuidad de Mohorovičić, que se expresa de la siguiente manera

$$G(d) = \left\{ \begin{array}{l|l} k_0 d^{-1} & d \leq d_1 \\ k_1 (d_1 d)^{p_1} & d_1 < d \leq d_2 \\ \vdots & \\ k_r (d_r d)^{-1} & d_r \leq d \end{array} \right\} \quad (2)$$

Donde  $p_i$  son exponentes que regulan la expansión geométrica, que equivalen a  $(c + f_g(M))$  en la ec. (1) y los valores de las  $k_i$  que son constantes para cada tramo, que dependerán de consideraciones de la región. En el caso de  $d_1, d_2, d_3, \dots, d_r$ , estos valores son los límites en los que se está dividiendo la profundidad, mientras que  $d$  indica la profundidad en la que realiza el análisis. Finalmente, el valor de  $p_0 = -1$  se considera de esta manera debido a la preponderancia de ondas internas para las distancias más próximas a la fuente.

#### 4.1.2 Absorción anelástica del medio (atenuación intrínseca)

Los principios preponderantes en el comienzo de la sismología se basaban primordialmente en la Mecánica de los Medios Continuos; la consideración fundamental de esta teoría es que se presenta a la Tierra como un medio elástico, uniforme, homogéneo e isótropo (Clemente, 2010; Pérez, 2018). No obstante, todo

material goza de heterogeneidades en la realidad, dichas imperfecciones causan que la Tierra sea considerada más como un medio viscoelástico (Anderson & Archambeau, 1964; Betbeder-Matibet, 2010), con procesos que tienden a retardar la recuperación de las propiedades iniciales de los materiales.

La absorción anelástica es debida a la viscosidad del medio en el cual se presentan las ondas sísmicas, y tiene por objeto generar una transformación de la energía de dichas ondas en energía calorífica (García, 2007), se dice que esta cualidad es intrínseca, dado el hecho de que existe una dependencia de las características físicas del suelo, a las cuales se les refiere como propiedades geotécnicas, dentro de la Ingeniería Civil (Pérez, 2018).

La absorción anelástica o intrínseca a lo largo del viaje de la onda está definida con base en la ecuación de la atenuación general de un oscilador armónico amortiguado, que tiene la siguiente forma (Torres & Cadena, 2009):

$$A(f, R) = A_0(f)R^{-n}e^{-\frac{\pi f R}{Q_i v}} \quad (3)$$

En ésta,  $A$  es la amplitud de la onda,  $A_0$  es la amplitud fundamental del terreno o amplitud máxima,  $v$  es la velocidad de las ondas,  $R$  representa la distancia desde el origen al receptor,  $n$  es una constante que describe el exponente de expansión geométrica según el tipo de onda, donde  $n$  tomo el valor de 1 ( $n = 1$ ) para ondas de cuerpo y 0.5 ( $n = 0.5$ ) para ondas de superficie y el último término  $e^{-\frac{\pi f R}{Q_i v}}$  es equivalente a la absorción anelástica; la atenuación anelástica también puede ser expresada como

$$e^{-\gamma R} = e^{-\frac{\pi f R}{Q_i v}} \quad (4)$$

De la cual,  $\gamma$  se define

$$\gamma = \frac{\pi f}{v Q} = \frac{\omega}{2v Q_i} \quad (5)$$

A su vez,  $f$  y  $\omega$  son las frecuencias lineal y angular de la onda respectivamente,  $v$  es la velocidad de las ondas consideradas (este término toma el valor promedio de las velocidades para medios heterogéneos) y  $Q_i$  un parámetro al cual se denomina factor de calidad intrínseco, expresado de la siguiente manera

$$\frac{1}{Q_i} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (6)$$

Donde  $E$  es la energía elástica total almacenada y  $\Delta E$  es la energía disipada por fenómenos de absorción anelástica en un ciclo de excitación armónica.

#### 4.1.3 Esparcimiento (atenuación extrínseca)

Se denomina esparcimiento (o *scattering*) a una característica por la cual el se crea una redistribución de la energía al interior de las capas de la tierra tanto en el espacio, como en el tiempo; ésta se debe en particular a la anisotropía y heterogeneidad del medio (García, 2007). Es un fenómeno por el cual las ondas iniciales de los eventos sísmicos debido a las cualidades del medio generan ondas secundarias, y que al esparcirse por el medio interfieren con ellas mismas (Clemente, 2010).

Aunque el esparcimiento tiene la misma característica de redistribución que la expansión geométrica de ondas, éstas difieren en el hecho de que la expansión geométrica mantiene amplitudes semejantes a distancias iguales. El esparcimiento es determinado a través del coeficiente de esparcimiento o turbidez, definido en Chernov (1960) como

$$g_0 = \frac{\Delta E}{EL} \quad (7)$$

Donde  $\Delta E$  representa la pérdida de la energía por *scattering* de la onda primaria con una energía  $E$  que atraviesa una capa de espesor  $L$ . Además, se puede asociar con un factor de calidad, al igual que sucede con la atenuación intrínseca, de la siguiente manera

$$g_0 = \frac{\Delta E}{EL} = \frac{2\pi}{Q_s L} = Q_s^{-1} k \quad (8)$$

O de la siguiente forma

$$g_0 = Q_s^{-1} k = Q_s^{-1} \frac{\omega}{v} \quad (9)$$

En la ec. (9), se define a  $k$  como el número de onda,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $v$  la velocidad de propagación y  $Q_s$  como el factor de disipación (o de calidad) por esparcimiento. Si el valor de la atenuación de la energía por esparcimiento es mucho menor a 1 ( $g_0 \ll 1$ ), entonces es posible despreciarla, por lo tanto, se ha de considerar el esparcimiento como débil, en el caso contrario, el esparcimiento será fuerte, debiendo considerarse esparcimiento múltiple.

#### 4.1.4 Factor de calidad

Es un parámetro con el cual se puede tener una medida o representación de la atenuación sísmica *per sé*, por lo general es definido para la aportación anelástica únicamente (García, 2007), como se puede apreciar en la ec. (6), sin embargo, se puede hacer una generalización de la siguiente manera

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \quad (10)$$

En ésta,  $Q_i(f)$  es la aportación intrínseca, vista en la ec. (6);  $Q_s(f)$  es la aportación extrínseca, obtenida de la ec. (9) al despejar; y  $Q(f)$  es el valor total asociado. El factor de calidad también puede ser expresado de acuerdo con Wu & Aki (1985), como se muestra enseguida

$$Q = Q_0 \left( \frac{f}{f_0} \right)^n \quad (11)$$

En la ec. (11), las variables que la componen son una frecuencia base, que toma el valor de 1 Hz, mientras que  $Q_0$  es el valor asociado del factor de calidad para ese punto, por tanto,  $Q_0 = Q(f_0)$ . Dicha ecuación puede ser utilizada tanto para calcular el factor de calidad asociado a la parte intrínseca,  $Q_i(f)$ , así como al factor

de calidad extrínseco,  $Q_s(f)$ . En el caso del exponente  $n$ , éste está definido como la relación con la distribución de dimensiones de las heterogeneidades.

En Atkinson (1996) es mencionado que la separación de los términos de expansión geométrica y de atenuación anelástica es difícil de realizar, a tal punto de que algunos otros autores prefieren incluir un único término para cuantificar la atenuación.

Algunas características del factor de calidad pueden ser mencionadas a continuación (García, 2007)

- a) Existe una gran dependencia de la onda sísmica dominante, por lo que podrían encontrarse resultados completamente diferentes para ondas primarias, secundarias, Rayleigh, entre otras.
- b) Es proporcional a la magnitud de las frecuencias, es decir que, a mayores frecuencias, existen atenuaciones más grandes.
- c) Las peculiaridades de las regiones sísmicas, así como el tipo de sismicidad de la zona causa considerable variación de parámetro.

#### **4.2 Métodos para la obtención de relaciones de atenuación**

Dado el hecho de que las relaciones de atenuación son simples abstracciones matemáticas que se obtienen a partir de regresiones con múltiples variables características en formas no lineales y con escalas logarítmicas, la manera en la que se calculan depende de los métodos que se han desarrollado a través del tiempo, los cuales son

- a) Método de mínimos cuadrados.
- b) Método de mínimos cuadrados ponderados.
- c) Método de dos etapas.
- d) Método del modelo de efectos aleatorios (de una etapa).
- e) Método de dos etapas mejorado.
- f) Métodos bayesianos.
- g) Métodos no paramétricos.

h) Métodos metaheurísticos.

#### **4.2.1 Método de mínimos cuadrados**

Es un método matemático básico con el cual se pueden obtener estimados de los parámetros de un modelo al minimizar la cantidad llamada residuo de la suma de los cuadrados (Weisberg, 2005). Éste es un método con irregularidades, una de ellas es la imposibilidad de desvincular entre sí las variables correspondientes a la magnitud y a la distancia del foco, este método también presenta anomalías cuando se utiliza una gran cantidad de registros, así como cuando las funciones obtenidas no son lineales (Clemente, 2010). En Fukushima & Tanaka (1990), éste se compara contra otros métodos y se determina que utilizar este procedimiento conlleva a resultados erróneos.

#### **4.2.2 Método de mínimos cuadrados ponderados**

Este es un método utilizado en Campbell (1981), en el cual se hace la proposición de modificar el método de mínimos cuadrados original a través del uso de una matriz de pesos (o también denominada matriz de ponderaciones); en éste, se asignan ponderaciones a cada uno de los registros para controlar la influencia de los registros sísmicos bien registrados. No obstante, en este método se destacó que los eventos con pocos registros, a pesar de haberse ponderado, proveen nula información directamente de la atenuación de la aceleración máxima de terreno; asimismo, se ha determinado que, de este método, la ponderación igualitaria, es decir, hacer uso del mismo parámetro para modificar los datos, causaba que los sismos bien registrados tuvieran una menor influencia dentro de la regresión que como realmente debería ocurrir, por lo cual es considerado un caso más estable en el cual las ponderaciones fuesen en suma la misma cantidad que los registros utilizados en el análisis, lo que asegura que la estadística de éste tenga un correcto número de grados de libertad, de tal manera que se compense la contribución no uniforme de los datos con respecto a la distancia.

En Campbell (1981), se presentaron dos tipos de análisis, en el primero se utilizan datos para obtener una regresión de los coeficientes y, en el segundo, se usan limitantes para controlar el comportamiento de aceleración de terreno. Este método hace uso de un escalado de la magnitud en la proximidad de los eventos, por lo cual siempre disminuye la intensidad del evento con respecto a la distancia que se observa.

#### **4.2.3 Método de dos etapas**

Este método es descrito dentro de Joyner & Boore (1981) y es utilizado con base en datos cercanos y alejados a la fuente, con el cual se puede establecer una relación de atenuación de la aceleración máxima de terreno como función de la magnitud momento (Hanks & Kanamori, 1979) y la distancia más cercana a la proyección de la superficie de la ruptura de la falla. Este método no utiliza un escalamiento atenuado dentro de la proximidad de los eventos, a diferencia de la manera que se hace en Campbell (1981), por lo que éste supone un mayor grado de intensidades en las inmediaciones del evento.

El método de dos etapas se utiliza para separar la determinación de la dependencia de la magnitud de la determinación de la dependencia de la distancia. Posteriormente este método ha sido reformulado con ponderaciones en Joyner & Boore (1988), es decir, se utiliza una matriz que modifica al método de manera similar a como se hace en Campbell (1981) al cambiar el método de mínimos cuadrados estándar; en Fukushima & Tanaka (1990) se determina que este método causa un rápido decaimiento de la aceleración máxima con base en la distancia. A la postre, en Masuda & Ottake (1992) se ha planteado una reformulación del método con base en una matriz de ponderaciones distinta a la descrita inicialmente, dado que se determinaba que los términos de la matriz de datos tienen que ser ponderados todos al mismo tiempo, incluso si tiene que ser una ponderación reducida. En Joyner & Boore (1993) es determinado que el uso del método de dos etapas actúa de manera similar al método de una etapa, con resultados muy cercanos entre sí.

#### 4.2.4 Método de del modelo de efectos aleatorios (de una etapa)

Este método descrito en los modelos matemáticos básicos es utilizado en Brillinger & Preisler (1984), parte de un modelo estocástico en el que se hace un análisis de máxima verosimilitud de una etapa para datos de movimientos fuertes del suelo (*strong ground motions*); la consideración básica es el modelo de efectos aleatorios (o específicos), en aras de solucionar el problema de pesaje o ponderación que se usa en Campbell (1981) en el que se asignan pesos a eventos específicos; el método de efectos aleatorios asigna en cambio que cada evento tenga sus propias características, además permite la observación de las variaciones al interior de los registros de los sismos y entre sismos.

El modelo es de la forma

$$\theta(A_{ij}) = \phi(M_i) + \psi(d_{ij}) + \epsilon_i + \epsilon_{ij} \quad (12)$$

Donde  $i$  es el número del evento indexado,  $j$  es el número del registro indexado,  $A$  es la aceleración máxima horizontal,  $M$  es la magnitud momento,  $d$  es la distancia,  $\epsilon_i$  y  $\epsilon_{ij}$  son parámetros de variación entre sismos y al interior de un sismo, respectivamente.

Este método no es un equivalente al método de dos etapas, a pesar de que ambos se encuentren basados en la obtención de la máxima verosimilitud de las formas funcionales. La diferencia fundamental de estos dos métodos es que en el método de una etapa los coeficientes de la regresión son determinados simultáneamente al maximizar la verosimilitud del conjunto de las observaciones, mientras que en el de dos etapas, los coeficientes relacionados a la dependencia de la distancia son calculados en una primera etapa, mientras que en la segunda los coeficientes relacionados a la dependencia de la magnitud son determinados al maximizar la verosimilitud del conjunto de factores de amplitud. Éste es un método computacionalmente menos eficiente que el caso del método de dos etapas, sin

embargo, más elegante en términos matemáticos y que entrega resultados igualmente satisfactorios (Joyner & Boore, 1993).

#### 4.2.5 Método de dos etapas mejorado

Este método, descrito en Atkinson & Boore (2003) es una progresión del método ponderado descrito en Joyner & Boore (1993), en donde las regresiones tienen la forma funcional

$$\log Y = fn(M) + c_3h + c_4R - g \log R + c_5slS_C + c_6slS_D + c_7slS_E \quad (13)$$

Donde  $Y$  es la aceleración máxima de terreno o la pseudo-aceleración amortiguada al 5%,  $fn(M) = c_1 + c_2M$ , que es una función que depende de la magnitud momento,  $R = \sqrt{(D_{falla}^2 + \Delta^2)}$ , en el que  $\Delta$  es un término de saturación para la proximidad a la falla que depende de la magnitud, que es calculado analíticamente y no por regresión,  $h$  es la profundidad focal y  $g$  es el coeficiente de esparcimiento, que es la pendiente determinada para rangos lejanos; los parámetros  $S_C$ ,  $S_D$  y  $S_E$  están determinados por el tipo de suelo de acuerdo a la NEHRP y  $sl$  representa la linealidad del suelo, un parámetro que depende de la aceleración máxima de terreno. Éste es un procedimiento en el que se tiene que hacer unas pocas iteraciones, hasta que los valores de las aceleraciones máximas de terreno permanezcan sin cambios. Los datos que se obtienen son tanto efectos lineales, como no lineales, pero los no lineales no son aparentes. Los parámetros lineales son  $c_5$ ,  $c_6$  y  $c_7$  que se obtienen a partir de regresiones.

#### 4.2.6 Métodos bayesianos

En estos métodos se supone que los coeficientes de las regresiones que se realizan son variables aleatorias, justo como se realiza para los errores asociados; todas estas variables previas se presumen *a priori* como distribuciones de probabilidad que se eligen en función de consideraciones sismológicas, como lo son el factor de calidad del terreno,  $Q$ , así como también el coeficiente de anelasticidad del medio, entre otros. Después del paso anterior se debe de aplicar el Teorema de

Bayes para probabilidades condicionadas, obteniendo de esta manera los coeficientes de las regresiones con los datos observados (García, 2007). Los métodos bayesianos proveen soluciones más estables que los métodos de regresiones de dos pasos, de efectos aleatorios y cuadrados mínimos simples; estos tienen la capacidad de poder obtener soluciones coherentes con datos empíricos (Ordaz *et al.*, 1994). Han sido pocos las investigaciones que han realizado estudios con estadística bayesiana.

#### **4.2.7 Métodos no paramétricos**

Los métodos no paramétricos son formulaciones en las que se puede estimar el valor de las aceleraciones máximas de terreno o de las aceleraciones espectrales a través de una combinación de ecuaciones y de gráficas, tal es el caso de Brillinger & Preisler (1984) en el cual es posible obtener una resolución de la atenuación y compararla con el modelo de efectos aleatorios que también es presentado en ese mismo trabajo.

Este tipo de métodos no buscan la obtención de una ecuación que rijan, sino un modelo por el cual el cálculo pueda ser expresado a través de una superficie, expresando los resultados a través de tablas donde se puedan encontrar valores aproximados y con las cuales se pueda interpolar, en el caso de datos en los cuales no se tenga un resultado certero, pero sí límites dados por dichas tablas. Siendo que este tipo de metodología es aplicable, es necesario que para llevarla a cabo que la curvatura de la superficie se suavice con respecto a las variables de magnitud y distancia.

Este tipo de método tiende a simplificar los cálculos, puesto que se vuelve un tema un tanto más empírico, no obstante, es necesaria una gran cantidad de datos, normalmente distribuidos, con los que se pueda bosquejar correctamente la superficie sobre la cual se trabaja, así como para poder realizar de manera correcta interpolaciones y extrapolaciones, en contraste los resultados son profundamente afines a los que se pueden obtener a través de las metodologías anteriores (García, 2007).

### **4.3 El presente de las relaciones de atenuación**

Si bien existe una gran cantidad de relaciones de atenuación, en esta investigación se ha centrado en algunos proyectos recientes, puesto que entre más datos se tengan es más factible generar relaciones de atenuación que puedan estimar de una mejor manera los movimientos del terreno. Dichas investigaciones han sido llevadas a cabo tanto en el extranjero, como en la República Mexicana.

#### **4.3.1 Relaciones de atenuación en el extranjero**

Como primer punto, se pretende hacer un análisis de la situación del tema en particular alrededor de los últimos diez años, de tal manera que se pueda saber cuáles son las tendencias, mejoras y efectos que han tenido las relaciones de atenuación en otros países.

##### **4.3.1.1 Modelo de atenuación apropiado para Tailandia.**

En Chintanapakdee *et al.* (2008) se expone que Tailandia es un país en el cual no se tienen suficientes registros de movimientos fuertes para desarrollar un modelo de atenuación para la región, por lo que es mejor poder adoptar un modelo de atenuación ya existente. En esto, se decide hacer uso de veinte modelos de relaciones de atenuación para eventos sísmicos superficiales y de zonas de subducción, pues son los más frecuentes dentro de Tailandia, se obtiene que, el 66% de los sismos que ocurren en este país son de tipo interplaca (de zona de subducción) y el 33% restante son someros (o corticales).

Para poder hacer la mejor elección de la relación de atenuación, los registros que utilizan los hacen con base en sismos con una magnitud de entre 4.7 y 6.3, con distancias epicentrales que oscilan entre los 231 y los 2090 km, a su vez, hacen la clasificación de las estaciones dependiendo del tipo de velocidad de onda de corte a los treinta metros de profundidad,  $V_{s30}$ , se hace mención de que el tipo de estaciones que se obtienen, de acuerdo a esta clasificación son sobre roca; se hace uso de un total de 163 registros, provenientes de 45 eventos sísmicos. De los 20 modelos de atenuación que conforman el total, 15 de estos son para sismos

someros y los 5 restantes son de zona de subducción. En el caso de la sismicidad de subducción, se determina que el mejor modelo para estimar las aceleraciones máximas de terreno es el descrito en Crouse (1991), el cual tiene la siguiente forma

$$\ln(PGA) = 6.36 + 1.76M - 2.73 \ln(R + 1.58 \exp(0.608M)) + 0.00916h \quad (14)$$

De la cual,  $M$  es la magnitud momento (Hanks & Kanamori, 1979),  $R$  es la distancia a al centro de liberación de energía, en kilómetros y  $h$  es la profundidad hipocentral, en kilómetros. En el caso de los sismos superficiales, se ha decidido optar por tres modelos que muestran ecuaciones muy semejantes, siendo éstas las mostradas en Idriss (1993), Sadigh *et al.* (1997) y en Toro (2002).

#### **4.3.1.2 Leyes de atenuación para sismos corticales y subducción para el Ecuador**

En Sudamérica se ha tratado de obtener relaciones de atenuación para poder estimar el movimiento del terreno, tal es el caso de Aguiar *et al.* (2010), en donde se hacen dos propuestas de relaciones de atenuación para sismos corticales y de subducción. En este trabajo, se utiliza una base de datos de 69 registros, correspondientes a 14 eventos sísmicos de carácter cortical (o someros) y 38 registro de 7 eventos sísmicos de naturaleza de zona de subducción (o interplaca), para sus ecuaciones correspondientes, además se narra que, para los países sudamericanos, como Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia y demás ocurre cuando menos un sismo fuerte por año, por lo que era necesaria una formulación con la que se pudiera estimar el movimiento del terreno. Los sismos muy superficiales, aunque con poca magnitud, pueden tener una gran intensidad, tal es el caso del sismo de Colombia de 1999, en el que murieron 1230 personas, o el de Perú de 2007, en el que murieron 595 personas.

En la primera propuesta que se hace por parte de Aguiar *et al.* (2010) se muestran las siguientes dos ecuaciones

$$I = 3.756 + 1.586M_w - 1.861 \ln(D + 10) \quad (15)$$

$$I = -1.487 + 1.402M_w - 0.545 \ln(D + 10) \quad (16)$$

En las ecs. (14) y (15) están relacionadas directamente con la intensidad  $I$  que se puede medir para estas zonas, de acuerdo a la escala de Mercalli modificada, la magnitud momento  $M_w$  definida en Hanks & Kanamori (1979), así como  $D$ , que es la distancia hipocentral; estas ecuaciones previas son utilizadas para sismos corticales y de subducción, respectivamente y son presentadas, con respecto a aceleraciones máximas de terreno ( $PGA$ ) como

$$\log(A_H) = 1.2474 + 0.3735M_w - 0.4383 \ln(D + 10) \quad (17)$$

$$\log(A_H) = 0.0134 + 0.3302M_w - 0.1284 \ln(D + 10) \quad (18)$$

En éstas dos, correspondientes a sismos corticales y de subducción de manera respectiva, la  $PGA$  está representada a través de  $A_H$ , indicando que es la aceleración del terreno de manera horizontal en  $\text{cm/s}^2$  (Gal); Aguiar *et al.* (2010) destacan que la diferencia entre estas ecuaciones de atenuación es muy marcada. Finalmente, en una segunda propuesta, Aguiar *et al.* (2010) proponen las siguientes ecuaciones para poder modelar el movimiento del terreno

$$\log(A_H) = -1.074 + 0.547M_w - 0.642 \ln(D + 10) \quad (19)$$

$$\log(A_H) = -0.734 + 0.484M_w - 0.188 \ln(D + 10) \quad (20)$$

#### 4.3.1.3 Global Ground Motion Prediction Equation for Shallow Crustal Regions

En este proyecto, Graizer *et al.* (2013) crean una relación de atenuación – o Ground Motion Prediction Equation (GMPE) – a partir 14,000 registros de 245 eventos superficiales. Anteriormente, las relaciones de atenuación obtenidas daban resultados muy buenos hasta los 100 kilómetros, en ésta se obtienen valores confiables hasta los 500 kilómetros. Para obtener esta relación de atenuación se utilizan magnitudes entre 4.2 y 7.9, además de que se hace uso de la distancia al plano de ruptura,  $R_{rup}$ , a diferencia de algunos otros trabajo en los que se utiliza

distancia hipocentral o epicentral, además se hace uso de un parámetro de efectos de sitio, el cual es la velocidad de onda de corte a una profundidad de 30 metros, denominada como  $V_{s30}$ ; para obtener la relación de atenuación se utiliza la metodología de Atkinson & Boore (2003). Además, se usan tres filtros, uno con el cual se permite modelar cada fenómeno físico por separado, otro con el que se hace una optimización no lineal y otro con el cual se permite eliminar la búsqueda de una ecuación puramente empírica.

En el caso de Graizer *et al.* (2013), la relación de atenuación que es encontrada tiene la siguiente forma

$$\log(PGA) = \ln(G_1) + \ln(G_2) + \ln(G_3) + \ln(G_4) + \ln(G_5) + \sigma_{\ln(PGA)} \quad (21)$$

En esta ecuación, se definen como «módulos» a cada uno de los logaritmos de las variables  $G_i$ ; a continuación, se explican cada uno de estos. En primer lugar, se encuentra el módulo de escalado de magnitud y tipo de falla,  $G_1$

$$\ln(G_1) = \ln([c_1 \arctan(M + c_2) + c_3]F) \quad (22)$$

En ésta,  $c_1, c_2, c_3$  son coeficientes de regresión,  $M$  es la magnitud momento (Hanks & Kanamori, 1979) y  $F$  toma el valor de 1 para sismos de deslizamiento (*strike-slip*) y de falla normal, y para sismos de falla inversa toma el valor de 1.28.

El siguiente módulo,  $G_2$ , la atenuación del núcleo, está dado por

$$\ln(G_2) = -0.5 \ln[(1 - r_2)^2 + 4D_2^2 r_2] \quad (23)$$

De ésta, se definen a  $r_2$  y a  $D_2$  a partir de las expresiones

$$r_2 = \frac{R_{rup}}{R_2} \quad (24)$$

$$R_2 = c_4 M + c_5 \quad (25)$$

$$D_2 = c_6 \cos[c_7(M + c_8)] + c_9 \quad (26)$$

De éstas,  $c_4, c_5, \dots, c_9$  son parámetros que se obtienen con la regresión. El módulo  $G_3$ , el efecto de la profundidad de sedimentos, se define como

$$\ln(G_3) = -0.5 \ln \left[ (1 - \sqrt{r_3})^2 + 4D_3^2 \sqrt{r_3} \right] \quad (27)$$

En la cual,  $D_3$  toma el valor de 0.65 para sismos con profundidades menores a 1 km, y 0.35 para sismos con profundidades mayores o iguales a 1 km, mientras que  $r_3$  está dada por

$$r_3 = \frac{R_{rup}}{R_3} \quad (28)$$

Donde  $R_3$  toma el valor de 100, pues es la distancia a la cual la amplificación debida a sedimentos profundos toma lugar. El cuarto módulo,  $G_4$ , el efecto de las condiciones de sitio superficiales está definido por

$$\ln(G_4) = b_v \ln \left( \frac{V_{s30}}{V_A} \right) \quad (29)$$

De la cual,  $V_{s30}$  es el valor correspondiente a la velocidad de onda de corte en los 30 metros superficiales, mientras que  $b_v$  y  $V_A$  son valores que se obtienen de la regresión.

Finalmente,  $G_5$ , es el módulo de atenuación a distancia lejana que se obtiene con

$$\ln(G_5) = c_{10} - 0.5 \ln \left[ \left( 1 - \sqrt{\frac{R_{rup}}{R_5}} \right)^2 + 4D_5^2 \sqrt{\frac{R_{rup}}{R_5}} \right] \quad (30)$$

Donde

$$R_5 = c_{11}M^2 + c_{12}M + c_{13} \quad (31)$$

En cuanto a los coeficientes  $c_{11}, c_{12}, c_{13}$ , estos se obtienen a partir de la regresión, de la misma manera que ocurre con la desviación estándar,  $\sigma_{\ln(PGA)}$ , que también se calcula; de acuerdo con el estudio hecho por Graizer *et al.* (2013), los

resultados que pudieron encontrar para la relación de atenuación se muestran en la Tabla 4-1.

**Tabla 4-1 Coeficientes de la relación de atenuación de Graizer et al. (2013).**

$c_1$	$c_2$	$c_3$	$c_4$	$c_5$	$c_6$	$c_7$	$c_8$	$c_9$
0.14	-6.25	0.37	2.237	-7.542	-0.125	1.19	-6.15	0.525
$c_{10}$	$c_{11}$	$c_{12}$	$c_{13}$	$D_5$	$b_v$	$VA$	$R_3$	$\sigma_{\ln(PGA)}$
-0.16	18.04	-167.9	476.3	0.7	-0.24	484.5	100	0.55

#### 4.3.1.4 Un modelo empírico (NGA-West2) para estimar los valores horizontales espectrales generados por sismos corticales someros.

En Idriss (2014), inicialmente se tienen 21,539 registros de sismos que se encuentran entre las magnitudes de 3 y 7.9, de estos datos, se hace una reducción hasta de 7135 registros al hacer uso de sismos de entre 4.5 y 7.9, usar únicamente los datos que tuvieran registros completos de  $PGA$ ,  $PGV$ ,  $PGD$ ,  $V_{s30}$ ,  $M_w$ , así como quitar los registros más lejanos a 175 km y con  $V_{s30}$  entre 100 y 2000 m/s, que fueron en total 79 sismos en el Estado de California. De todos los datos anteriores, se encuentra que la mayoría de los valores de  $PGA$  son menores a 0.8g, mientras que  $PGV$  es menor a 100 cm/s y  $PGD$  es menor que 80 cm. Para hacer los cálculos de la aceleración espectral, se hace uso del siguiente modelo

$$\ln(PSA) = \alpha_1 + \alpha_2 M + \alpha_3 (8.5 - M)^2 - [\beta_1 + \beta_2 M] \ln(R_{rup} + 10) + \xi \ln V_{s30} + \gamma R_{rup} + \varphi F \quad (32)$$

Las variables de la ec. (32) son la pseudo-aceleración espectral ( $PSA$ ) en «g» a un valor de 5% de amortiguamiento,  $M$  es la magnitud momento,  $R_{rup}$  en kilómetros es la distancia más cercana a la superficie de ruptura,  $V_{s30}$  es la velocidad de la onda de corte en los primeros 30 m por debajo de la superficie,  $F$  se refiere al tipo de mecanismo de falla, del cual,  $F = 0$  es para fallas de deslizamiento y normales, mientras que  $F = 1$  es para fallas inversas y oblicuas. Los coeficientes

$(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \beta_1, \beta_2, \xi, \gamma, \varphi)$  son obtenidos a partir de los resultados de regresión y se encuentran escritos en tablas dentro de los anexos de Idriss (2014). El proceso de cálculo de la regresión se hace con base en la metodología explicada dentro de Boore (2010).

#### **4.3.1.5 Ecuaciones para predecir PGA y PGV en Texas, Oklahoma y Kansas basadas en redes neuronales.**

En Khosravikia *et al.* (2018) se hace un modelo de atenuación para la parte central y este de Norteamérica – denominada CENA, en inglés – debido a que la sismicidad en Texas ha aumentado. Se usa información de 4500 registros sísmicos de movimiento del terreno con magnitudes mayores a 3.0. El trabajo realizado dice que los modelos existentes para el CENA no estiman precisamente la intensidad del movimiento del terreno, sobre todo para regiones con distancia muy corta o suelo blando. Además, es mencionado que la reciente actividad sísmica es debida a la inyección y extracción de fluidos, que inducen particularmente eventos de tipo superficial. Los eventos inducidos en estos estados pueden ser hasta dos veces más grandes en cuanto a las aceleraciones espectrales.

En este artículo se crean modelos de *PGA* y *PGV* que se comparan contra las actuales relaciones de atenuación «GMPEs» del CENA, además, para llevar a cabo esta tarea, se procede a utilizar una red neuronal, que a diferencia de los modelos de regresión tienen la habilidad de adaptación y reconocimiento de patrones, finalmente, se hace un análisis de sensibilidad. La información computada al final pertenece a 374 eventos sísmicos con magnitudes entre 3.0 y 5.8. Los parámetros necesarios para hacer el cálculo de la relación de atenuación de la aceleración máxima, incluyen a la velocidad de onda de corte en los primeros tres metros por encima de la superficie,  $V_{s30}$ , pues se usa para saber acerca de la amplificación de sitio debido a las condiciones locales, así también se utiliza la magnitud momento (Hanks and Kanamori, 1979), la distancia de la fuente al sitio, denominada también distancia Joyner-Boore,  $R_{JB}$ , y las escalas logarítmicas de la aceleración máxima de terreno (*PGA*) y velocidad máxima de terreno (*PGV*).

Para obtener la relación de atenuación se utilizan tres capas: la capa de introducción, en donde intervienen tres neuronas, la capa oculta, en donde intervienen cuatro neuronas, y la capa de salida, en donde únicamente existe una neurona. Previamente a la introducción de los datos en la red neuronal, se realiza una estandarización (o normalización) de estos, por lo que, la estandarización de las magnitudes se realiza al dividir cada una de ellas entre 6.1, para las velocidades de onda de corte se divide entre 1792, para las distancias fuente-sitio se divide entre el valor de 522 y para las aceleraciones o velocidades máximas en escala logarítmica se hace una división, al igual entre 6.1, como sucede con las magnitudes. El modelo que sigue este trabajo es

$$y_i = \varphi(w_{1i} \times M_{w,n} + w_{2i} \times V_{s30} + w_{3i} \times R_{JB,n} + b_i) \quad (33)$$

En la ec. (33),  $y_i$  es el valor de salida de la  $i$ -ésima neurona, los valores  $w_{ji}$  son las ponderaciones de conexión de la  $j$ -ésima neurona de la capa de entrada y de la  $i$ -ésima neurona de la capa oculta,  $b_i$  es el sesgo definido para la  $i$ -ésima neurona en la capa oculta y  $\varphi$  es la función de activación de la capa oculta, que es definida como una función log-sigmoidea que es  $\varphi(x) = \left(\frac{1}{1+e^{-x}}\right)$ . En el caso de  $M_{w,n}$ ,  $V_{s30}$  y  $R_{JB,n}$ , son los valores normalizados correspondientes a la magnitud momento, a la velocidad de corte en los treinta primeros metros y la distancia sitio-fuente. Al final de este trabajo, se encuentran que las correlaciones que se obtienen con este método rondan el 90%, y el autor infiere que los análisis de regresión limitan a las ecuaciones para simular eficientemente el complejo comportamiento de las características de movimiento del terreno, pues se subestiman a distancias cortas los valores de las aceleraciones de terreno y se sobreestiman a largas distancias.

#### 4.3.2 Ecuaciones de atenuación en el ámbito nacional

Es importante notar que las ecuaciones de atenuación dependen de cada una de las regiones sismogénicas sobre las cuales se hacen los análisis, de tal manera que a continuación se explicarán los artículos, proyectos de investigación y

tesis referentes a éstas dentro de la República Mexicana, tratando de fijar los puntos más recientes.

#### **4.3.2.1 Modelo para la Atenuación de la Seudoaceleración Generada por Sismos Interplaca en la Zona de Subducción Mexicana**

En Mora *et al.* (2009), se muestran relaciones de atenuación a partir de datos en roca, referentes a la PSA, que se origina por sismos de zona de subducción, haciendo uso del Teorema de Bayes. Para llevar a cabo este trabajo se destina el uso de una base de datos conformada por 46 sismos, que tuvieron una magnitud momento,  $M_w$ , mayor a 6.0, así como una distancia hipocentral ubicada entre los 150 y los 400 km. El conjunto final de datos destinados en este proyecto, después de haber eliminado aquellos que no contenían suficientes registros o de mala calidad, consistió de 40 eventos de tipo interplaca, con 418 registros recuperados de 53 estaciones sísmicas que se ubicaban entre los 20 y los 400 km. Cabe resaltar que es mencionado dentro del texto que la sismicidad ocurrida en torno el Eje Neovolcánico Mexicano es excluida, para llevar a cabo el análisis, puesto que ésta entra dentro de una clasificación diferente de sismicidad.

En este proyecto, se determina que es posible obtener relaciones de atenuación a partir del Teorema de Bayes, sin embargo, se advierte que la falta de información para la cercanía relacionada a sismos es evidente, lo que conlleva a complicar qué tipo de modelo se ajusta de mejor manera. Se afirma que el modelo propuesto por estos autores considera la saturación de la pseudoaceleración espectral, cosa que no se llevan a cabo en publicaciones previas. Este modelo indica que las aceleraciones cercanas a la fuente son subestimadas por otros autores, mientras que las alejadas a la fuente son sobreestimadas.

#### **4.3.2.2 Relación de Atenuación del Movimiento del Suelo para la Aceleración Máxima (PGA) sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB); análisis por trayectoria Guerrero-Querétaro**

En Clemente *et al.* (2012) se propone determinar una relación de atenuación para la aceleración pico del terreno ( $PGA$ ), a través de un análisis de una trayectoria

en particular, en línea recta, basándose en regresiones a partir de diferentes variables características. En este estudio, el enfoque es particularmente distinto al que se usa de manera normal, pues en ésta no se hace una regresión a partir de una gran cantidad de datos y estaciones de manera global, sino que a través de esta metodología se utilizan las estaciones que se encuentren en una trayectoria recta o cuasi-recta, de tal manera que se pueda estimar la atenuación que presentan las aceleraciones de terreno si la onda se esparciera, tomando en cuenta las características del suelo, por separado. En este trabajo, se conforma una base de datos de un total de 16 registros sísmicos de 6 eventos con magnitudes momento  $M_w$  de entre 4.3 a 6.6, el tipo de sismicidad que se utiliza es de tipo interplaca, pues son los más comunes para la zona de subducción en la trayectoria que se escoge, desde Guerrero a Querétaro.

Para llevar a cabo la regresión se hace uso de principios del método de dos pasos (Joyner & Boore, 1981) y se toman en consideración las estaciones del Servicio Sismológico Nacional que tienen por nombre: ACAJ, MEZC, IGUA, ESTS y JUR1, las cuales forman una trayectoria cuasi-lineal. La relación de atenuación que es obtenida por estos autores es

$$\ln(PGA) = (-.25 + 0.325M_w - 0.00608H) + (-0.0125 + 0.00126M_w - 0.000018H)R + (0.00429 - 0.00672M_w + 0.00135H) \log R \quad (34)$$

En ésta, la aceleración máxima de terreno,  $PGA$ , está expresada en  $\text{cm/s}^2$ ,  $M_w$  representa la magnitud momento (Hanks & Kanamori, 1979),  $R$  es la distancia epicentral, en km, y  $H$ , es la profundidad focal, expresada en km. Finalmente, en este artículo, se hace una comparación de las relaciones de atenuación que son utilizadas para este tipo de sismicidad, las cuales son de los trabajos realizados en Ordaz *et al.* (1989) y en García (2007). Se concluye que las ecuaciones atenuación de los autores previos posiblemente sobreestiman el valor de las aceleraciones máximas de terreno a distancias cortas, mientras que a distancias largas se podrían subestimar.

#### 4.3.2.3 Atenuación del Valor de la Aceleración Máxima en Superficie de Sitios en Roca para Zonas en Subducción: una Alternativa Neuronal

Con base en redes neuronales, en Manjarrez & García (2014), se propone obtener una relación de atenuación con la que se pueda estimar la aceleración máxima de terreno (PGA) para sismos sobre roca. La base de datos utilizada para esta ecuación es de todos los eventos sísmicos que han sucedido desde la década de los años 60 hasta poco antes de la publicación del artículo. Las estaciones acelerográficas que se utilizan para este estudio fueron aquellas que pertenecen a la Universidad Nacional Autónoma de México, en el campus Centro Universitario. En total se utilizan 354 registros de sismos de la zona de subducción, con magnitudes momento,  $M_w$ , que se encuentran entre 4.5 y 8.1; la cantidad de registros se redujo hasta 318 una vez que se descartaron todos aquellos que contenían magnitudes menores y registros incompletos. Las variables que se tomaron en cuenta, a diferencia de como ocurre dentro de Khosravikia *et al.* (2018), son la magnitud momento,  $M_w$ , la distancia epicentral,  $DE$  y la profundidad focal,  $PF$ .

La red neuronal que se utiliza está basada en tres capas, una capa de entrada en donde se inicializan los valores de magnitud, distancia epicentral y profundidad focal, sin hacer un escalamiento de los datos; una segunda capa en donde se encuentran 170 nodos y una capa de salida, posteriormente, estos valores de salida entregados por la red neuronal son corroborados al dividir el valor medido real de los registros acelerográficos entre los valores estimados.

El trabajo concluye que el modelo basado en redes neuronales es apreciablemente bueno para estimar las respuestas de la aceleración máxima del terreno dentro de la zona de subducción. Para poder corroborar esto, Manjarrez & García (2014) evalúan registros de las estaciones sísmicas no ubicadas dentro de la República Mexicana.

#### 4.3.2.4 Modelo de predicción del movimiento del terreno a partir de sismos locales de la cuenca del Valle de México en la zona de lomerío de la Ciudad de México.

En Jaimes *et al.*, (2016) se muestra un modelo con el que se pueden obtener relaciones de atenuación de los parámetros del movimiento a partir de regresiones basadas en la teoría Bayesiana, de tal manera que se pudieran obtener los espectros de respuesta de los sitios localizados en la zona de las colinas de la Ciudad de México. Para obtener estos modelos de atenuación se utilizan eventos sísmicos con magnitudes momento,  $M_w$ , que se encontraban entre 2.3 y 3.8, así como con distancias hipocentrales de entre 8 y 60 km. El total de eventos sísmicos utilizados para obtener las ecuaciones fue de 15. Los datos obtenidos corresponden a distintas redes alrededor de la República Mexicana, como es la instalada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), la Red Sísmica del Valle de México (RSVM) y la Red Sismo-telemétrica del Valle de México (SISMEX). Las profundidades focales de todos los sismos variaban entre los 0.1 y los 21 km, por lo que pueden ser considerados como de tipo somero. La expresión de regresión es obtenida a través de Teoría Bayesiana como es comentado dado el hecho de que es difícil calcular una ecuación por otros métodos con tan escasos datos.

La relación de atenuación para la aceleración máxima del terreno que se obtiene es la siguiente

$$\ln(PGA) = -5.9024 + (3.2013)M_w + (-1.30) \ln R + (-0.0316)R + 0.79 \quad (35)$$

De la cual,  $M_w$  es la magnitud momento del evento sísmico a analizar,  $R$ , es la distancia hipocentral y  $PGA$  es la aceleración máxima de terreno, que en este caso es utilizado un logaritmo neperiano para hacer los cálculos. Finalmente, los datos obtenidos, así como la ecuación se comparan contra relaciones de atenuación previamente obtenidas, para el caso de sismos someros en la zona de subducción, así como para sismos someros en el área de la Ciudad de México, de la misma manera, se compara contra modelos establecidos para este tipo de sismos

corticales, el resultado es que se muestra una gran diferencia entre las relaciones de atenuación previamente calculadas y la obtenida.

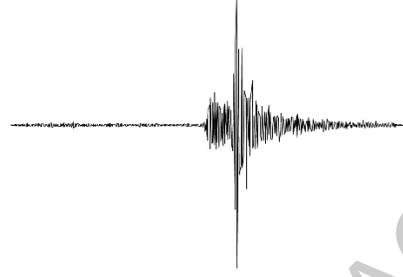
#### **4.3.2.5 Análisis Bayesiano de Leyes de Atenuación Sísmica para la Región de la Faja Volcánica Transmexicana**

En Pérez (2018), se propone utilizar modelos probabilísticos basados en la implementación de teoría bayesiana, así como datos históricos, de tal manera que se pudieran obtener relaciones de atenuación, tanto para la aceleración espectral (*SA*), así como de aceleración máxima del terreno (*PGA*), para la zona de la Faja Volcánica Transmexicana (o Eje Neovolcánico Mexicano); para este análisis, inicialmente se toman los valores de 22 eventos sísmicos ocurridos al interior del mismo Eje Neovolcánico Mexicano, aunque a la postre se descartan tres de estos debido a que no se tenía información más detallada de ellos. Todos estos datos fueron obtenidos del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM), y del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES). Inicialmente, en este trabajo se decidió llevar a cabo el análisis por distintas trayectorias para toda la región del Eje Neovolcánico Mexicano, no obstante, se encontró que los epicentros de los sismos en ese trabajo eran muy dispersos, por lo que se postuló la oportunidad de hacer la obtención de una relación de atenuación para una de las subregiones que componen a esta zona sismogénica.

Esta investigación destaca que después de haber hecho el análisis bayesiano, se concluye que debido a que la información que se toma es muy dispersa, así como que los valores obtenidos para los parámetros del modelo de atenuación no concuerdan con los valores esperados, es necesario realizar un estudio de riesgo sísmico regional, en el que se aplique un enfoque en donde se contemple la subdivisión del Eje Neovolcánico Mexicano, teniendo en cuenta la fisiografía del lugar, pues se encuentra que el comportamiento de las ondas sísmicas varía considerablemente, incluso para lugares cercanos. De tal manera se explica que no fue posible encontrar una relación de atenuación para la aceleración

máxima de terreno, aunque sí para las ordenadas de aceleración espectral, con base en las hipótesis que se plantean en un inicio.

Dirección General de Bibliotecas UAQ



## 5. METODOLOGÍA

En esta investigación se han tomado en consideración una serie de etapas necesarias para poder calcular relaciones de atenuación para la zona de estudio, a su vez, cada una de estas etapas se subdividen en puntos relacionados a los objetivos de este trabajo; las etapas constan en:

- I. Análisis de la distribución espacial de sismos corticales dentro del Eje Neovolcánico Mexicano, que se divide en:
  - a. La obtención y procesamiento de registros sísmicos de aceleración o velocidad al interior de la zona del Eje Neovolcánico Mexicano.
  - b. La revisión y escrutinio de cada uno de los registros obtenidos.
  - c. La clasificación del suelo subyacente de las estaciones sísmicas que hubieran detectado los eventos compilados, conforme a la técnica de cocientes H/V de Nakamura (1989), utilizada en Lermo & Chávez-García (1994).
- II. Desarrollo de una relación de atenuación para la aceleración máxima de terreno (*PGA*) para el Eje Neovolcánico Mexicano y para sus subdivisiones, que se divide en:
  - a. El análisis de las posibles trayectorias o subdivisiones de la zona de estudio a utilizarse.
  - b. La elección de la forma funcional y el modelo de regresión.
  - c. La realización del análisis de regresión a partir del uso del método de máxima verosimilitud de una etapa de Joyner &

Boore, (1993) para la obtención de una relaciones de atenuación para esta zona

III. La evaluación de la bondad de ajuste del modelo.

Con el objeto de poder especificar la realización de cada uno de las etapas mencionadas en esta lista, se ha planteado redactar subsecciones en las que detalle cuales fueron las acciones sucedidas y el porqué de éstas.

### **5.1 Análisis de la distribución espacial de sismos corticales dentro del Eje Neovolcánico Mexicano.**

En esta etapa se formó una base de datos de eventos sísmicos corticales ocurridos en el área de estudio, para esto se dispuso utilizar la información existente de distintas redes sismométricas y acelerográficas, así como tener un contacto con cada una de las instituciones que proveyeran la información necesaria. Ya en posesión de los registros sísmicos, el siguiente paso consistía en el procesamiento de cada uno de estos, así como de una revisión visual de las trazas con el objeto de remover de la base de datos a aquellos registros en los cuales no se pudieran reconocer las aceleraciones correspondientes a los sismos. En esta etapa también se ha decidido incluir el análisis del tipo de suelo de cada una de las estaciones utilizadas, de tal manera que los resultados pudieran ser incluidos dentro del análisis de regresión que se daría en la siguiente etapa. Cada uno de los puntos concernientes a esta etapa serán explicados a continuación a detalle en las siguientes subsecciones.

#### **5.1.1 Obtención y procesamiento de registros sísmicos de aceleración o velocidad al interior del Eje Neovolcánico Mexicano.**

Con la finalidad de obtener registros de eventos sísmicos en el interior del Eje Neovolcánico Mexicano se determinó utilizar estaciones que se encontraran dentro de este arco volcánico, y, por ende, utilizar redes sismométricas (o acelerográficas) de las que se pudieran obtener los datos necesarios.

Las redes que se propusieron para llevar a cabo esta investigación han sido:

1) La Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional, las cuales cuentan con sismómetros, en su mayoría sismómetros de tipo STS-2 con respuestas planas de 120 ó 240 Hz, a su vez que también poseen acelerómetros, de tipo FBA-23 o FBA-Episensor, los cuales además tienen la denominación 2-g, otros 1-g y, por último, otros con  $\frac{1}{2}$ -g. En el caso de los sismómetros, estos por lo general pueden detectar una amplia gama de frecuencias, que, a diferencia de los acelerómetros, les permite detectar sismos de magnitudes pequeñas, los cuales tienden a ser sismos locales o regionales, mientras que los acelerómetros son utilizados en la mayoría de las veces para la detección de sismos con magnitudes grandes, lo que permite detectar las aceleraciones de terreno de una mejor manera. Finalmente, cada una de estas estaciones cuenta con digitalizadores con los que se pueden convertir las señales de forma analógica a digital, todos estos son de veinticuatro bits, con seis canales, tres canales correspondientes a aceleración y tres de velocidad; las velocidades de muestreo que registran los sismómetros por lo general se encuentran en 100, 20, 1 y 0.1 muestras por segundo (SSN, 2019). Para esta investigación se han tomado en consideración todos los sismómetros de banda ancha de esta red, los cuales tuvieran tasas de muestreo de 100 sps, pues entre una mayor cantidad de muestras se tuvieran el resultado del procesamiento de los datos sería mejor, esto debido al teorema de Nyquist-Shannon (Nyquist, 1928), además del hecho de que en su mayoría los acelerómetros de esta red no se encuentran aptos para registrar aceleraciones correspondientes a magnitudes pequeñas, como se hizo el informe por parte del personal del Servicio Sismológico Nacional (Espíndola-Castro, comunicación personal).

2) La red sismométrica MASE (*Meso-America Subduction Experiment*), la cual fue una red provisional que se instaló en el mes de enero del año de 2005 y se retiró el mes de junio del año de 2007, con el objetivo de poder estudiar la subducción plana de la Placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. Esta red contaba con un total de 100 sismómetros de banda ancha que cruzaban la zona central de México, desde Acapulco, pasando por la Ciudad de México, hasta

Tampico, geográficamente esta red se desplegaba desde la latitud 16° N hasta el paralelo 22° N, mientras que abarcaba longitudes entre los 98° W y los 99° W, en total recorría una distancia de 600 km. Esta red fue instalada como parte de un proyecto de investigación en la cual colaboraron el Observatorio Tectónico de Caltech, el Instituto de Geofísica y el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México y el proyecto CENS de la Universidad de California en Los Ángeles. Todos los datos de esta red provisional se encuentran disponibles en la página web de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) bajo la identificación de la red «TO» (Caltech, 2007). Todas las estaciones de esta red provisional contaban con sismómetros de banda ancha tipo Guralp 3T (120 segundos a 50 Hz) (Dougherty & Domínguez, 2010). La base de datos de esta red sismométrica se encuentra disponible a través de ObsPy, en el cual se pueden acceder a los registros y realizar el procesamiento de datos sísmicos (Beyreuther *et al.*, 2010). Los registros utilizados de esta red se propusieron que fueran acelerogramas obtenidos al procesar los sismogramas de cada uno de los eventos, teniendo en cuenta que dentro de ObsPy se encuentran los datos de respuesta del instrumento y que dentro de esta misma consola es posible retirarla.

3) La red MARS (*Mapping the Rivera Subduction Zone*), la cual, al igual que la red MASE, fue una red provisional que se instaló dentro del territorio nacional mexicano; ésta incluyó un total de 50 sensores de banda ancha que se colocaron en los estados de Colima y Jalisco entre los años de 2006 y 2007, con el objetivo de poder representar sísmicamente la microplaca Rivera y la placa de Cocos (Grand & Ni, 2006). Dicha red fue llevada a cabo como un proyecto en el cual participaron la Universidad de Texas, la Universidad Estatal de Nuevo México, así como el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, entre otras (Martínez-López, 2011). Esta red es representada dentro de ObsPy bajo la identificación de «XF», y, a su vez, los sismogramas se pueden obtener y procesar a través de esta aplicación computacional. Los sismómetros utilizados por esta red son STS-2 en algunos de los casos, mientras que en otros son Guralp CMG3ESP, tanto los STS-2 como los Guralp cuentan con digitalizadores tipo Quanterra 330, en todos los casos.

4) La red sismológica CODEX (*The Colima Deep Seismic Experiment*) fue una red provisional ubicada en estado de Colima, que se instrumentó con el objetivo de describir la raíz magmática del volcán de Colima y sus alrededores. Ésta se encontraba compuesta por 22 estaciones, las cuales, a su vez, estaban constituidas por sismómetros de tipo Guralp CMG40T con digitalizadores Quaterra 330, en todos los casos. La constitución de esta serie de estaciones fue propiciada por proyectos de investigación de la Universidad de Alaska, Fairbanks, de los Estados Unidos de América. Al igual que las últimas dos redes ésta también se encuentra integrada dentro del servidor ObsPy y está identificada con la etiqueta «ZA» (West, 2006). Los registros obtenidos fueron sismogramas que se procesaron y derivaron dentro de ObsPy.

5) La red GEOSCOPE, la cual es una red sismológica global, instrumentada con el objetivo de conocer las características sísmicas de diversos sitios, de manera aislada, alrededor del mundo; esta red se comenzó a instalar en el año de 1982, específicamente el primero de enero de este año, y es operada por el Instituto de Física Global de París (*Institut de Physique du Globe de Paris*). GEOSCOPE está enfocada a la investigación de la dinámica de la Tierra, así como la obtención de datos con el objetivo de la utilización de estos para la realización de proyectos de investigación. En general, las estaciones sísmicas se encuentran conformadas por sismómetros de banda muy ancha tipo STS-1, mientras que en algunos casos se pueden hallar sismómetros STS-2 o Trillium 240; los aparatos están situados dentro de estaciones con requisitos específicos dedicadas a aminorar ruidos de periodos. Esta red está identificada dentro del servidor ObsPy a través de la etiqueta «G» (Institut de Physique du Globe de Paris, 1982). Para el caso de México, sólo una estación forma parte de esta red, justo en la parte central del país, de manera concreta dentro del Campus de Ciudad Universitaria de la Universidad Nacional Autónoma de México; esta estación mencionada tiene por etiqueta de identificación, o código, «UNM» y no debe de confundirse con la estación PZIG (anteriormente CUIG) que forma parte de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional. La estación UNM cuenta con un sismómetro STS-1 a 20 Hz con un digitalizador Metrozet E300 y, a su vez, posee un acelerómetro Kinematics FBA ES-T a 100 Hz.

6) La red sísmica del noreste de México, la cual es operada por el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, la cual cuenta con una única estación, correspondiente a la identificada con el código «JRQG» ubicada en Juriquilla, en el municipio de Querétaro, Querétaro, en el sector Este del Eje Neovolcánico Mexicano. Esta estación fue instalada el 01 de enero de 2003 y cuenta con un sismómetro STS-2 de tercera generación, así como un acelerómetro Episensor a 200 Hz (UNAM, 2003). Esta red también se encuentra dentro del servidor de ObsPy, y cuenta está etiquetada como «MG».

7) La red acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (RAII-UNAM), la cual es una de las redes más antiguas instaladas en la República Mexicana, que cuenta un extenso número de estaciones desplegadas dentro del territorio, sobre todo en la zona central del país, así como en la zona de subducción y alrededor de la Ciudad de México. Los registros que esta red provee son acelerogramas, es decir, archivos de serie de tiempo, los cuales se pueden obtener en formato ASCII (II-UNAM, 2014).

8) La Red de Observación Sísmica (ROS) del Centro Nacional de Prevención de Desastres, la cual es una red instalada para poder registrar aceleraciones de la Ciudad de México, monitorear el volcán Popocatepetl, así como determinar la atenuación existente debida a movimientos telúricos ocurridos en la zona de subducción, con una trayectoria hacia la Ciudad de México. Esta red cuenta con un total de 20 estaciones, 10 de ellas distribuidas en los alrededores de la Ciudad de México, 5 en el contorno del volcán Popocatepetl y las 5 sobrantes desplegadas en la trayectoria antes mencionada. Las subredes pertenecientes a la línea de atenuación, así como la de la Ciudad de México posee acelerómetros, mientras que la subred perteneciente al volcán posee sismómetros de periodo corto y sismómetros de banda ancha (CENAPRED, 2019).

Una vez con los registros de cada una de las estaciones sísmicas obtenidos, un procesamiento de cada uno de estos fue desarrollado; en el caso de los registros acelerográficos, es decir, los pertenecientes a las redes de CENAPRED y del Instituto de Ingeniería de la UNAM, estos fueron procesados por las mismas

instituciones, a las que se les requirieron los registros de dichos eventos y después fueron transferidos para su posterior inspección, cada uno de estos registros fue transferido a unidades de aceleración equivalentes en  $\text{cm/s}^2$ ; para los registros de velocidad del Servicio Sismológico, cada uno de estos fue procesado haciendo uso del software de análisis sísmico denominado *Seismic Analysis Code* (SAC) (Goldstein & Snoke, 2005), dado el hecho de que cada uno de estos registros se encontraba en su forma de «cuentas», de tal manera que para poder llevar estos registros a su forma de aceleración, primero fue necesario realizar la deconvolución de los datos, lo que significa hacer la aplicación de una función de transferencia con la que se retira la respuesta del instrumento, esto es posible de realizar de dos formas, la primera, y la más sencilla, es hacer la aplicación de una simple multiplicación por un factor constante que ha sido determinado empíricamente, la otra forma para lograrlo era mediante la aplicación de la función de transferencia (Miller, 2017) en la cual se utilizaron los datos de polos y ceros para cada una de las estaciones.

Tanto las constantes empíricas de los instrumentos, así como los datos de polos y ceros de estos fueron otorgadas directamente por el personal del Servicio Sismológico Nacional (Espíndola-Castro, comunicación directa). Con los registros deconvolucionados, un posterior proceso de derivación es llevado a cabo con el objeto de traducir los datos de velocidad a aceleración, es de tomar en consideración que el programa SAC deriva las señales introducidas a ésta con base en el algoritmo estándar de derivación entre los puntos continuos, aunque también tienen la opción de basarse en tres puntos; una vez con los registros en aceleración, se les llevó a cada uno de estos a unidades en  $\text{cm/s}^2$ .

Los registros de todas las otras redes sismométricas (CODEX, MASE, MARS, ...) fueron obtenidos del servidor de IRIS a través de la plataforma ObsPy, como fue mencionado anteriormente, dentro de ésta las trazas se hallaban en forma de velocidad, sin embargo, al interior de esta plataforma la respuesta del instrumento puede ser removida. Los registros de este servidor son obtenidos en

formato SAC y se pueden derivar en este último programa para obtener las aceleraciones máximas de terreno.

### **5.1.2 Revisión y escrutinio de cada uno de los registros obtenidos.**

Al llevar a cabo la compilación de los registros de aceleración en una base de datos, se tomó la decisión de utilizar únicamente todos aquellos que cumplieran con ciertas condiciones clave para poder manipularlos a la postre.

En primer lugar, los registros en cuyas trazas se pudiera observar que existiera una probable confusión entre las ordenadas de aceleración relacionada a los eventos y las ordenadas debidas al ruido ambiental serían retirados, pues estos no asegurarían que las aceleraciones mostradas en dichas señales fueran reales, este es un sí un punto de vista básico que se toma en cualquier estudio en el que se utilizan señales de algún tipo; asimismo, se determinó retirar los registros en los que se observara que las estaciones podrían tener algún problema relacionado al desplante de éstas, esto significa, observar la existencia de picos continuos en la señal que en realidad no provienen de los eventos, esto ocurre en demasía para algunas estaciones que forman parte de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional.

Un tercer criterio de exclusión, el cual es elemental debido a la región que se encontraba en estudio, fue el de tomar sólo aquellas estaciones que se hallaran al interior del Eje Neovolcánico Mexicano. Finalmente, también se usaron los criterios relacionados a la distancia, sin embargo, de estos se hablará en el capítulo de resultados, siendo que éste último afectaría de manera directa el resultado de la relación de atenuación calculada para esta región sismogénica íntegra.

### **5.1.3 Clasificación del suelo subyacente de las estaciones sísmicas que hubieran detectado los eventos compilados, conforme a la técnica de cocientes H/V de Nakamura (1989), utilizada en Lermo & Chávez-García (1994).**

La técnica de cocientes H/V diseñada por Nakamura, (1989) y utilizada por Lermo & Chávez-García (1994) para la aplicación dentro del territorio mexicano, es un método por el cual se pueden estimar los efectos de sitio de suelos blandos relativos a suelos firmes. Dentro de ésta, se hace uso de microtremores y ruido ambiental (*H/V noise ratio*) o aceleraciones espectrales (*H/V spectral ratio*), para poder hacer la clasificación del suelo que se encuentra bajo la estación sísmica. Para la versión de ruido, esta técnica parte de la consideración de que las fuentes locales no afectan los movimientos de los microtremores en la base de la capa de suelo, de tal manera que es posible estimar la forma espectral de la fuente del movimiento de un microtremor,  $A_s$ , como función de la frecuencia,  $\omega$ , a través del cociente

$$A_s(\omega) = \frac{V_s(\omega)}{V_B(\omega)} \quad (36)$$

De la cual,  $V_s(\omega)$  y  $V_B(\omega)$  son los espectros de amplitudes de Fourier de la componente vertical en movimiento en la superficie y en la base de la capa sedimentaria, respectivamente. A partir de esta primera proposición se hace también la presunción de que un estimado del efecto de sitio en interés en un sismo ingenieril,  $S_E$ , está dado por

$$S_E(\omega) = \frac{H_s(\omega)}{H_B(\omega)} \quad (37)$$

Donde,  $H_s(\omega)$  y  $H_B(\omega)$  son los espectros de amplitudes de Fourier de la componente horizontal en movimiento en la superficie y en la base de la capa sedimentaria, respectivamente. De manera que se pueda compensar  $S_E$  por el espectro fuente, se calcula un coeficiente espectral de efectos de sitio modificado,  $S_M$ , como

$$S_M(\omega) = \frac{\frac{H_s(\omega)}{V_s(\omega)}}{\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)}} \quad (38)$$

De esta última, se supone, para todas las frecuencias de interés

$$\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} = 1 \quad (39)$$

Por las ecs. (38) y (39) se obtiene un estimado de los efectos de sitio a través del cociente de las componentes horizontales y las verticales del movimiento de la superficie. La ec. (39) ha sido verificada experimentalmente en Nakamura, (1989) usando registros de microtemores obtenidos en barrenos. La aplicación de este procedimiento también es realizada de igual manera para aceleraciones espectrales provenientes de eventos sísmicos.

En Clemente *et al.* (2014) se utiliza el método de cocientes espectrales H/V para poder clasificar algunas estaciones sísmicas dentro del Eje Neovolcánico Mexicano; en éste se argumenta que si las amplificaciones se encuentran por debajo de 3, como límite de amplitud, se consideran a las estaciones como si éstas estuvieran desplantadas sobre suelo firme; en el caso contrario, si el valor de las amplificaciones se encuentra por encima de 3, se consideran como si éstas estuvieran desplantadas sobre suelo blando.

En Pérez *et al.* (2019) se hace la clasificación más precisa de todas las estaciones halladas dentro del Eje Neovolcánico Mexicano, partiendo de las redes permanentes o provisionales que han sido desplegadas sobre todo este arco volcánico, dichas redes han sido las mismas que se han tomado para la realización de este trabajo de investigación; la clasificación utilizada en este último es más refinada que en Clemente *et al.* (2014), pues a diferencia de aquella investigación en Pérez *et al.* (2019) se ha recolectado una base de datos mucho más amplia y se ha utilizado más de un registro para obtener los resultados para cada estación. Los métodos utilizados por estos autores son tanto la forma espectral, así como la forma asociada al ruido ambiental y microtemores. Se ha propuesto tomar como base los resultados de dicha investigación para incluirlos dentro de este trabajo; cada uno de los datos asociados a las estaciones utilizadas se encontrará dentro de la sección de resultados.

En este trabajo se decidió utilizar esta aplicación de la técnica de cocientes H/V, pues, ya que es posible identificar, incluso gráficamente, el tipo de suelo que se encuentra por debajo de las estaciones; esto por dos motivos: en primer lugar, cuando el suelo es blando se aprecian algunos picos en distintas partes de la representación gráfica, lo que indica que a ciertos periodos de vibración hay amplificaciones de la señal y, en segunda, cuando las estaciones se encuentran desplantadas sobre suelo firme o roca, los gráficos se muestran casi planos, o podría decirse mejor, con cambios no muy vertiginosos.

En la Figura 5-1 se muestra un esquema del método de cocientes espectrales H/V aplicado a una estación sísmica encontrada dentro del Eje Neovolcánico Mexicano, de acuerdo con Pérez *et al.* (2019); en ésta se puede apreciar el cociente como una línea continua, así como las desviaciones estándar aplicadas sobre y por debajo del valor base, en forma de líneas punteadas.

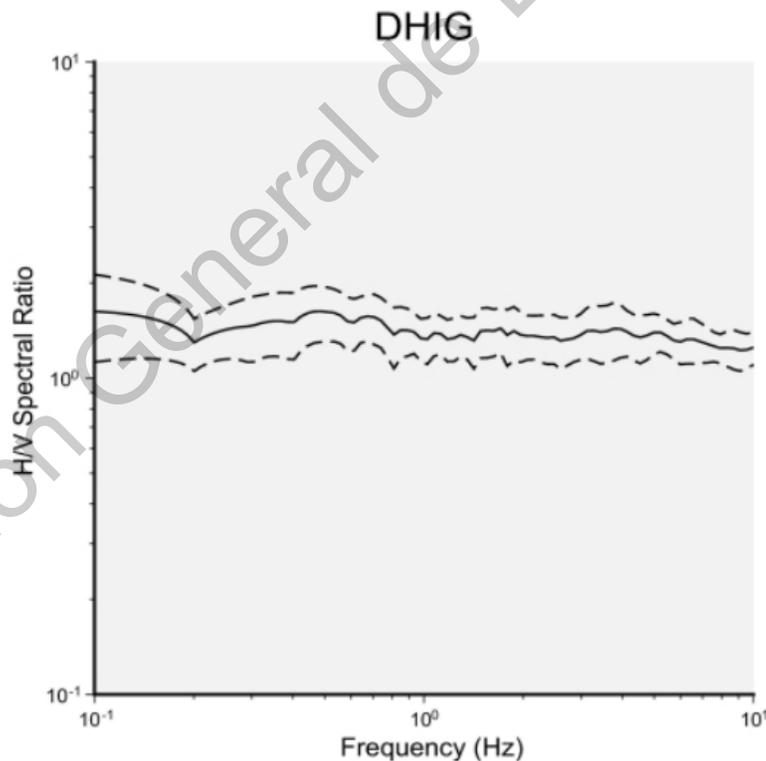


Figura 5-1 Método de cocientes espectrales H/V aplicado a la estación DHIG, al interior del Eje Neovolcánico Mexicano. Fuente: Pérez *et al.* (2019)

## **5.2 Desarrollo de una relación de atenuación para la aceleración máxima de terreno (PGA) para el Eje Neovolcánico Mexicano y para sus subdivisiones.**

En esta etapa se tomó en consideración la realización de tres puntos específicos para poder obtener la relación de atenuación, una vez que la base de datos fue reducida. En primer lugar, se determinaron las subdivisiones o regiones en las que se aplicaría el procedimiento de regresión; después de esto se planteó seleccionar el modelo de regresión que se utilizaría, así como la forma funcional; posteriormente, con todos los datos recabados y las definiciones hechas, se procedió a aplicar el método de máxima verosimilitud de una etapa, con el objetivo de obtener la solución a la regresión, es decir, calcular cada uno de los coeficientes asociados a las dependencias de la magnitud, así como de la distancia, y los términos relacionados a demás variables características en uso.

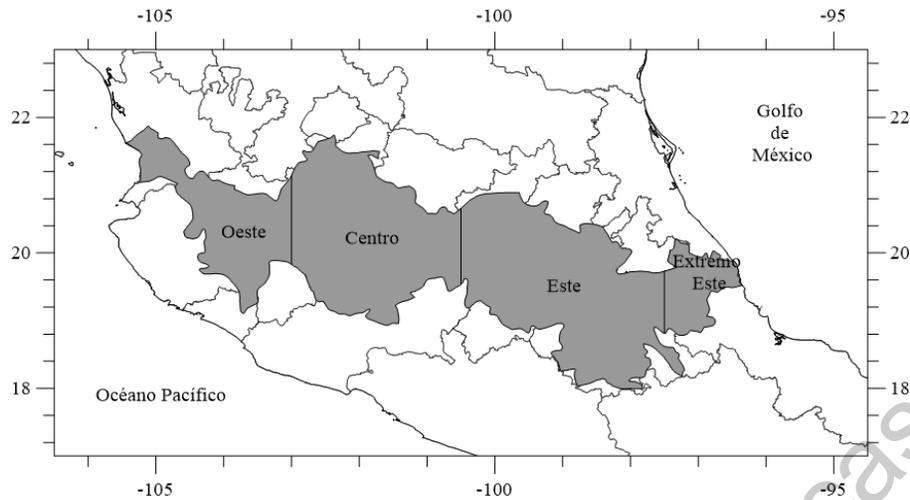
### **5.2.1 Análisis de las posibles trayectorias o subdivisiones de la zona de estudio a utilizarse.**

En la generalidad, los estudios referentes a relaciones de atenuación tienden a ser realizados conforme al uso de datos provenientes de las zonas de estudio de manera global, como por ejemplo en Campbell (1981), Joyner & Boore (1981), Sadigh *et al.* (1997), entre otros, es decir, en estos se ha tomado toda la información de la zona como conjunto y se hace la aplicación de alguno de los métodos para realizar la regresión y obtener la ecuación con la que se puedan estimar los parámetros de movimiento de terreno ajustados a esas regiones. No obstante, en los últimos 10 años, se han realizado trabajos relacionados a la obtención de relaciones de atenuación por trayectorias, tal es el caso de García (2007), en donde se proponen dos trayectorias, una a lo largo de la zona de subducción de la República Mexicana y otra desde la zona de subducción hacia el interior de México, reafirmando la proposición de que la manera en la que se afecta la atenuación es conforme a la distancia, sin embargo, en éste no se toman datos relacionados al Cinturón Volcánico Mexicano.

Más adelante, en Cruz *et al.* (2009) se hace un análisis de la atenuación del movimiento del terreno de manera perpendicular al Eje Neovolcánico Mexicano, teniendo dos puntos de partida para observar las posibles diferencias, una trayectoria es del estado de Guerrero al Eje Neovolcánico Mexicano y la otra es del estado de Colima al ENM, en este trabajo aunque se hace un análisis, no se obtiene una relación de atenuación para estas trayectorias. En Clemente *et al.* (2012) se retoma este trabajo previo para analizar la atenuación y obtener una relación de la trayectoria Guerrero al Eje Neovolcánico Mexicano, en especial hacia el estado de Querétaro, en este último se propone que podrían ser tres trayectorias en las que en realidad se muestre distinta atenuación, a las dos propuestas en Cruz *et al.* (2009), se añade la trayectoria del estado de Oaxaca al ENM; en Pérez (2018) inicialmente se propone realizar un análisis bayesiano por trayectorias dentro del ENM, no obstante, debido a la cantidad y dispersión de registros de los datos no se pudo realizar y se propuso hacerlo de manera general como sucede en los primeros proyectos relacionados a la obtención de relaciones de atenuación, además de esto, otra de las conclusiones que han surgido a partir de este trabajo es tomar las subdivisiones de este arco volcánico, de tal manera que se puedan reducir las variabilidades, así como evitar la dispersión de los datos, debido a las cualidades de las subregiones.

En este proyecto, la propuesta que se determinó fue formar una relación de atenuación para esta zona partiendo del total de datos que se puedan obtener de diversas redes sísmicas o acelerográficas, posteriormente, se planteó llevar a cabo el cómputo de una ecuación teniendo como base una trayectoria, ya sea longitudinal o transversal a lo largo de la región íntegra del Eje Neovolcánico Mexicano o, en caso de no poderse realizar de esta manera, debido a la posible reducción de la base de datos, hacer la obtención de las relaciones de atenuación para los sectores de esta zona sismogénica basados en el trabajo de Ferrari *et al.* (2012).

En la Figura 3-2, se muestra la división en sectores del Eje Neovolcánico Mexicano.



**Figura 5-2** División en sectores del Eje Neovolcánico Mexicano, basado en Ferrari *et al.* (2012). Elaboración propia.

### 5.2.2 Elección de la forma funcional y el modelo de regresión.

Los modelos funcionales que se utilizan por lo general en los análisis de regresión para calcular relaciones de atenuación tienden a ser basados en el modelo estándar de efectos fijos, como en los casos de Campbell (1981), Joyner & Boore (1981), Joyner & Boore (1988), de esto hace referencia Abrahamson & Silva (1997), y que este modelo tiene la forma de

$$\psi_n = \phi(M_n, d_n) + \epsilon_n \quad (40)$$

En la cual,  $\psi_i$  indica la variable característica de movimiento del terreno, además de que  $\phi(M_n, r_n)$  indica la forma funcional en uso, la cual depende de la magnitud del evento sísmico,  $M_n$ , y de la distancia,  $d_n$ , para el caso de la ec. (40), sin embargo, esta forma funcional puede además depender de otras variables características como lo son la profundidad focal, o los efectos de sitio. En este tipo de modelos,  $\epsilon_n$  indica una variabilidad asociada a los eventos sísmicos, además de que esta variabilidad es asumida como una variable aleatoria de distribución normal, con media,  $\mu$ , igual a cero y varianza,  $\sigma^2$ . En este modelo las medias grupales son fijas, y el total de éstas es representado con  $I$ , y en este modelo hay un total de  $I +$

1 parámetros, en el que 1 surge debido a la existencia de la única varianza de este modelo (Ramsey & Schafer, 2013).

Además del modelo de efectos fijos, en algunos otras investigaciones, como en el caso de Brillinger & Preisler (1984), de Joyner & Boore (1993) y de Atkinson & Boore (2003), por citar algunos, se utiliza el modelo de efectos aleatorios, en donde las variables utilizadas son tomadas como muestras aleatorias de una población total, y existe una media  $\mu$ , así como una varianza al interior de los grupos analizados,  $\sigma_r^2$ , y otra varianza inter-grupal,  $\sigma_e^2$  (Ramsey & Schafer, 2013). Este modelo tiene la forma de

$$\psi_{nm} = \phi(M_n, d_n) + \epsilon_r + \epsilon_e \quad (41)$$

En la cual  $\psi_{nm}$  es la variable característica asociada al movimiento del terreno de los n-ésimos sismos y los m-ésimos registros, además de que  $\phi(M_n, r_n)$  es la función del modelo, como sucede en el modelo anterior, mientras que  $\epsilon_r$  y  $\epsilon_e$ , son variabilidades asociadas a las varianzas previamente mencionadas, inter-registros e inter-eventos. Los casos de las variabilidades son determinados como variables aleatorias normalmente distribuidas con media igual a cero.

Estos son los dos modelos básicos se han utilizado para el cálculo de las relaciones de atenuación, sin embargo, el segundo de estos modelos contempla variabilidades existentes al interior de los registros, así como variabilidades entre cada uno de los sismos, al contrario del modelo de efectos fijos en donde la única variabilidad existente es de todo el modelo de forma completa, y, además de esto el modelo de efectos aleatorios tiende a aplicarse en conjunto con el método de máxima verosimilitud, para el caso del análisis de regresión, el cual, como se ha visto en las secciones anteriores, otorga mejores resultados, tanto para la versión de una etapa, como para la versión de dos etapas. El caso del modelo de efectos fijos fue utilizado mucho más para cuando se hacía la aplicación de los métodos de mínimos cuadrados y mínimos cuadrados ponderados. Debido a estas circunstancias, en este proyecto de investigación se decidió hacer uso del modelo de efectos aleatorios, además, se ha tenido como base la forma funcional dada en

Brillinger & Preisler (1984) para el cálculo de las relaciones de atenuación, esta forma funcional es presentada a partir de la siguiente ecuación:

$$\log_{10} A_n = a + b(M_n - 6) - \log_{10}(d_n^2 + h^2)^{1/2} + c(d_n^2 + h^2)^{1/2} + \epsilon_r + \epsilon_e \quad (42)$$

Donde  $A_n$  equivale a la aceleración pico en el sentido horizontal para el  $n$ -ésimo registro,  $M_n$  es la magnitud momento (Hanks & Kanamori, 1979) del sismo correspondiente al  $n$ -ésimo registro, es decir, que para cada registro se habrá de colocar dicho valor;  $d_n$  es la distancia más cercana a la fuente desde el lugar de registro para cada uno de estos, que, para este estudio fue tomado como la distancia epicentral, de tal suerte que se redujera la complejidad, además de que, al utilizar sismos corticales, sería prácticamente la misma distancia en aproximación. Los casos de  $\epsilon_r$  y  $\epsilon_e$  representan variables de error que toman valores para la interacción entre cada uno de los registros y entre sismos, respectivamente. Finalmente,  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $h$  son parámetros que se determinan a partir de la regresión, los cuales  $a$  y  $b$  están relacionados a la dependencia de la magnitud,  $c$  está relacionada a la dependencia de la distancia y  $h$  es una distancia virtual única en términos de profundidad que tiene el objetivo de ajustar de mejor manera la regresión. Las varianzas de  $\epsilon_r$  y  $\epsilon_e$  están representadas por  $\sigma_r^2$  y por  $\sigma_e^2$ , respectivamente.

No obstante, la ecuación (42) no contempla otras variables características de los eventos sísmicos, como lo son la profundidad focal de los eventos, así como los efectos de sitio del suelo de cada una de las estaciones, como sí sucede en algunas otras investigaciones, como en los casos de Abrahamson & Silva (1997), Atkinson & Boore (2003), Graizer & Kalkan (2007), entre otros. De tal manera que se pudieran considerar, a la ecuación (42) se le decidió añadir dos términos adicionales,  $H$ , para representar la profundidad focal, en kilómetros, la cual dependería de cada uno de los eventos, así como  $E$ , la cual sería la relacionada al efecto de sitio del lugar, que se decidió tomar directamente como el valor asociado de la técnica H/V de cada una de las estaciones. Ambas variables características, al estar incluidas en la ecuación, se les asoció un coeficiente, el cual se debía calcular en la regresión, que, para continuar con el orden de estos, se les nombró como  $d$  y  $e$ , respectivamente. Por lo tanto, el modelo a aplicársele la regresión fue

$$\log_{10} A_n = a + b(M_n - 6) - \log_{10}(d_n^2 + h^2)^{\frac{1}{2}} + c(d_n^2 + h^2)^{\frac{1}{2}} + dH_n + eE_n + \epsilon_r + \epsilon_e \quad (43)$$

En otras investigaciones, por lo general se consideran los efectos de sitio a través de la aplicación de un módulo (filtro o componente) en el que interviene la velocidad de onda de corte en los primeros treinta metros superficiales,  $V_{s30}$ , como en los casos de Boore *et al.* (1997), Graizer & Kalkan, (2007) y Graizer *et al.* (2013), mientras que en otros casos se toma una variable, la cual tiene el valor de 0 para estaciones desplantadas sobre roca, o suelo duro, que tiende a tener velocidades de onda de corte altas, mientras que para sitios sobre suelo blando la variable adquiere el valor de 1.

### 5.2.3 Aplicación del método de máxima verosimilitud de una etapa (Joyner & Boore, 1993) para obtener relaciones de atenuación.

Para poder obtener los valores de los coeficientes de la ecuación (43), se debe de linealizar la ecuación a través de una expansión de series de Taylor usando el primer grado de las funciones derivadas (Draper & Smith, 1998; Weisberg, 2005), para esto, se hacen iteraciones de valores de prueba para los parámetros que se utilizan, obteniéndose un modelo de regresión como se muestra

$$\mathbf{Y} = \mathbf{XB} + \mathbf{e} \quad (44)$$

Todos los términos logarítmicos se asocian a la variable vectorial  $\mathbf{Y}$ , siendo que en la ecuación (43) ninguno de estos tiene un coeficiente por determinar, sino que  $h$  es en realidad un parámetro

$$\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} \log_{10} A_1 + \log_{10}(d_1^2 + h'^2)^{1/2} \\ \log_{10} A_2 + \log_{10}(d_2^2 + h'^2)^{1/2} \\ \log_{10} A_3 + \log_{10}(d_3^2 + h'^2)^{1/2} \\ \vdots \\ \log_{10} A_n + \log_{10}(d_n^2 + h'^2)^{1/2} \end{bmatrix} \quad (45)$$

Los coeficientes de la regresión están asociados a la variable vectorial **B**

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \\ d \\ e \\ \Delta h \end{bmatrix} \quad (46)$$

Y los otros términos, que son conocidos, se asocian a la variable matricial **X**, que se desarrolla a partir de la expansión, y son las derivadas de las funciones

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} 1 & M_1 - 6 & (d_1^2 + h^2)^{1/2} & H_1 & E_1 & \left. \frac{\partial}{\partial h} [c'(d_1^2 + h^2)^{1/2} - \log_{10}(d_1^2 + h^2)^{1/2}] \right|_{h=h'} \\ 1 & M_2 - 6 & (d_2^2 + h^2)^{1/2} & H_2 & E_2 & \left. \frac{\partial}{\partial h} [c'(d_2^2 + h^2)^{1/2} - \log_{10}(d_2^2 + h^2)^{1/2}] \right|_{h=h'} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & M_n - 6 & (d_n^2 + h^2)^{1/2} & H_n & E_n & \left. \frac{\partial}{\partial h} [c'(d_n^2 + h^2)^{1/2} - \log_{10}(d_n^2 + h^2)^{1/2}] \right|_{h=h'} \end{bmatrix} \quad (47)$$

En la ecuación (47),  $h'$  es un valor de prueba asociado a  $h$ , un parámetro, que se debe tomar de esta manera para poder conseguir una solución al sistema, y que debe de tomarse inicialmente como positiva definida mayor a 1.0 km. En (44),  $e$  corresponde a un vector de desviaciones, conformado por  $\epsilon_r$  y  $\epsilon_e$ , que supone tener una distribución normal, con media igual a cero y estar asociada a una matriz varianza-covarianza denominada como **V**, que, a diferencia de en una regresión por mínimos cuadrados ordinarios, en el método de máxima verosimilitud, existen términos fuera de la diagonal, esto sucede debido a que hay una correlación de los intra-sismo. La verosimilitud de acuerdo con Searle (1997) es calculada con:

$$L = (2\pi)^{-N/2} |\mathbf{V}|^{-1/2} \exp \left[ -\frac{1}{2} (\mathbf{Y} - \mathbf{XB})^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{XB}) \right] \quad (48)$$

En ésta,  $N$  equivale al total de registros que se tiene, además, para reducir los cuadrados es necesario maximizar el resultado de esta ecuación, para tal efecto, se entiende como equivalente a la minimización de una función objetivo, que es

$$F.O. = (\mathbf{Y} - \mathbf{XB})^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{XB}) \quad (49)$$

La solución del vector de parámetros,  $\mathbf{B}$ , de acuerdo con Searle (1997), se calcula a partir de su estimado,  $\hat{\mathbf{B}}$ , el cual se determina igual que en el método de mínimos cuadrados ponderados

$$\hat{\mathbf{B}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{Y} \quad (50)$$

Sin embargo, como  $\mathbf{V}$  no es conocida, en Joyner & Boore (1993) se propone la existencia de una matriz normalizada  $\mathbf{v}$ , de la siguiente manera

$$\sigma^2 \mathbf{v} = \mathbf{V} \quad (51)$$

Donde  $\sigma^2$  es la varianza total de la regresión, que es equivalente a la suma de las varianzas intra-sismo e intra-registros

$$\sigma^2 = \sigma_r^2 + \sigma_e^2 \quad (52)$$

A su vez, la matriz varianza-covarianza normalizada,  $\mathbf{v}$ , es una matriz definida a bloques, compuesta por matrices varianza-covarianza pertenecientes a cada sismo, por lo que  $\mathbf{v}$  se expresa como

$$\mathbf{v} = \begin{bmatrix} \mathbf{v}_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \mathbf{v}_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \mathbf{v}_{Ne} \end{bmatrix} \quad (53)$$

Donde  $Ne$  es la cantidad de sismos que se utilizan en la regresión.

Para calcular las matrices varianza-covarianza,  $\mathbf{v}_i$ , asociadas a cada uno de los sismos, se propone en Joyner & Boore (1993) hacer uso de un valor  $\gamma$ , otro parámetro, que se encuentra ligado a las varianzas intra-registros ( $\sigma_r^2$ ) e intra-sismos ( $\sigma_e^2$ ), definido de la siguiente manera

$$\gamma = \frac{\sigma_e^2}{(\sigma_r^2 + \sigma_e^2)} \quad (54)$$

Este valor, se utiliza como una variable dentro la regresión, la cual deberá ser mayor a 0 y menor que 1 y se deberá colocar en las matrices  $\mathbf{v}_i$  como se muestra

$$\mathbf{v}_i = \begin{bmatrix} 1 & \gamma & \dots & \gamma \\ \gamma & 1 & \dots & \gamma \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \gamma & \gamma & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad (55)$$

Al sustituir (51) en (50), se puede obtener otra forma de la solución a la regresión, en la que no se incluya directamente  $\mathbf{V}$ , en cambio se usa  $\mathbf{v}$

$$\hat{\mathbf{B}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{v}^{-1} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{v}^{-1} \mathbf{Y} \quad (56)$$

De la misma manera, la verosimilitud se puede escribir en términos de  $\sigma^2 \mathbf{v}$

$$L = (2\pi)^{-N/2} |\sigma^2 \mathbf{v}|^{-1/2} \exp \left[ -\frac{1}{2} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B})^T (\sigma^2 \mathbf{v})^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B}) \right] \quad (57)$$

En este método, la forma en la cual se puede apreciar de una mejor manera el valor maximizado de  $L$ , es a través de la expresión de (57) en forma logarítmica natural, resaltando que los resultados de ésta deben ser negativos

$$\ln L = -\frac{N}{2} \ln(2\pi) - \frac{N}{2} \ln(\sigma^2) - \frac{1}{2} \ln |\mathbf{v}| - \frac{1}{2\sigma^2} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B})^T (\mathbf{v})^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B}) \quad (58)$$

La verosimilitud  $L$  debe ser maximizada de conformidad para que se obtenga un valor  $h$  que cumpla que  $|\Delta h/h| = 10^{-3}$ , para esto es necesario otorgarle un valor a  $c'$ . Asimismo, la solución a  $L$  se hallará cuando se obtenga el valor mayor para (58), en el que se habrá de variar  $\gamma$ ,  $h'$  y  $c'$  y se maximice ésta.

Para poder obtener el valor de la varianza total,  $\sigma^2$ , que se ha de sustituir en (58), se deriva ésta (la verosimilitud), y se iguala a cero, y se revuelve para la varianza, obteniendo

$$\sigma^2 = \frac{(\mathbf{Y} - \mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})^T (\mathbf{v})^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})}{N} \quad (59)$$

Sin embargo, la ecuación (59) otorga valores sesgados, por lo que es necesario hacer el cálculo de un estimado no-sesgado, que se obtiene a partir de (59), en la que, al número de registros,  $N$ , se le resta la cantidad de 6, siendo este valor, el rango de la matriz  $\mathbf{X}$  (la cantidad de vectores linealmente independientes)

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{(\mathbf{Y}-\mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})^T(\mathbf{V})^{-1}(\mathbf{Y}-\mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})}{N-6} \quad (60)$$

La varianza intra-sismos se calcula con base en la ecuación (54), al combinar ésta con la ecuación (52)

$$\gamma = \frac{\sigma_e^2}{\sigma^2} \quad (61)$$

$$\sigma_e^2 = \gamma\sigma^2 \quad (62)$$

Al conocer ésta, se puede calcular la varianza intra-registros al despejar  $\sigma_r^2$  en la ecuación (52). Este mismo procedimiento se aplica del mismo modo para los valores estimados, y, una vez teniéndolos, se procede a calcular los errores respectivos para cada uno de estos al obtener sus raíces cuadradas.

### 5.3 Evaluación de la bondad de ajuste del modelo.

En la tercera etapa de este proyecto, para poder determinar qué tan bien ajustados se hallaban los datos originales con respecto a la curva calculada a partir de la regresión, se tiene que asumir que los valores observados y los valores esperados deberían tener diferencias que se aproximarán a cero, pues uno de los principios de las regresiones es que la curva represente correctamente los valores originales, dado esto se decidió que hacer un análisis de datos emparejados.

De acuerdo con Devore (2010) en un análisis de datos emparejados (*analysis of paired data*), se debe asumir que los datos consisten en  $n$  parejas seleccionadas, de la forma  $\{(X_1, Y_1), (X_2, Y_2), \dots, (X_n, Y_n)\}$ , con valores esperados de cada uno de los dos conjuntos iguales a sus medias, es decir,  $E(X_i) = \mu_1$  y  $E(Y_i) = \mu_2$ . A partir de los conjuntos  $X_i$  e  $Y_i$ , se forman las diferencias  $D_i$  que equivalen a la diferencia entre ambas ( $D_i = X_i - Y_i$ ). Cada una de las diferencias, para las  $n$  parejas son asumidas como normalmente distribuidas, con un valor promedio  $\mu_D$  y una varianza  $\sigma_D^2$ , es decir,  $D_i \sim N(\mu_D, \sigma_D^2)$ . Esto se puede aplicar de acuerdo a los criterios utilizados por Joyner & Boore (1993) que se usan para el vector  $e$  en la ecuación (44). En el caso de los datos emparejados, Devore (2010) alega que las observaciones no son siempre independientes, tal es el caso de lo que hubo

sucedido en este estudio, en donde necesariamente los valores esperados tendrían que depender de los valores observados, por tal motivo una prueba  $t$  de dos muestras no puede ser aplicada.

En el análisis de datos emparejados se hace la aplicación de una prueba  $t$  emparejada, en la cual se toman como independientes a cada una de las diferencias obtenidas. Sabiendo que la diferencia entre dos observaciones  $X$  e  $Y$ , es  $D$ , entonces la diferencia esperada

$$\mu_D = E(X - Y) = E(X) - E(Y) = \mu_1 - \mu_2 \quad (63)$$

Con base en esto, ya que  $\mathbf{D} \sim N(\mu_D, \sigma_D^2)$ , es posible aplicarle una prueba  $t$  de una muestra con  $(n - 1)$  grados de libertad, en la que la hipótesis nula esté dada a través de la ecuación (64)

$$H_0: \mu_D = \Delta_0 \quad (64)$$

En ésta,  $\mu_D = \mu_1 - \mu_2$  y  $\Delta_0$  es el valor que se está probando. Para tal efecto, el estadístico de prueba para evaluar el cumplimiento de la hipótesis es calculado con base en

$$t = \frac{\bar{d} - \Delta_0}{s_D / \sqrt{n}} \quad (65)$$

Donde  $\bar{d}$  y  $s_D$  son la media y desviación estándar de la muestra de las diferencias que se obtienen entre los dos conjuntos. Los casos de las hipótesis alternativas se expresan en la Tabla 5-1.

**Tabla 5-1 Hipótesis alternativas para prueba  $t$  emparejada.**

Caso	Región de rechazo
$H_a: \mu_D > \Delta_0$	$t \geq t_{\alpha, n-1}$
$H_a: \mu_D < \Delta_0$	$t \leq t_{\alpha, n-1}$
$H_a: \mu_D \neq \Delta_0$	$t \leq t_{\frac{\alpha}{2}, n-1} \text{ o } t \geq t_{\frac{\alpha}{2}, n-1}$

Para cada uno de los casos, la región de rechazo se obtiene a partir de un valor de  $t$  asociado a un nivel de significancia  $\alpha$  y de  $(n - 1)$  grados de libertad. En este estudio, se utilizó el caso de hipótesis alternativa en la que se toma como diferente del valor de prueba la diferencia esperada (una prueba de dos colas) y se planteó utilizar un nivel de significancia del 5%, valor típico en análisis estadísticos. Los valores relacionados a  $t_{\frac{\alpha}{2}, n-1}$  se calculan con base en las distribuciones  $t$ ,  $y$ , a partir de la obtención de los valores de  $t$  y  $t_{\frac{\alpha}{2}, n-1}$  para el estadístico de prueba, en todos los casos, se puede obtener un valor de probabilidad, comúnmente conocido como  $P$ , el que se habría de comparar contra el nivel de significancia.

Asimismo, no solo los resultados de la regresión fueron evaluados contra los originales, sino que también la distribución de los datos esperada fue comparada contra la original, a través de una evaluación de bondad de ajuste llamada prueba ji-cuadrada ( $\chi^2$ ), que utiliza la distribución del mismo nombre. Para poder aplicarla, se hace uso del parámetro  $\nu$ , el cual es equivalente a los grados de libertad; en esta prueba se hace una asociación a un valor crítico  $\chi_{\alpha, \nu}^2$ , análogo a  $t_{\alpha, n-1} = \nu$  para la distribución  $t$ , en el que se toma un nivel de significancia  $\alpha$ . Esta prueba es similar a la prueba  $f$ , pues para poder aseverar que la hipótesis nula  $H_0$  no es rechazada el estadístico asociado de cálculo  $\chi^2$  debe ser menor que  $\chi_{\alpha, \nu}^2$ .

En la Figura 5-3 se hace una muestra de la distribución  $\chi^2$  y se puede observar la curva de densidad  $\chi_{\nu}^2$ , así como un área sombreada asociada al nivel de significancia  $\alpha$ .

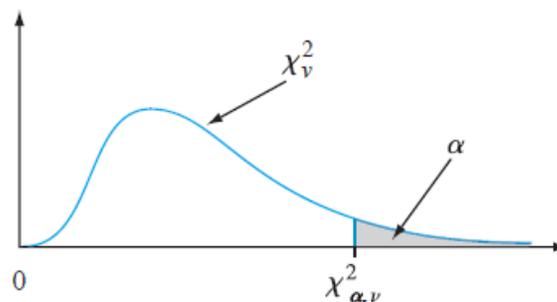
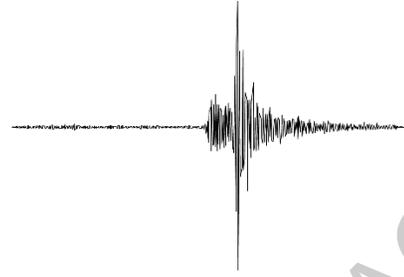


Figura 5-3 Valores críticos para la distribución ji-cuadrada (Devore, 2010).

Para poder hacer el cálculo del estadístico  $\chi^2$  se hace la aplicación de la siguiente formulación matemática

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i} \quad (66)$$

En donde  $n_i$  indica la cantidad de los valores asociados a las características observadas, mientras que  $np_i$  indica la cantidad de los valores asociados a las características esperadas. La ecuación (66) tiene aproximadamente una distribución ji-cuadrada con  $\nu = k - 1$  grados de libertad. Para llevar a cabo esta prueba estadística es necesario, en la mayoría de los casos, hacer una categorización de los datos que se obtienen, es decir, hacerlos discretos. En este caso  $k$  indica la cantidad de categorías que se tienen. La única condición necesaria para poder hacer la aplicación de (66), es que, para cada  $np_i$  se tenga, al menos, una cantidad de 5 valores ( $np_i \geq 5$ ). El valor de  $\chi^2_{\alpha, \nu}$  es calculado a partir de los grados de libertad utilizados y del nivel de significancia elegido en la distribución  $\chi^2$ , que, para este proyecto, como se ha mencionado anteriormente, fue de  $\alpha = 5\%$ .



## 6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 6.1 Distribución espacial de sismos corticales dentro del Eje Neovolcánico Mexicano.

Como fue mencionado en la sección anterior, el primer objetivo necesario para cumplir con el desarrollo de este proyecto de investigación fue conformar una base de datos para la zona en estudio, así como de las estaciones sísmicas que pudieran encontrarse al interior del Eje Neovolcánico Mexicano. Enseguida se mostrarán cada una de las estaciones sísmicas utilizadas, clasificándolas de acuerdo a la red a la cual pertenecían.

**Tabla 6-1 Estaciones utilizadas que pertenecen al Servicio Sismológico Nacional.**

Estación	Ubicación	Latitud (° N)	Longitud (° W)	Sensores
ACIG	Acambay, Edo. Méx.	19.9845	99.8823	Sismómetro Trillium 120 PA Digitalizador Taurus
ANIG	Ahuacatlán, Nay.	21.0538	104.5207	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q330
CUIG	Ciudad de México	19.3290	99.1780	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q680
DHIG	Demacú, Hid.	20.3003	99.0354	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q330
IGIG	Irapuato, Gto.	20.7530	101.3278	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q330
LVIG	Laguna Verde, Ver.	19.7262	96.4185	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q330S
MOIG	Morelia, Mich.	19.6468	101.2271	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q680
PPIG	Popocatepetl, Méx.	19.0670	98.6281	Sismómetro SRS-2 Digitalizador Q330
TPIG	Tehuacán, Pue.	18.4202	97.3619	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q330S

**Tabla 6-2 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red MASE.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
AGBE	El Jaladero, Hgo.	20.4302	98.6307	Sismómetro Guralp CMG-3T
ATOT	La Estancia, Hgo.	20.2915	98.7032	Sismómetro Guralp CMG-3T
CHIC	Coajomulco, Mor.	19.0881	99.1479	Sismómetro Guralp CMG-3T
CIRE	Ciudad de México	19.3868	99.1574	Sismómetro Guralp CMG-3T
COAC	Ecatepec, Mor.	19.6103	99.0718	Sismómetro Guralp CMG-3T
CUNO	Cuernavaca, Mor.	18.9834	99.2408	Sismómetro Guralp CMG-3T
ECID	Rancho Don Antonio, Hgo.	19.8672	98.9268	Sismómetro Guralp CMG-3T
ESTA	Ciudad de México	19.4930	99.1110	Sismómetro Guralp CMG-3T
KM67	Zapotlán, Hgo.	19.9569	98.8806	Sismómetro Guralp CMG-3T
MIMO	Mineral del Monte, Hgo.	20.1355	98.6847	Sismómetro Guralp CMG-3T
MIXC	Ciudad de México	19.3784	99.1808	Sismómetro Guralp CMG-3T
NOGA	La Nogalera, Hgo.	20.3867	98.6560	Sismómetro Guralp CMG-3T
PASU	Pachuca de Soto, Hgo.	20.0872	98.7927	Sismómetro Guralp CMG-3T
PSIQ	Gral. Felipe Ángeles, Hgo.	19.9025	98.9087	Sismómetro Guralp CMG-3T
PTCU	Tres Marías, Mor.	19.0601	99.2167	Sismómetro Guralp CMG-3T
PTRP	Ecatepec, Méx.	19.5912	99.1125	Sismómetro Guralp CMG-3T
SABI	Los Sabinos, Hgo.	20.3244	98.6601	Sismómetro Guralp CMG-3T
SALU	Santa Lucía, Méx.	19.7414	98.9739	Sismómetro Guralp CMG-3T
SAPA	San Antonio, Hgo.	20.1509	98.6151	Sismómetro Guralp CMG-3T
SAPE	San Pedro Huaquilapan, Hgo.	19.9887	98.8638	Sismómetro Guralp CMG-3T
SNLU	Los Reyes Acozac, Méx.	19.7845	98.9805	Sismómetro Guralp CMG-3T
SUPA	Pachucha, Hgo.	20.0338	98.8068	Sismómetro Guralp CMG-3T

**Tabla 6-3 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red MASE (continuación).**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
TECA	San Martín Azcateoc, Méx.	19.7010	98.9838	Sismómetro Guralp CMG-3T
TEPE	Ciudad de México	19.2705	99.1372	Sismómetro Guralp CMG-3T
TIZA	Temascalapa, Méx.	19.8201	98.9254	Sismómetro Guralp CMG-3T
TONI	Ciudad de México	19.2124	99.1460	Sismómetro Guralp CMG-3T
TONN	Santa María Tonanitla, Méx.	19.6887	99.0453	Sismómetro Guralp CMG-3T
VEGU	San José, Hgo.	20.2183	98.6421	Sismómetro Guralp CMG-3T
VLAD	Huitzilac, Mor.	19.0317	99.2702	Sismómetro Guralp CMG-3T

**Tabla 6-4 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red MARS.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
MA17	Tiamba, Mich.	19.4897	102.0329	Sismómetro Guralp CMG-3T
MA21	Plan de Cervantes, Jal.	19.8540	102.9380	Sismómetro Guralp CMG-3T
MA27	El Molino, Jal.	20.1206	103.1435	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q680
MA28	El Fortín, Mich.	20.1786	102.5970	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q680
MA41	Juanacatlán, Jal.	20.1853	104.2538	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q680
MA42	San Antonio de los Macedo, Jal.	20.2777	104.5175	Sismómetro STS-2 Digitalizador Q680
MA44	Unión de Tula, Jal.	19.9627	104.2643	Sismómetro Guralp CMG-3 ESP
MA45	El Grullo, Jal.	19.8120	104.2197	Sismómetro Guralp CMG-3T
MA46	Tonaya, Jal.	19.7891	103.9680	Sismómetro Guralp CMG-3 ESP

**Tabla 6-5 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red CODEX.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
ALPI	Tuxpan, Jal.	19.5027	103.5217	Sismómetro Guralp CMG40T
BAVA	Emiliano Zapata, Col.	19.2876	103.5967	Sismómetro Guralp CMG40T
COLM	Paredes Grandes, Col.	19.3974	103.7502	Sismómetro Guralp CMG40T
EBMG	Montitlán, Col.	19.4661	103.6203	Sismómetro Guralp CMG40T
ESPN	San José del Carmen, Jal.	19.4545	103.7716	Sismómetro Guralp CMG40T
MAZE	Cofradía de Suchitlán, Col.	19.4270	103.6910	Sismómetro Guralp CMG40T
MORA	El Tecuán, Jal.	19.5137	103.7459	Sismómetro Guralp CMG40T
PAVE	Los García, Jal.	19.6341	103.6134	Sismómetro Guralp CMG40T
SCRI	Tetiapán, Jal.	19.4925	103.8029	Sismómetro Guralp CMG40T
SINN	Volcán de Colima, Jal.	19.5240	103.6074	Sismómetro Guralp CMG40T
SNID	Copala, Jal.	19.6352	103.7535	Sismómetro Guralp CMG40T
ZAPO	Zapotitlán de Vadillo, Jal.	19.5701	103.7875	Sismómetro Guralp CMG40T

**Tabla 6-6 Estaciones utilizadas que pertenecen a la red GEOSCOPE.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
UNM	Ciudad de México	19.3296	99.1780	Sismómetro STS-1 Digitalizador Metrozet E300

**Tabla 6-7 Estaciones utilizadas que pertenecen a la Red MG.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
JRQG	Juriquilla, Qro.	20.7036	100.4469	Sismómetro STS-2

**Tabla 6-8 Estaciones utilizadas que pertenecen a la RAIL-UNAM.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
ACAM	Acámbaro, Gto.	20.0431	100.7167	Acelerómetro ETNA 4573
CDGU	Cd. Guzmán, Jal.	19.6995	103.4478	Acelerómetro ETNA 4439
CUP5	Ciudad de México	19.3302	99.1810	Acelerómetro IDS-3602-371 ETNA 376 (2006-2018)
GDLP	Zapopan, Jal.	20.6825	103.4422	ACELERÓMETRO K2 1538
OZST	Orizaba, Ver.	18.8607	97.0941	Acelerómetro «BASALTO 517»
RABO	San Juan Raboso, Pue.	18.5690	98.4454	Acelerómetro K2 402
SXPU	Puebla, Pue.	19.0399	98.2150	Acelerómetro 130-SMA
TACY	Ciudad de México	19.4045	99.1952	Acelerómetro RADESD-12/168 (2012-2013) 130-SMA (2013-2017)
TOTO	San Juan Totolac, Tlax.	19.3302	98.2568	Acelerómetro ETNA 4577 K2 1312 (2017-2019)
URUA	Urupan, Mich.	19.4217	102.0740	Acelerómetro ETNA 1383
XALA	Xalapa, Ver.	19.5298	96.9019	Acelerómetro «BASALTO 515»

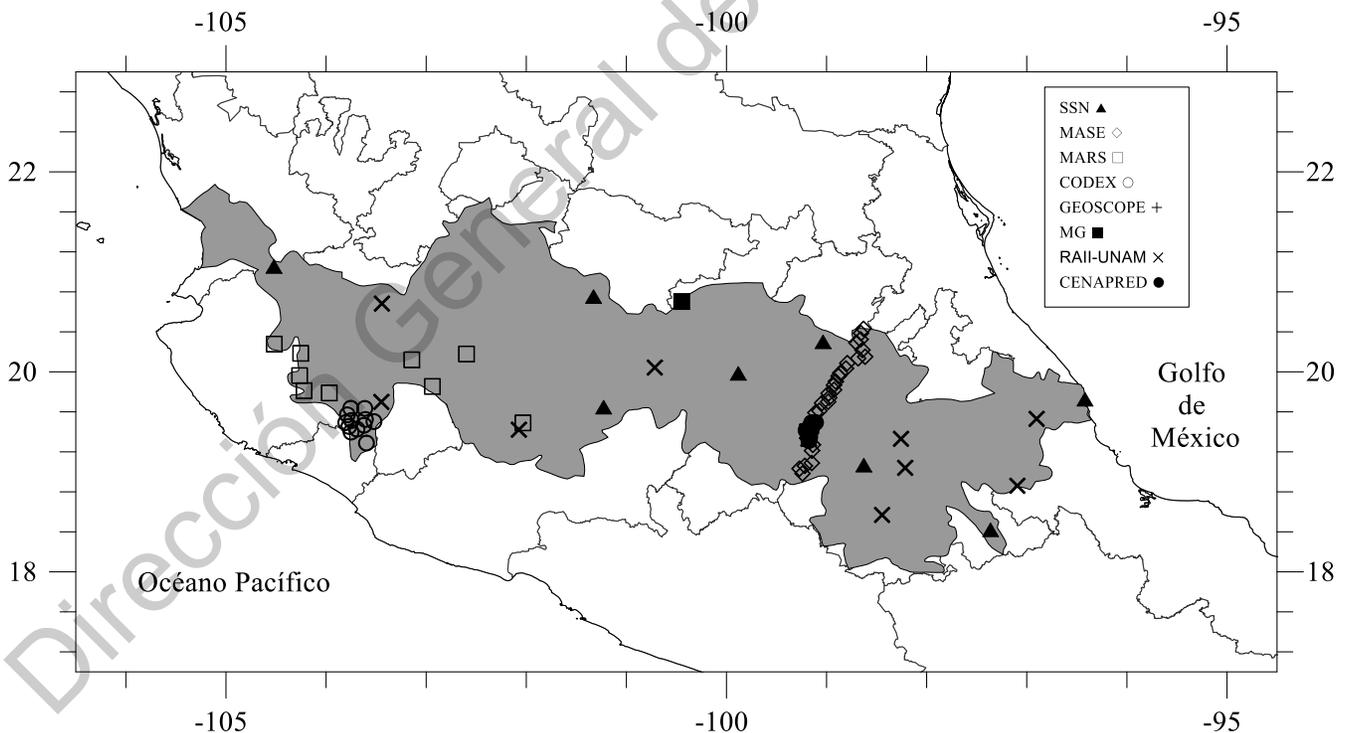
**Tabla 6-9 Estaciones utilizadas que pertenecen al CENAPRED.**

<b>Estación</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Latitud (° N)</b>	<b>Longitud (° W)</b>	<b>Sensores</b>
CHAS	Ciudad de México	19.4157	99.2048	Acelerómetro SMAC-MD (2000-2001) Altus K-2 Epi. (2017)
CNBA	Ciudad de México	19.3147	99.1753	Acelerómetro ROCK-BASALT 519
CNPJ	Ciudad de México	19.3147	99.1753	Acelerómetro Altus K-2
CYK2	Ciudad de México	19.3477	99.1687	Acelerógrafo Altus K-2
ESTS	Ciudad de México	19.4930	99.1110	Acelerómetro Altus ETNA
IMP1	Ciudad de México	19.4885	99.1489	Acelerómetro SMAC-MD
IMPS	Ciudad de México	19.4885	99.1489	Acelerómetro SMAC-MD

**Tabla 6-10 Estaciones utilizadas que pertenecen al CENAPRED (continuación).**

Estación	Ubicación	Latitud (° N)	Longitud (° W)	Sensores
RMCS	Ciudad de México	19.4191	99.1546	Acelerómetro SMAC-MD

En total se han utilizado 80 estaciones sísmicas desplantadas dentro del Eje Neovolcánico Mexicano, como se puede observar dentro de las tablas anteriores, además de esto, en caso especiales, en donde se han tenido pocos registros se decidió hacer uso de la estación YAIG, la cual forma parte de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional, y que está desplantada en Yauatepec, Morelos; ésta última en realidad no se encuentra al interior del Eje Neovolcánico Mexicano, sino que está muy próxima a ésta zona. Las coordenadas geográficas de la estación YAIG son 18.8625° N y 99.0669° W. En la Figura 6-1 se muestra la ubicación geográfica de las estaciones sísmicas utilizadas en esta tesis.



**Figura 6-1 Distribución de las estaciones sísmicas utilizadas en esta investigación.**

Posterior a esto, se buscaron los eventos sísmicos que hubieran ocurrido al interior del Eje Neovolcánico Mexicano, teniendo en cuenta las consideraciones explicadas en secciones previas. En las Tabla 6-11 y Tabla 6-12 se muestran todos los eventos utilizados, los cuales fueron un total de 61, y que se tomaron en consideración desde el año 1998 hasta 2017; las magnitudes de estos iban desde  $M = 1.9$  hasta  $M = 4.8$ , esta magnitud que se presenta es la que reporta el Servicio Sismológico Nacional; por otro lado, las profundidades focales de los eventos van desde 1 km hasta 32.4 km, y las distancias epicentrales que se calcularon se encuentran los 1.6 y los 542.6 km.

**Tabla 6-11 Catálogo de eventos sísmicos utilizados.**

No. Evento	Fecha	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Magnitud	Profundidad (km)	No. Registro
1	15/03/1998	19.5000	-100.2600	4.2	5	1
2	15/11/2001	19.5600	-99.1600	3.5	4	5
3	09/05/2002	19.4900	-99.0100	3.7	19	2
4	04/02/2003	18.9200	-98.5100	4.1	2	1
5	16/11/2003	19.1800	-98.9700	4.0	7	2
6	05/12/2003	19.7200	-101.2500	4.3	7	1
7	15/12/2003	20.3500	-99.0700	4.0	4	1
8	13/09/2004	19.4200	-99.1700	3.1	11	3
9	07/10/2004	20.8100	-103.4800	4.2	5	1
10	16/04/2005	19.4300	-99.0000	3.8	16	3
11	05/06/2005	19.4500	-103.5500	4.2	5	1
12	07/08/2005	19.7400	-98.6100	4.0	7	17
13	16/10/2005	19.3000	-99.2000	3.5	14	13
14	23/11/2005	19.3500	-98.9400	3.6	20	7
15	24/01/2006	20.3400	-99.2200	3.7	5	18
16	28/02/2006	19.3500	-99.0200	3.4	2	6
17	12/03/2006	19.1700	-98.9500	3.6	2	24
18	12/03/2006	19.1800	-98.9600	3.4	5	20
19	05/05/2006	19.1700	-98.9500	3.5	1	11
20	27/06/2006	19.2600	-102.3200	4.0	16	4
21	25/01/2007	19.1800	-99.1600	3.7	30	1
22	30/01/2007	20.3500	-103.8700	3.7	9	17
23	14/05/2007	21.3600	-104.7500	4.4	12	4
24	30/05/2007	19.2100	-99.4500	4.0	3	13
25	20/10/2007	19.9500	-101.9700	3.9	20	6
26	29/11/2009	19.3500	-103.7600	4.0	5	1

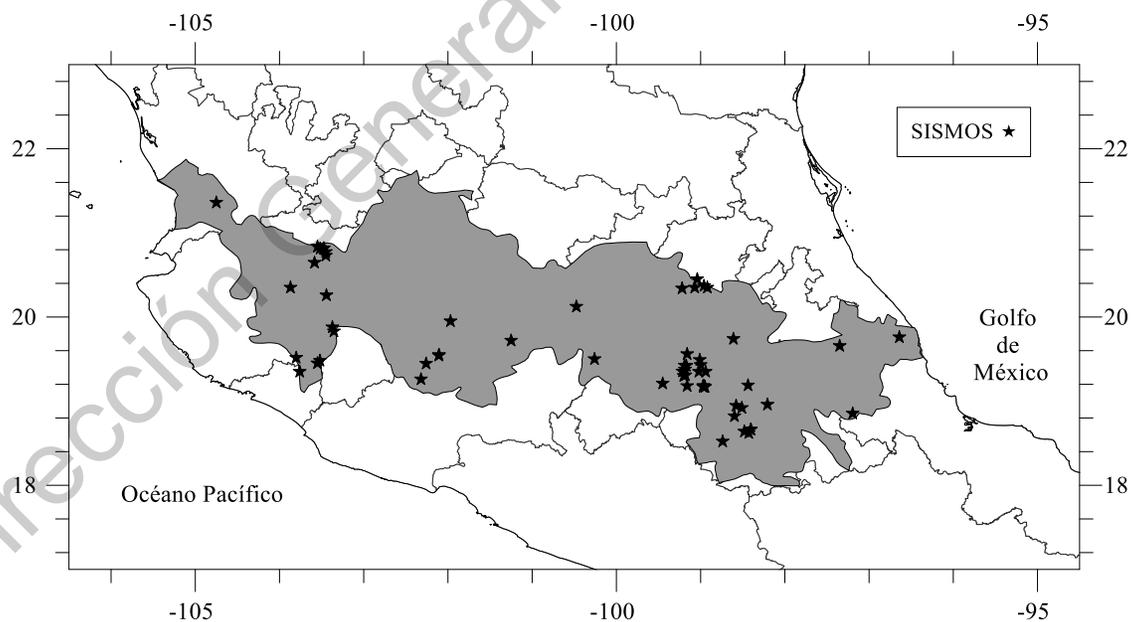
Tabla 6-12 Catálogo de eventos sísmicos utilizados (*continuación*).

No. Evento	Fecha	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Magnitud	Profundidad (km)	No. Registro
26	29/11/2009	19.3500	-103.7600	4.0	5	1
27	17/04/2010	20.4500	-99.0400	4.0	2	3
28	18/05/2010	20.3500	-98.9200	4.0	5	6
29	18/05/2010	20.3700	-98.9600	3.4	10	5
30	03/10/2010	19.4800	-103.5200	4.0	6	2
31	28/09/2011	19.7600	-96.6400	4.1	23	3
32	18/05/2012	20.2583	-103.4430	4.4	1.6	3
33	05/10/2012	19.4463	-102.2590	4.2	16.1	2
34	08/02/2013	20.1235	-100.4750	3.8	6.5	7
35	21/06/2013	18.5210	-98.7378	4.0	2	4
36	24/12/2013	19.5158	-103.8020	3.6	3	2
37	19/07/2014	19.1700	-98.9700	3.5	8	4
38	02/10/2014	19.8302	-103.3540	3.5	10.9	2
39	03/10/2014	19.8782	-103.3720	3.7	8	3
40	01/12/2014	19.3530	-99.2158	3.4	2	8
41	09/08/2015	18.9587	-98.2062	3.7	5	3
42	24/10/2015	19.4240	-99.1900	1.9	2	1
43	26/12/2015	19.5493	-102.1060	4.0	5	2
44	27/12/2015	19.5412	-102.1090	3.9	5	1
45	08/02/2016	19.6565	-97.3482	4.6	6.9	7
46	11/05/2016	20.8125	-103.5180	4.8	8	6
47	15/05/2016	20.8178	-103.4740	3.9	5	2
48	11/06/2016	18.8528	-97.1943	3.9	12.5	3
49	12/07/2016	20.7733	-103.4500	3.5	5	4
50	28/07/2016	20.7300	-103.4500	3.9	5	2
51	29/08/2016	18.9457	-98.5787	3.8	3	5
52	04/12/2016	20.6462	-103.5840	3.8	5	1
53	02/04/2017	20.8358	-103.5490	3.4	5	2
54	10/09/2017	19.3080	-99.1802	2.7	9.4	5
55	24/10/2017	18.6620	-98.4040	3.5	15	1
56	24/10/2017	18.6617	-98.4038	3.8	16.6	1
57	06/11/2017	19.1877	-98.4368	3.1	3	3
58	09/11/2017	19.3763	-99.1855	2.0	8.5	4
59	18/11/2017	18.6390	-98.4805	3.6	32.4	1
60	24/12/2017	18.8212	-98.5980	3.4	3.1	2
61	31/12/2017	18.6208	-98.4285	3.6	10	2

El total de registros que se encuentran en las tablas anteriores es de 295, por lo que en promedio hay alrededor de 5 registros por evento detectado.

Todos los eventos que se muestran han sido obtenidos del catálogo de sismos que el Servicio Sismológico Nacional provee en SSN (2019). Es de mencionar que todos los registros que se han mostrado en estas tablas, han sido revisados minuciosamente, de tal manera que las velocidades y aceleraciones máximas debidas al movimiento de terreno son perceptibles a simple vista para todos los casos. Además, los registros de velocidad que se obtuvieron fueron derivados para obtener los acelerogramas asociados, así como con el objeto de retirar a los registros que al derivarse sus ordenadas de aceleración no fueran observables y se confundieran con el ruido ambiental. Lo anterior se realizó con el objetivo de hacer el escrutinio de los registros, así como su procesamiento a la par.

En la Figura 6-2 se grafican los epicentros de los eventos que se han compilado, el identificador que se utiliza para estos es una estrella; como puede apreciarse en ésta los sismos tienden a presentarse en dos de los sectores a los que hace mención Ferrari *et al.* (2012), estos dos sectores en los que abundan los sismos son el sector Oeste, sobre todo en el estado de Jalisco, así como en el sector Este, con sismos muy próximos a la Ciudad de México.



**Figura 6-2 Epicentros de los eventos sísmicos utilizados.**

Una vez que los eventos fueron revisados, el siguiente paso al que se procedió fue el de la obtención de las aceleraciones máximas de terreno para los ejes ortogonales en los que se generaban, así como las aceleraciones que se utilizarían para el cálculo de la relación de atenuación, para el primer caso, las aceleraciones máximas de terreno fueron obtenidas de las señales de cada uno de los registros haciendo uso del programa *Seismic Analysis Code*, mientras que para el caso de la aceleración que se utilizaría para el cálculo de la relación de atenuación se utilizó la media cuadrática de las aceleración, pues ésta es la que conserva de mejor manera la energía del sismo, como es mencionado en García (2007). La media cuadrática de las componentes horizontales de las aceleraciones se calcula a través de la siguiente formulación

$$PGA_{MC} = \sqrt{\frac{PGA_{EW}^2 + PGA_{NS}^2}{2}} \quad (67)$$

En la ecuación (67),  $PGA_{MC}$  indica la media cuadrática de las aceleraciones máximas de terreno, mientras que  $PGA_{EW}$  y  $PGA_{NS}$  son las aceleraciones ocurridas en las orientaciones correspondientes al Este-Oeste y Norte-Sur, en todos los casos las aceleraciones se deben de presentar en la misma unidad, ya sea en  $m/s^2$ , o el  $cm/s^2$ . El valor de la media cuadrática en todos los casos se considera como positivo en los análisis, independientemente de la polaridad de las otras aceleraciones.

En la Tabla 6-13 se muestra la base de datos que fue recabada en esta investigación, en la primera columna se encuentra, el número de evento, a continuación, la magnitud sísmica reportada por el SSN (en todos los casos la correspondiente fue magnitud coda,  $M_c$ ) en la tercera columna se ha colocado el total de registros sísmicos recabados por cada uno de los sismos, en la cuarta el organismo o institución que ha provisto dichos datos. De la misma manera, se encuentran las estaciones sísmicas que han registrado estos eventos dentro de la quinta columna; en las columnas con los rótulos  $PGA_{EW}$ ,  $PGA_{NS}$  y  $PGA_Z$  se muestran las aceleraciones máximas registradas para cada una de las estaciones en las orientaciones Este-Oeste (EW), Norte-Sur (NS) y Vertical (Z), para todas éstas sus

unidades son galios (Gal) o, que es lo mismo,  $\text{cm/s}^2$ . En la última columna se muestra la media cuadrática de las aceleraciones obtenidas,  $PGA_{MC}$ .

**Tabla 6-13 Base de datos compilada (Parte 1).**

No. Evento	$M_c$	No. Registros	Fuente	Estación	$PGA_{E-W}$	$PGA_{N-S}$	$PGA_z$	$PGA_{MC}$
1	4.2	1	Geoscope	UNM	-0.0579	0.0517	0.0535	0.0549
2	3.5	5	Geoscope	UNM	0.0782	-0.0841	-0.0870	0.0812
			CENAPRED	CHAS	-10.8000	11.7600	3.0200	11.2902
				ESTS	-3.2941	-3.7633	-3.9411	3.5365
				IMP1	11.3000	8.7200	-3.9400	10.0928
				IMPS	36.0100	-20.7300	-15.3800	29.3807
3	3.7	2	Geoscope	UNM	-0.0039	0.0061	-0.0022	0.0051
			CENAPRED	ESTS	-2.0325	2.2654	1.4050	2.1521
4	4.1	1	SSN	CUIG	-0.0095	0.0098	-0.0097	0.0096
5	4.0	2	Geoscope	UNM	0.0034	-0.0060	-0.0020	0.0049
			CENAPRED	CNPJ	-1.2984	1.1975	0.7068	1.2490
6	4.3	1	SSN	DHIG	0.0084	-0.0055	-0.0104	0.0071
7	4.0	1	SSN	DHIG	-2.1669	-2.4150	2.9789	2.2943
8	3.1	3	Geoscope	UNM	-0.0469	0.0554	0.0463	0.0513
			CENAPRED	RMCS	2.6100	2.6700	-7.7000	2.6402
			SSN	CUIG	-0.0629	0.0699	0.0592	0.0665
9	4.2	1	SSN	MOIG	0.0140	0.0138	0.0096	0.0139
10	3.8	3	MASE	ATOT	-0.0123	-0.0084	0.0080	0.0105
				NOGA	-0.0172	-0.0237	-0.0143	0.0207
				SABI	-0.0056	-0.0084	0.0153	0.0071
11	4.2	1	SSN	MOIG	-0.0106	0.0093	-0.0097	0.0100
12	4.0	17	MASE	AGBE	-0.4354	-0.3268	0.2895	0.3850
				ATOT	0.5209	-0.3772	-0.3014	0.4548
				CUNO	0.0940	-0.1225	0.0572	0.1092
				ECID	13.4805	10.5781	7.9880	12.1165
				KM67	0.2234	-0.2241	-0.3517	0.2237
				NOGA	-0.4610	-0.4162	0.3014	0.4392
				PSIQ	-0.1951	0.1014	0.1539	0.1555
				SABI	0.1510	0.1931	0.1132	0.1733
				SAPA	-1.0777	-0.7519	-0.9361	0.9292
				SAPE	0.3197	-0.3263	0.2138	0.3230
				TECA	0.0929	0.1009	-0.1361	0.0970
				TONN	0.3376	0.1627	0.0879	0.2650
				VEGU	-0.8754	-0.4180	0.2999	0.6859
			Geoscope	UNM	-0.0317	-0.0299	0.0295	0.0308
SSN	CUIG	-0.0685	-0.0613	0.0546	0.0650			
	DHIG	0.1044	-0.1423	0.1219	0.1248			

Tabla 6-14 Base de datos compilada (Parte 2).

No. Evento	M <sub>c</sub>	No. Registros	Fuente	Estación	PGA <sub>E-W</sub>	PGA <sub>N-S</sub>	PGA <sub>Z</sub>	PGA <sub>MC</sub>
12	4.0	17	SSN	LVIG	0.0104	0.0092	-0.0139	0.0098
13	3.5	13	MASE	ATOT	0.0075	0.0065	0.0043	0.0070
				CIRE	0.3960	-0.6373	0.4461	0.5306
				COAC	-0.0876	0.0630	-0.0582	0.0763
				KM67	-0.0109	0.0106	0.0089	0.0108
				NOGA	0.0262	-0.0289	0.0129	0.0275
				PSIQ	-0.0113	0.0069	-0.0100	0.0094
				SAPA	0.0429	0.0413	-0.0426	0.0421
				TECA	-0.0208	0.0178	-0.0209	0.0194
				TEPE	4.2210	-4.6785	-2.9756	4.4556
			Geoscope	UNM	0.6341	-0.5837	-0.7099	0.6094
			CENAPRED	CNPJ	9.9162	8.4591	-11.3583	9.2165
SSN	CUIG	2.2388	-1.6955	-2.0411	1.9858			
	PPIG	-0.0248	-0.0247	0.0121	0.0248			
14	3.6	7	MASE	AGBE	-0.0143	0.0105	-0.0152	0.0125
				ATOT	-0.0048	0.0058	0.0044	0.0053
				COAC	0.1409	0.0931	0.0718	0.1194
				KM67	-0.0193	0.0151	-0.0107	0.0173
				SAPA	0.0378	0.0348	-0.0389	0.0363
				TIZA	0.0249	0.0190	0.0142	0.0221
			SSN	PPIG	0.0468	0.0628	0.0143	0.0554
15	3.7	18	MASE	AGBE	0.4646	0.3897	-0.4496	0.4288
				ATOT	-0.2175	-0.2179	-0.1852	0.2177
				COAC	-0.5831	0.3592	0.2757	0.4843
				ESTA	0.2298	-0.3394	0.1018	0.2898
				KM67	-0.1406	0.0998	0.1018	0.1219
				MIMO	0.6781	0.5865	-0.3473	0.6340
				NOGA	-0.5599	0.7679	-0.5651	0.6720
				PASU	0.1755	-0.2804	0.1846	0.2339
				PSIQ	-0.1313	0.0747	0.0975	0.1068
				SAPA	-0.4461	-0.3627	-0.3366	0.4065
				SAPE	-0.1843	0.1520	-0.1500	0.1689
				TECA	-0.1069	0.0764	-0.1194	0.0929
				TIZA	-0.2362	0.2175	-0.1944	0.2270
			TONI	-0.2693	0.2882	0.1002	0.2789	
			VEGU	0.3876	-0.5176	-0.2631	0.4572	
Geoscope	UNM	0.0216	0.0202	0.0186	0.0209			
SSN	DHIG	3.7009	3.6851	-3.1636	3.6930			
	PPIG	0.0218	0.0295	0.0087	0.0260			
16	3.4		MASE	COAC	0.1050	0.0789	-0.0676	0.0929

Tabla 6-15 Base de datos compilada (Parte 3).

No. Evento	M <sub>c</sub>	No. Registros	Fuente	Estación	PGA <sub>E-W</sub>	PGA <sub>N-S</sub>	PGA <sub>Z</sub>	PGA <sub>MC</sub>
16	3.4	6	MASE	KM67	-0.0126	0.0117	-0.0105	0.0121
				PTRP	0.0146	0.0135	-0.0125	0.0141
				SABI	-0.0071	-0.0054	0.0041	0.0063
				TIZA	0.0150	-0.0174	-0.0148	0.0162
			SSN	PPIG	0.0385	0.0378	-0.0129	0.0382
			17	3.6	24	MASE	AGBE	0.1191
ATOT	0.0318	-0.0285					0.0309	0.0302
CIRE	0.5132	0.6395					-0.5993	0.5798
CUNO	0.2041	0.1579					-0.1948	0.1825
ECID	4.9456	-6.9155					-3.6569	6.0118
ESTA	-0.2162	-0.2240					0.2380	0.2201
KM67	0.0841	-0.0983					-0.0592	0.0915
MIXC	1.0575	-1.4924					0.7326	1.2934
NOGA	-0.1534	0.1795					0.1043	0.1670
PSIQ	0.0650	-0.0462					-0.0508	0.0564
SABI	-0.0503	0.0429					-0.0372	0.0467
SNLU	0.0686	0.0877					-0.0685	0.0787
SUPA	-4.5320	-4.3718					4.1274	4.4526
TECA	0.0916	0.1027					-0.1668	0.0973
TEPE	0.8415	-1.4086					-0.9624	1.1602
TIZA	-0.1512	-0.1206					-0.1137	0.1368
TONI	-3.8339	3.8507					-1.6373	3.8423
VEGU	-0.1494	0.1029					-0.0835	0.1283
VLAD	-0.5671	-0.5391				-0.5074	0.5533	
Geoscope	UNM	-0.1224				-0.1772	-0.1183	0.1523
SSN	CUIG	0.3742	0.2970	0.3010	0.3378			
	DHIG	-0.0238	-0.0231	0.0330	0.0235			
	PPIG	-0.3395	0.4030	0.1347	0.3726			
	YAIG	-0.7065	-0.8278	-0.8327	0.7695			
	18	3.4	20	MASE	AGBE	0.0671	0.0437	0.0571
ATOT					-0.0260	-0.0215	-0.0219	0.0238
CUNO					-0.1129	0.1120	-0.1096	0.1124
ESTA					-0.1293	0.1449	0.1135	0.1373
KM67					-0.0629	0.0779	0.0461	0.0708
MIXC					-0.6278	-0.9136	0.6577	0.7838
NOGA					-0.0995	0.1543	0.0817	0.1298
PSIQ					-0.0454	0.0301	0.0374	0.0385
PTRP					0.0349	0.0337	-0.0226	0.0343
SNLU					0.0474	-0.0570	-0.0579	0.0524
TECA	-0.0486	0.0599	0.0977	0.0545				

Tabla 6-16 Base de datos compilada (Parte 4).

No. Evento	M <sub>c</sub>	No. Registros	Fuente	Estación	PGA <sub>E-W</sub>	PGA <sub>N-S</sub>	PGA <sub>Z</sub>	PGA <sub>MC</sub>
18	3.4		MASE	TEPE	-0.5876	-0.8117	-0.4810	0.7086
				TIZA	-0.1396	-0.0910	-0.0706	0.1178
				TONI	2.1888	2.2836	-0.6707	2.2367
				VEGU	-0.1142	0.0710	-0.0726	0.0951
			Geoscope	UNM	-0.0713	-0.0797	-0.0762	0.0757
			SSN	CUIG	-0.2298	0.2301	0.1664	0.2300
				DHIG	-0.0181	-0.0168	0.0219	0.0175
				PPIG	0.4418	0.4323	0.1204	0.4371
YAIG	0.3170	-0.5082		-0.2781	0.4236			
19	3.5	11	MASE	ATOT	0.0122	-0.0100	0.0083	0.0111
				CHIC	0.1742	0.1751	-0.1399	0.1747
				KM67	-0.0273	-0.0190	0.0149	0.0235
				NOGA	-0.0326	-0.0489	0.0185	0.0416
				PSIQ	0.0121	-0.0121	-0.0090	0.0121
				PTRP	0.0160	-0.0134	-0.0114	0.0148
				TONI	0.5319	-0.6942	-0.2476	0.6184
			SSN	CUIG	-0.0694	-0.0798	-0.0455	0.0748
				DHIG	-0.0057	-0.0062	0.0099	0.0059
				PPIG	0.0847	0.1010	-0.0449	0.0932
20	4.0	4	MARS	MA17	0.9786	-1.1453	1.2761	1.0652
				MA21	-0.1793	-0.5056	0.4577	0.3793
				MA28	-0.0405	-0.0356	-0.0569	0.0381
			SSN	MOIG	0.0587	0.0511	-0.0307	0.0550
21	3.7	1	MASE	TONI	-1.4996	1.6448	4.6044	1.5739
22	3.7	17	MARS	MA27	-0.0335	-0.0494	-0.0431	0.0422
				MA41	-0.0657	-0.1768	0.1809	0.1334
				MA42	0.0361	-0.1107	0.0938	0.0823
				MA44	-0.1281	0.0739	-0.0809	0.1046
				MA46	0.1641	-0.3590	-0.2623	0.2791
			CODEX	BAVA	0.0343	0.0373	-0.0653	0.0358
				COLM	-0.1324	-0.1471	-0.0899	0.1399
				EBMG	0.0310	-0.0354	-0.0277	0.0333
				ESPN	0.0849	0.0595	0.0427	0.0733
				MAZE	-0.0500	-0.0409	-0.0199	0.0456
				MORA	-0.1099	-0.1502	-0.0673	0.1316
				PAVE	0.0722	-0.0698	-0.0358	0.0710
				SCRI	0.1562	0.1784	-0.1149	0.1677
SINN	-0.0466	-0.0474	0.0329	0.0470				
SNID	0.1047	-0.0820	0.0615	0.0940				

Tabla 6-17 Base de datos compilada (Parte 5).

No. Evento	M <sub>c</sub>	No. Registros	Fuente	Estación	PGA <sub>E-W</sub>	PGA <sub>N-S</sub>	PGA <sub>Z</sub>	PGA <sub>MC</sub>
22	3.7		CODEX	ZAPO	-0.1825	0.3021	-0.1493	0.2496
			SSN	MOIG	-0.0368	0.0336	-0.0274	0.0352
23	4.4	4	MARS	MA42	-0.0188	-0.0589	-0.0662	0.0437
				MA45	-0.0048	-0.0137	-0.0099	0.0103
				MA46	0.0093	-0.0252	0.0259	0.0190
			SSN	ANIG	0.2420	0.2991	0.1400	0.2721
24	4.0	13	MASE	COAC	-0.9039	0.7966	-0.4633	0.8519
				CUNO	0.6355	0.6354	-0.4955	0.6355
				ESTA	-0.2287	0.3401	-0.1607	0.2898
				KM67	0.0780	0.0958	-0.0729	0.0873
				PASU	0.1556	0.3382	0.3253	0.2632
				PSIQ	0.0749	0.0698	-0.0641	0.0724
				PTCU	1.2916	-1.6688	0.6818	1.4922
				SALU	0.2798	0.3129	-0.2432	0.2968
				SAPE	0.1057	-0.0812	0.0908	0.0942
			TECA	-0.3176	0.2489	-0.1563	0.2853	
			Geoscope	UNM	0.4707	0.2796	-0.2921	0.3871
			SSN	DHIG	0.0381	-0.0345	0.0463	0.0364
	PPIG	0.1581	-0.1701	0.0553	0.1642			
25	3.9	6	CODEX	ALPI	-0.2060	0.1721	0.1247	0.1898
				EBMG	0.0603	-0.0565	-0.0608	0.0584
				MORA	0.0510	-0.0570	0.0451	0.0541
				SCRI	0.0462	0.0400	-0.0310	0.0432
				SNID	0.0343	-0.0256	-0.0182	0.0302
				ZAPO	-0.0230	0.0320	-0.0225	0.0279
26	4.0	1	SSN	ANIG	-1.1748	-1.1536	0.1191	1.1643
27	4.0	3	SSN	DHIG	1.4586	1.2691	1.7527	1.3671
				MOIG	-0.0150	-0.0225	0.0119	0.0191
				PPIG	-0.0132	-0.0106	-0.0041	0.0120
28	4.0	6	SSN	CUIG	0.0605	0.0601	0.0487	0.0603
				DHIG	-18.2441	22.5625	19.4697	20.5172
				IGIG	-0.0474	0.0358	-0.0335	0.0420
				MOIG	0.0139	0.0131	-0.0175	0.0135
				PPIG	0.0458	-0.0337	0.0176	0.0402
				TPIG	-0.1560	0.0128	0.0211	0.1107
29	3.4	4	SSN	CUIG	0.0466	0.0380	-0.0260	0.0425
				DHIG	5.4024	-2.9785	-3.3136	4.3622
				MOIG	0.0093	-0.0094	0.0096	0.0094
				PPIG	-0.0191	0.0175	0.0072	0.0183
				TPIG	-0.0166	-0.0181	0.0298	0.0174

Tabla 6-18 Base de datos compilada (Parte 6).

No. Evento	M <sub>c</sub>	No. Registros	Fuente	Estación	PGA <sub>E-W</sub>	PGA <sub>N-S</sub>	PGA <sub>Z</sub>	PGA <sub>MC</sub>
30	4.0	2	SSN	MOIG	-0.0202	0.0176	-0.0168	0.0190
				PPIG	0.0085	0.0114	0.0025	0.0100
31	4.1	3	RAII-UNAM	XALA	-0.8325	-0.9116	-0.4289	0.8729
			SSN	PPIG	0.0089	-0.0075	-0.0055	0.0082
				TPIG	0.0394	0.0444	-0.1361	0.0420
32	4.4	3	MG	JRQG	-0.0051	-0.0076	0.0134	0.0065
			SSN	IGIG	0.0995	-0.0846	-0.0462	0.0923
				MOIG	0.0274	-0.0185	0.0195	0.0233
33	4.2	2	RAII-UNAM	URUA	0.5634	-0.6558	0.2213	0.6113
			SSN	MOIG	-0.0197	0.0222	-0.0189	0.0210
34	3.8	7	MG	JRQG	-0.0095	0.0120	0.0161	0.0108
			RAII-UNAM	ACAM	-2.2979	2.6981	-3.6711	2.5060
			SSN	ACIG	0.0845	0.0752	0.0734	0.0800
				DHIG	-0.0136	0.0129	0.0141	0.0133
				IGIG	-0.3177	0.4328	-0.1328	0.3796
				PPIG	-0.0150	-0.0161	0.0086	0.0156
				TPIG	0.0732	-0.1075	-0.1432	0.0920
35	4.0	4	RAII-UNAM	RABO	-0.5395	-0.6156	0.3801	0.5788
			SSN	CUIG	0.0246	-0.0258	-0.0224	0.0252
				DHIG	-0.0022	0.0026	-0.0045	0.0024
				PPIG	0.1456	-0.1110	-0.0428	0.1295
36	3.6	2	RAII-UNAM	CDGU	-2.4627	1.7494	1.4697	2.1360
			SSN	ANIG	1.0473	-0.7608	-0.1429	0.9153
37	3.5	4	Geoscope	UNM	-0.1292	-0.2776	0.1080	0.2165
			SSN	CUIG	-0.2458	-0.3669	-0.2038	0.3122
				PPIG	0.3739	-0.4169	-0.1300	0.3960
				TPIG	0.0670	-0.0660	0.0998	0.0665
38	3.5	2	SSN	ANIG	-0.5649	-0.4970	0.0835	0.5320
				PPIG	0.0067	0.0059	-0.0031	0.0063
39	3.7	3	RAII-UNAM	CDGU	-1.4817	-1.9470	-0.6910	1.7301
			SSN	ANIG	0.4959	0.3979	0.0924	0.4496
				DHIG	-0.0130	0.0092	0.0407	0.0113
40	3.4	8	Geoscope	UNM	2.2265	-1.7363	1.8027	1.9965
			RAII-UNAM	CUP5	5.0632	4.6057	2.2013	4.8399
				TACY	2.7962	2.1948	-1.4096	2.5135
			CENAPRED	CNBA	-1.4472	1.0682	1.1636	1.2719
				CYK2	4.0532	3.8390	-3.2747	3.9475
			SSN	CUIG	2.7432	-2.0627	2.1945	2.4269
				PPIG	0.0093	0.0082	-0.0046	0.0088
TPIG	0.1095	-0.0697		-0.1723	0.0918			

Tabla 6-19 Base de datos compilada (Parte 7).

No. Evento	M <sub>c</sub>	No. Registros	Fuente	Estación	PGA <sub>E-W</sub>	PGA <sub>N-S</sub>	PGA <sub>Z</sub>	PGA <sub>MC</sub>
41	3.7	3	RAII-UNAM	SXPU	1.3738	-4.2968	4.1465	3.1898
			SSN	PPIG	0.0363	-0.0333	0.0085	0.0349
				TPIG	-0.0635	-0.0505	0.0857	0.0574
42	1.9	1	RAII-UNAM	TACY	3.2289	3.4404	-4.5794	3.3363
43	4.0	2	RAII-UNAM	URUA	1.9354	3.6011	-1.3030	2.8908
			SSN	MOIG	0.0484	0.0541	-0.0372	0.0513
44	3.9	1	RAII-UNAM	URUA	0.6954	-1.1272	-0.5895	0.9365
45	4.6	7	Geoscope	UNM	-0.0597	-0.0347	0.0641	0.0488
			RAII-UNAM	TOTO	0.5587	-0.5664	-0.3424	0.5626
			SSN	CUIG	-0.0705	-0.0514	0.0730	0.0617
				DHIG	-0.0868	0.0666	-0.1208	0.0774
				MOIG	0.0452	0.0543	0.0434	0.0499
				PPIG	0.2876	0.2365	0.0892	0.2633
				TPIG	0.0985	-0.0907	0.1268	0.0947
46	4.8	6	RAII-UNAM	CDGU	-1.3501	-1.1782	0.6655	1.2671
				GDLP	-79.2962	-59.4318	-47.8551	70.0715
			SSN	ANIG	1.1638	-1.1156	0.6222	1.1400
				DHIG	-0.0098	0.0085	0.0295	0.0092
				IGIG	-0.3946	0.3915	0.2535	0.3930
				MOIG	-0.1506	0.1365	-0.0977	0.1437
47	3.9	2	RAII-UNAM	GDLP	-3.2542	3.0057	-1.9316	3.1324
			SSN	PPIG	0.0127	0.0138	-0.0069	0.0133
48	3.9	3	RAII-UNAM	OZST	3.8940	4.0578	-2.5390	3.9768
			SSN	LVIG	0.0491	-0.0286	-0.0221	0.0402
				PPIG	-0.0118	0.0143	0.0105	0.0131
49	3.5	4	RAII-UNAM	GDLP	3.3989	2.5336	-2.3392	2.9976
			SSN	DHIG	-0.0081	0.0074	0.0087	0.0077
				MOIG	-0.0671	-0.0776	-0.0730	0.0726
				PPIG	-0.0863	0.0673	0.0555	0.0774
50	3.9	2	RAII-UNAM	GDLP	3.6191	5.3913	-3.5589	4.5915
			SSN	ANIG	-0.6847	-0.5333	-0.1935	0.6137
51	3.8	5	Geoscope	UNM	-0.0786	-0.0713	0.0510	0.0750
			RAII-UNAM	TOTO	-0.5477	0.7962	0.4611	0.6833
			SSN	CUIG	-0.1079	0.0876	0.0687	0.0983
				PPIG	-10.6441	12.3926	4.6471	11.5515
				TPIG	0.1793	0.1505	0.2184	0.1655
52	3.8	1	RAII-UNAM	GDLP	-3.3497	-4.4459	-2.7566	3.9362
53	3.4	2	RAII-UNAM	GDLP	5.3790	7.1507	4.1794	6.3271
			SSN	ANIG	0.6094	-1.7978	0.2426	1.3423
54	2.7		Geoscope	UNM	1.0060	0.6033	-1.0393	0.8295

Tabla 6-20 Base de datos compilada (Parte 8).

No. Evento	$M_c$	No. Registros	Fuente	Estación	$PGA_{E-W}$	$PGA_{N-S}$	$PGA_z$	$PGA_{MC}$
54	2.7	5	RAII-UNAM	CUP5	3.4421	3.1099	-3.6976	3.2802
			SSN	DHIG	0.0180	0.0245	0.0265	0.0215
				PPIG	-0.0672	0.0650	-0.0261	0.0661
				YAIG	7.5097	-9.6570	10.9162	8.6502
55	3.5	1	RAII-UNAM	RABO	-0.4372	0.7156	-0.4713	0.5930
56	3.8	1	RAII-UNAM	RABO	1.3799	1.2942	1.0439	1.3377
57	3.1	3	RAII-UNAM	TOTO	1.3062	-0.7029	-0.5429	1.0489
			SSN	PPIG	-0.1480	0.1489	-0.0760	0.1485
				YAIG	-0.0136	0.0157	0.0146	0.0147
58	2.0	4	RAII-UNAM	TACY	1.8703	-1.6784	-1.7916	1.7770
			Geoscope	UNM	-0.0330	-0.0572	-0.0329	0.0467
			SSN	DHIG	0.0064	-0.0073	-0.0115	0.0068
				PPIG	-0.0182	0.0185	-0.0047	0.0183
59	3.6	1	RAII-UNAM	RABO	-2.3428	-1.9625	-0.8193	2.1610
60	3.4	2	RAII-UNAM	RABO	0.3291	0.3032	-0.1451	0.3164
			SSN	PPIG	0.1945	-0.1769	0.0912	0.1859
61	3.6	2	RAII-UNAM	RABO	1.1208	-0.6104	-0.7915	0.9024
			SSN	PPIG	0.0076	-0.0080	0.0029	0.0078

El último de los pasos que se llevó a cabo en esta etapa fue el de la clasificación de las estaciones, para tal efecto se tomaron en consideración los resultados del trabajo realizado en Pérez *et al.* (2019), pues en éste se muestra la aplicación del método de cocientes H/V para las estaciones desplantadas en el Eje Neovolcánico Mexicano, el cual se realizó con el objetivo de determinar los niveles de amplificación que cada una de éstas posee. Es de resaltar que en tal proyecto se determinaron cocientes H/V tanto en la forma espectral, como para el ruido ambiental, además de que las redes de estaciones que se tomaron para la realización de este proyecto fueron una porción de las que se presentan en Pérez *et al.* (2019), por lo que en su mayoría los resultados cubren las necesidades del presente trabajo. Finalmente, también en Pérez *et al.* (2019) el análisis se realizó tomando en cuenta cuando menos 3 registros por cada uno de los eventos sísmicos que se utilizaron, además de que se revisó la confiabilidad de los resultados, a diferencia de lo que se muestra en Clemente *et al.* (2014). En muchas investigaciones previas se ha utilizado un cociente límite equivalente a 3.0 en el

análisis H/V para marcar la división entre los sitios en los que existen amplificaciones para suelos en roca, así como los sitios para suelos blandos, como se ha visto en las secciones previas, esto se observa por ejemplo en Castro & Ruíz-Cruz (2005), en donde se toman amplificaciones menores a tres como suelos duros, mientras que amplificaciones mayores a éstas como suelos blandos. En los casos de la aplicación de si un suelo es duro o blando, tienden a utilizarse valores de 0 ó 1, para poder incluirse a las relaciones de atenuación, de manera respectiva cada uno de estos, como lo muestra Atkinson & Boore (2003), por mencionar alguno, sin embargo, la realidad es que cada uno de los suelos que se encuentra por debajo de las estaciones tiene una amplificación diferente, lo que conllevó a idear otra manera de representar las amplificaciones del suelo, por lo que se propuso tomar los valores del análisis H/V de manera directa y multiplicarlos por un coeficiente, como se ve en la ecuación (43), en donde se toma la componente  $eE_n$ , para denotar el efecto de sitio. En las siguientes tablas se pueden observar los valores que se tomaron para cada una de las estaciones, primero se muestran resultados asociados al método de cocientes espectrales (HVSR), y, para los casos en los que no se tuviera se utilizarían cocientes de ruido (HVNR), la cual, a su vez es una técnica que puede emular hasta cierto grado la amplificación dado por eventos sísmicos, pero de misma forma fueron aplicados en el análisis de regresión. Para el caso de las estaciones pertenecientes a la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional se tienen estos datos:

**Tabla 6-21 Amplificación fundamental para las estaciones del SSN (HVSR).**

Estación	$A_0$	Estación	$A_0$	Estación	$A_0$
ACIG*	2.15	IGIG	3.13	TPIG	2.70
ANIG	2.18	LVIG	1.70	YAIG*	2.75
CUIG	2.45	MOIG	2.43		
DHIG	1.81	PPIG	3.91		

En la Tabla 6-21 los valores asociados a las estaciones ACIG y YAIG no se encuentran dentro del artículo de Pérez *et al.* (2019), en el primero de los casos porque para ACIG únicamente se tomaron dos registros, debido a esta falta de

confiabilidad no se incluyeron dentro del artículo (Pérez, comunicación directa), para el caso de la estación YAIG el valor se calculó a partir de tres registros, pues esta estación no se encuentra dentro del Eje Neovolcánico Mexicano, como fue mencionado antes.

Para las estaciones pertenecientes a la red provisional MASE se tienen los siguientes valores:

**Tabla 6-22 Amplificaciones fundamentales para las estaciones de MASE (HVSR).**

Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>
AGBE	4.28	PASU	3.84	TECA	1.53
ATOT	3.53	PSIQ	2.80	TEPE	4.34
COAC	2.26	PTRP	2.19	TIZA	3.93
CUNO	2.38	SABI	2.08	TONI	15.91
ESTA	2.13	SAPA	3.02	VEGU	4.99
KM67	2.68	SAPE	1.93		
NOGA	4.22	SNLU	1.60		

**Tabla 6-23 Amplificaciones fundamentales para las estaciones de MASE (HVNR).**

Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>
CHIC	2.06	MIMO	1.43	SUPA	2.67
CIRE	10.89	MIXC	2.84	TONN	19.29
ECID	1.69	SALU	3.60	VLAD	3.71

Para las estaciones pertenecientes a la red MARS, Pérez *et al.* (2019) da los siguientes valores de amplificación:

**Tabla 6-24 Amplificaciones fundamentales para las estaciones de MARS (HVSR).**

Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>
MA42	4.11	MA46	4.03

Como puede observarse en la Tabla 6-24, a través del análisis HVSR únicamente se obtuvieron cocientes para dos estaciones de esta red, en todos los otros casos se aplicaron los cocientes relacionados al análisis HVNR.

**Tabla 6-25 Amplificaciones fundamentales para las estaciones MARS (HVNR).**

Estación	A <sub>0</sub>
MA17	4.42
MA21	3.85
MA27	1.83

Estación	A <sub>0</sub>
MA28	4.88
MA41	6.09
MA44	9.60

Estación	A <sub>0</sub>
MA45	9.06

Para las estaciones pertenecientes a la red CODEX se muestran los siguientes datos:

**Tabla 6-26 Amplificaciones fundamentales para las estaciones CODEX (HVSR).**

Estación	A <sub>0</sub>
ALPI	4.48
EBMG	2.79
MORA	3.97

Estación	A <sub>0</sub>
PAVE	5.38
SCRI	2.54
SNID	3.91

Estación	A <sub>0</sub>
ZAPO	3.06

**Tabla 6-27 Amplificaciones fundamentales para las estaciones CODEX (HVNR).**

Estación	A <sub>0</sub>
BAVA	3.84
COLM	1.98

Estación	A <sub>0</sub>
ESPN	2.48
MAZE	2.71

Estación	A <sub>0</sub>
SINN	2.51

Para el caso de la estación UNM de la red Geoscope, se tiene

**Tabla 6-28 Amplificación fundamental para la estación UNM (HVSR).**

Estación	A <sub>0</sub>
UNM	2.39

La amplificación del suelo de la estación JRQG de la red MG se tiene

**Tabla 6-29 Amplificación fundamental para la estación JRQG (HVSR).**

Estación	A <sub>0</sub>
JRQG	2.00

Para las estaciones pertenecientes a la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, se tienen los siguientes datos

**Tabla 6-30 Amplificación fundamental para la RAII-UNAM (HVSr).**

Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>
ACAM	2.61	OZST	5.33	URUA	3.15
CDGU	2.93	RABO	2.02	XALA	4.22
CUP5	2.73	TACY	2.77	SXPU*	1.19
GDLP	9.39	TOTO	3.65		

El caso de la estación SXPU es similar a la estación ACIG del SSN.

Finalmente, en el caso de las estaciones pertenecientes a la red acelerográfica del CENAPRED se tienen los siguientes datos

**Tabla 6-31 Amplificación fundamental para las estaciones CENAPRED (HVSr).**

Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>
CHAS	3.04	ESTS	2.03
CYK2	6.44	IMPS	8.21

Además, algunas estaciones de esta red no han sido incluidas dentro de Pérez *et al.* (2019), aunque sí se han obtenido los resultados para el método de cocientes espectrales HVSr, éstas se muestran a continuación

**Tabla 6-32 Amplificación fundamental para las estaciones faltantes del CENAPRED (HVSr).**

Estación	A <sub>0</sub>	Estación	A <sub>0</sub>
CNBA	1.28	IMP1	5.48
CNPJ	2.03	RMCS	3.94

## 6.2 Desarrollo de una relación de atenuación para la aceleración máxima de terreno (PGA) para el Eje Neovolcánico Mexicano y para sus subdivisiones.

Con el propósito de poder obtener una respuesta confiable de la atenuación de las aceleraciones máximas del terreno, se hubo optado por determinar relaciones de atenuación para cada una de las divisiones del Eje Neovolcánico Mexicano como las muestra Ferrari *et al.* (2012), así como para esta región sismogénica, es decir, se calcularon relaciones de atenuación para:

- a) El Eje Neovolcánico Mexicano en toda su extensión, usando cada uno de los registros obtenidos para estaciones sísmicas desplantadas dentro de éste.
- b) El sector Oeste del Eje Neovolcánico, considerando únicamente los sismos ocurridos al oriente del meridiano  $103^{\circ}00' W$ , así como las estaciones ubicadas dentro de éste.
- c) El sector Centro del Eje Neovolcánico, basándose en los eventos sucedidos entre los meridianos  $103^{\circ}00' W$  hasta los  $100^{\circ}30' W$ .
- d) El sector Este del Eje Neovolcánico, haciendo uso de los registros de sismos con epicentros entre las longitudes  $100^{\circ}30' W$  hasta los  $97^{\circ}30' W$ .
- e) El sector Lejano Este (*Easternmost*), el cual se localiza al oriente del meridiano  $97^{\circ}30' W$ .

En general, se decidió utilizar las subdivisiones del Eje Neovolcánico Mexicano, dado el hecho de que al realizar tal acción se reduce la complejidad de los análisis, en contraste con la determinación de trayectorias, puesto al utilizar trayectorias indicaría la necesidad de hacer un mapa en el que se conectaran las estaciones con cada uno de los epicentros, lo que no aseguraría que se pudiera generar una trayectoria dentro del Eje Neovolcánico Mexicano en la que se abarcara toda la zona, salvo quizá la descrita por la red MASE, sin embargo tal efecto reduciría enormemente la base de datos que se tiene. Haciendo el análisis por sectores favorece a las zonas, pues se toman en cuenta todos los sismos que han ocurrido en estas áreas, además del hecho de que toma en consideración las

características de cada uno de los sectores como los son descritos en Ferrari *et al.* (2012).

### 6.2.1 Cálculo de las relaciones de atenuación.

El proceso de obtención de las relaciones de atenuación se dio como fue explicado en la sección 5.2.3, por lo que, se despliegan enseguida cada uno de los casos que fueron calculados.

a) Para el Eje Neovolcánico Mexicano de manera completa.

En este caso, primero se decidió hacer el cálculo de una relación de atenuación para todos los datos que se encontraban registrados por estaciones en el ENM, por lo que se tomó la base de datos de la Tabla 6-13 íntegra. Para tal efecto, se hizo un arreglo de los registros en los que se incluyera en cada uno el número de evento, el número de registro por sismo, el conteo de registros totales, la magnitud sísmica, así como los datos relacionados a las distancias y las aceleraciones máximas de terreno de manera horizontal, *PGA*, calculadas a partir de la ecuación (43).

Con lo anterior realizado, se calcularon la matriz  $\mathbf{X}$  y el vector  $\mathbf{Y}$ , con base en las ecuaciones (45) y (47), respectivamente, y proponiendo un valor para  $\gamma$  igual a cero y un  $h'$  de 1 km, se iteraron los valores de la regresión. El hecho de que  $\gamma = 0$ , causó que la matriz varianza-covarianza,  $\mathbf{V}$ , y su inversa fueran unitarias, llevándolo a un problema de regresión por mínimos cuadrados simples; esto a la postre fue modificado, puesto que en el método de máxima verosimilitud no es posible llevar a cabo tal acción. A continuación, se computó el vector de los valores estimados de los parámetros de la regresión,  $\hat{\mathbf{B}}$ , aplicando la ecuación (50) y se procedió a escoger un valor de  $c'$ , el cual fue equivalente a 90, esto se dio pues, al ver que cuanto más grandes los valores asociados a este parámetro menor se volvía el valor calculado asociado a  $h$  ( $h = h' + \Delta h$ ), la cual sería utilizada dentro de la ecuación de regresión; de manera contraria, cuando los valores de  $c'$  eran pequeños, el valor asociado a  $h$  que se iba iterando, aumentaba. Se debe de

recordar que, al obtener el valor calculado de  $h$ , éste sustituía en  $h'$ . Finalmente, a partir de la iteración y de que se lograra que  $|\Delta h/h| < 10^{-3}$ , se obtuvo un valor de  $h$  igual a

$$h = 13.8 \text{ km} \quad (67)$$

Con los valores de  $h$  y  $c'$  fijos, se dispuso a conformar la relación de atenuación de manera correcta, por lo que se debía de maximizar la ecuación (58) para obtener el mejor resultado, para esto se iteró el valor asociado a  $\gamma$ , de tal manera que se halló que

$$\gamma = 0.36 \quad (68)$$

Era el valor con el que se maximizaba el resultado y se minimizaban los cuadrados. Con base en el resultado de (68) se pudieron obtener las matrices varianza-covarianza,  $\mathbf{v}_i$ , de cada uno de los eventos sísmicos, los cuales tuvieron la siguiente forma

$$\mathbf{v}_i = \begin{bmatrix} 1 & 0.36 & \dots & 0.36 \\ 0.36 & 1 & \dots & 0.36 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0.36 & 0.36 & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad (69)$$

Para todos los casos se conformó una matriz varianza-covarianza, aunque en los casos de los eventos con sólo un registro. Después, se conformó la matriz varianza-covarianza total, como es expresada en (53), y aplicando la ecuación (56) se calculó el vector de parámetros  $\hat{\mathbf{B}}$  de manera final, con lo que se pudo obtener los valores relativos a la dependencia de la magnitud y la dependencia de la distancia que podrían ser aplicados para el Eje Neovolcánico Mexicano.

Los resultados para el vector  $\hat{\mathbf{B}}$  son los siguientes:

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} 1.7181 \\ 0.4059 \\ -0.0004 \\ -0.0223 \\ 0.0253 \\ 0.0140 \end{bmatrix} \quad (70)$$

Esto quiere decir que  $a = 1.7181$ ,  $b = 0.4059$ ,  $c = -0.0004$ ,  $d = -0.0223$ ,  $e = 0.0253$  y  $\Delta h = 0.0140$ , por lo que, cuando se sustituyeron dentro de la ecuación (42) se obtuvo lo siguiente

$$\log_{10} A_n = 1.7181 + 0.4059(M_n - 6) - \log_{10}(d_n^2 + 13.8^2)^{\frac{1}{2}} - 0.0004(d_n^2 + 6.2^2)^{\frac{1}{2}} - 0.0223H_n + 0.0253E_n \quad (71)$$

No obstante, era menester hacer el cálculo de los errores intra-sismos e intra-registros, como se aprecia en la ecuación (42), para esto, primero se hizo el cálculo de la varianza total del sistema, a partir de la ecuación (59) y también del valor no sesgado de ésta, con la ecuación (60); al sustituir los vectores y matrices en estas dos últimas ecuaciones mencionadas, se determinó que

$$\sigma^2 = 0.4129 \quad (72)$$

$$\hat{\sigma}^2 = 0.4215 \quad (73)$$

Sin embargo, el estimado no sesgado ( $\hat{\sigma}^2$ ) era el valor que en realidad se debía utilizar para calcular los valores respectivos a las varianzas intra-sismos ( $\hat{\sigma}_e^2$ ) e intra-registros ( $\hat{\sigma}_r^2$ ), y, por consiguiente, los errores relacionados a éstas, para calcular la varianza  $\hat{\sigma}_e^2$ , se aplicó la ecuación (62), dando

$$\hat{\sigma}_e^2 = 0.1517 \quad (74)$$

Con base en el hecho de que  $\sigma^2 = \sigma_e^2 + \sigma_r^2$  y de que esta formulación también pueda ser aplicada a los valores estimados no sesgados, entonces se calculó  $\sigma_r^2$ , obteniéndose que

$$\hat{\sigma}_r^2 = 0.2698 \quad (75)$$

Al hacer la aplicación de la raíz cuadrada para (74) y (75), se obtuvieron los errores respectivos para completar los términos de la relación de atenuación buscada, los cuales se muestran en las expresiones (76) y (77).

$$\epsilon_e = 0.3895 \quad (76)$$

$$\epsilon_r = 0.5194 \quad (77)$$

Por tanto, la relación de atenuación encontrada tuvo la siguiente formulación

$$\log_{10} A_n = 1.7181 + 0.4059(M_n - 6) - \log_{10} \sqrt{r} - 0.0004\sqrt{r} - 0.0223H_n + 0.0253E_n \pm 0.9089P \quad (78a)$$

$$r = d_n^2 + 13.8^2 \quad (78b)$$

Ésta fue la relación de atenuación calculada para esta región haciendo uso de todos los eventos, inclusive de aquellos con las distancias más lejanas. Se realizaron distintos análisis modificando la forma funcional de la ecuación (43), en algunos casos se añadió otro término, uno relacionado al esparcimiento geométrico en términos de la magnitud, el cual era igual a  $f e^{gM}$ , en donde  $f$  y  $g$  eran coeficientes que se determinaban a través del análisis de regresión, mientras que  $e$  en esta parte indicaba la función exponencial. Sin embargo, el uso de este término fue en vano, dado que al realizar el análisis el coeficiente  $f$  se aproximaba a cero en demasía, por lo que se decidió prescindir de él, justo como también ocurrió en la investigación de Rodríguez-Pérez (2014). De la misma manera, se incluyó también un término cuadrático dependiente de la magnitud como se aprecia por ejemplo en Joyner & Boore (1988), aunque al llevar a cabo el análisis pocas fueron las diferencias obtenidas entre la ecuación que se ha utilizado y al añadir éste, por lo que se decidió quitarlo al final.

Los términos que sí se decidieron emplear fueron la profundidad de los eventos, así como el efecto de sitio de cada uno de las estaciones, los cuales fueron representados con  $dH_n$  y  $eE_n$ , respectivamente; al utilizar estos se provocó que se tuviera una mejor aproximación de los resultados, es decir, el uso de estos fue a favor del análisis. Al incluir dichos términos se observó que más datos originales se encontraban dentro de los límites de una desviación estándar positiva y una negativa, en total más del 80% de los datos cumplió con esto. Mientras que al excluir estos términos, es decir, tratar a la forma funcional como la original expuesta en Joyner & Boore (1993), los datos se hallaban con un menor ajuste con respecto a

la desviación estándar, que fue menor al 80 por ciento de ésta. Todo esto provocó que sí se tomaran en consideración estos dos términos. En la ecuación (78a),  $P$  se toma como 0 para el valor esperado de la regresión, es decir, el equivalente al percentil 50, mientras que se puede tomar como 1, para cuando se tiene el percentil asociado a una desviación estándar, además, es de recalcar que en sismología tiende a utilizarse el percentil 84, para los análisis estadísticos, como se hace, por ejemplo, en Joyner & Boore (1981); en este último caso, en el que se toma el percentil 84, es necesario igualar  $P$  al valor estandarizado de «z» de este percentil.

El único inconveniente de haber obtenido una relación de atenuación en la que se contemplaran la profundidad focal del evento, así como el efecto de sitio mostrado por las estaciones fue que el resultado obtenido es casi único para cada uno de los eventos hallados dentro de la base de datos compilada, causando que sea complicada la graficación de los registros, pues depende de dos factores: 1) la estación que registra los eventos y 2) la profundidad de éste; lo anterior causa que si los eventos son similares en profundidad y en estación de registro entonces podrían ser graficados a la par sus registros.

Al hacer un análisis de los datos originales en contra de los valores esperados dados por la relación de atenuación, se ha observado que un gran porcentaje de los valores obtenidos por la ecuación (78a) para distancias menores a 55 kilómetros no representan la realidad de los datos registrados por estaciones cercanas a la fuente, se ha determinado que de 118 registros obtenidos en el rango de distancias entre los 0 y los 55 km, únicamente 82 se hallaron dentro de una desviación estándar, lo que es un 69% de estos, de tal manera que la relación de atenuación obtenida para todo el conjunto de datos no es representativa, no obstante, para el caso de los registros obtenidos por estaciones alejadas a más de 55 km de distancia, que fueron un total de 177 registros, se ha calculado que 157 de estos sí son representados por la relación de atenuación calculada con antelación, lo que es alrededor del 90% de estos datos, y que de manera exacta es el 88.70% de los datos, lo cual es un indicador bastante alto para representar la atenuación de las aceleraciones dentro del Eje Neovolcánico Mexicano.

Sin embargo, para pobrar las afirmaciones previas, se propuso desarrollar algunos análisis de bondad de ajuste con los que se dictaminara la veracidad de estos resultados, lo cual se ha incluido dentro de la siguiente subsección.

El hecho de que la relación de atenuación calculada no representara correctamente las aceleraciones máximas de terreno registradas por los sismómetros presentó una inconformidad, de tal forma que para llegar a una solución completa se planteó dividir las distancias de análisis, haciéndose como punto de quiebre el kilómetro 50 para llevar a cabo un nuevo análisis, es decir, se planteo delimitar una distancia máxima de 50 kilómetros para determinar otra relación de atenuación para distancias cercanas a la fuente.

Al seguir el mismo procedimiento del que se ha hablado en este inciso, se calculó la siguiente ecuación

$$\log_{10} A_n = 2.7609 + 0.6836(M_n - 6) - \log_{10} \sqrt{r} - 0.0066\sqrt{r} - 0.0245H_n + 0.0348E_n \pm 0.8205P \quad (79a)$$

$$r = d_n^2 + 7.1^2 \quad (79b)$$

Esta relación de atenuación difiere de la ecuación (78) en el caso de la dependencia de la distancia, puede observarse que hay un mayor efecto para distancias cercanas que para distancias alejadas, el cual es más de diez veces mayor que en el caso anterior, mientras que, para el caso de la profundidad es prácticamente igual el coeficiente obtenido, mientras que hay un impacto un poco más grande para el caso de la dependencia de la magnitud y del efecto de sitio, lo que podría indicar que los efectos de sitio se amplifican para sismos registrados en distancias cortas, aunque la variación no es excesiva.

Con la relación de atenuación dada por las ecuaciones (79a) y (79b) sucede algo semejante a lo que generaron el conjunto de ecuaciones anteriores, pues no en todos los casos se determinó un resultado correcto, esto se dio a partir de los 10 kilómetros de distancia, pues antes de este punto límite los datos originales tienden a tener aceleraciones pico bastante altas, sobre todo para los registros que se han

obtenido de la Ciudad de México, en donde los efectos de sitio varían en exceso en puntos muy cercanos, lo que a su vez causa incertidumbre, para el caso de las distancias menores a 10 km, se halló que cerca del 70% de los registros sí son representados por la relación de atenuación en conjunto con sus desviaciones estándar, no obstante el 30% restante posee diferencias muy radicales entre los valores esperados y los valores reales.

Por el otro lado, los resultados obtenidos para distancias entre los 10 km y la mayor de las distancias tomada en cuenta en este segundo análisis indica que un 83% de los datos es bien representado por la relación de atenuación para distancias cortas, lo que ha proyectado ser un mejor indicador, en comparación con el caso dado por las ecuaciones (78a) y (78b). Estos resultados obtenidos también habrían de ser validados en la subsección siguiente.

- b) Para las subdivisiones del Eje Neovolcánico Mexicano de acuerdo con Ferrari *et al.* (2012).

Las consideraciones que se tomaron para conformar las relaciones de atenuación para cada una de las subdivisiones fueron 1) utilizar dentro del análisis los eventos sísmicos con focos en el sector determinado, así como 2) basarse únicamente en las estaciones que se hallaran desplantadas en los mismos, con el objetivo de reducir las variabilidades existentes.

- i. Sector Oeste.

Los eventos que se presentaron dentro de este sector fueron pocos, más aún después de haber retirado aquellas estaciones que están desplantadas fuera de éste. El total de sismos que se utilizó para esta regresión fue de 12, así como una cantidad de registros igual a 36; los eventos tuvieron magnitudes entre 3.4 hasta 4.8, y fueron registrados por estaciones encontradas desde los 5 hasta los 200 km.

Enseguida se despliega la Tabla 6-33, en la que se muestran los eventos y estaciones que cumplieron con todos los criterios y que fueron utilizados para llevar a cabo el análisis de regresión.

**Tabla 6-33 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Oeste.**

<b>Número de evento</b>	22, 23, 26, 36, 38, 39, 46, 47, 49, 50, 52, 53
<b>Nombre de estación</b>	MA27, MA41, MA42, MA44, MA45, MA46, BAVA, COLM, EBMG, ESPN, MAZE, MORA, PAVE, SCRI, SINN, SNID, ZAPO, ANIG, CDGU, GDLP

La relación de atenuación que ha sido obtenida para este sector basándose en los datos mencionados en el párrafo anterior tiene la siguiente forma:

$$\log_{10} A_n = 3.2899 + 0.3593(M_n - 6) - \log_{10} \sqrt{r} - 0.0007\sqrt{r} - 0.1260H_n - 0.0305E_n \pm 0.7328P \quad (80a)$$

$$r = d_n^2 + 13.6^2 \quad (80b)$$

ii. Sector Central.

Los eventos relacionados a este sector fueron los que se presentaron entre los meridianos 103° W y 100°30' W; se utilizaron los mismos criterios que en apartado anterior para seleccionar eventos, así como estaciones, de tal forma que no se salieran de la zona de estudio. Las estaciones y eventos utilizados se muestran en la tabla siguiente:

**Tabla 6-34 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Central.**

<b>Número de evento</b>	20, 33, 43, 44
<b>Nombre de estación</b>	MA17, MA21, MA28, URUA, MOIG

Para este análisis es posible ver que la cantidad de registros y estaciones que se utilizó fue insuficiente para poder determinar la veracidad de la relación de atenuación para esta zona, el total de datos que se tomaron en cuenta después de haber filtrado estos fue de 9, mientras que fueron 5 estaciones dentro de este sector. La ecuación se calculó y es como se presenta a continuación, sin embargo, para

poder efectuar un análisis real de lo que sucede en esta zona es preciso contar con una mayor cantidad de datos, así como mejorar la instrumentación de la zona.

$$\log_{10} A_n = -3.1886 - 2.9944(M_n - 6) - \log_{10} \sqrt{r} - 0.0191\sqrt{r} + 0.0483H_n - 0.1338E_n \pm 0.5602P \quad (81a)$$

$$r = d_n^2 + 24^2 \quad (81b)$$

iii. Sector Este.

En esta zona es donde se tuvo la mayor concentración de registros, puesto que numerosas estaciones han sido desplantadas dentro de esta subdivisión del Eje Neovolcánico Mexicano, las cuales pertenecen a redes que son permanentes, así como temporales. La mayor cantidad de estaciones se encuentran muy próximas a la Ciudad de México, debido a las variantes características de este lugar, en la cual las amplificaciones de terreno varían a pocos kilómetros de distancia. El total de registros que se utilizaron fueron 205, lo que corresponde aproximadamente a 70% del total de la base de datos. Debido a los criterios de exclusión que han sido utilizados para el cálculo de relaciones de atenuación para estas subdivisiones del Eje Neovolcánico Mexicano, se ha obtenido distancias de registro que van desde 1.62 km, hasta los 226.33 km, mientras que las magnitudes utilizadas iban desde 1.90 hasta 4.60, según el Servicio Sismológico Nacional. En promedio cada uno de los eventos utilizados contaba con 5.5 registros. En la Tabla 6-35 se despliegan los registros y estaciones que se tomaron en cuenta para la obtención de la relación de atenuación.

**Tabla 6-35 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Este.**

<b>Número de evento</b>	1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 21, 24, 27, 28, 29, 34, 35, 37, 40, 41, 42, 45, 51, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61
<b>Nombre de estación</b>	ACAM, ACIG, AGBE, ATOT, CHAS, CHIC, CIRE, CNBA, CNPJ, COAC, CUIG, CUNO, CUP5, CYK2, DHIG, ECID, ESTA, ESTS, IMP1, IMPS, JRQG, KM67, MIMO, MIXC, NOGA, PASU, PPIG, PSIQ, PTCU, PTRP, RABO, RMCS, SABI, SALU, SAPA, SAPE, SNLU, SUPA, SXPU, TACY, TECA, TEPE, TIZA, TONI, TONN, TOTO, UNM, VEGU, VLAD, YAIG

La relación de atenuación que se ha calculado a partir de esto fue:

$$\log_{10} A_n = 1.4738 - 0.3882(M_n - 6) - \log_{10} \sqrt{r} - 0.0001\sqrt{r} - 0.0294H_n + 0.0318E_n \pm 0.8713P \quad (82a)$$

$$r = d_n^2 + 12^2 \quad (82b)$$

Las ecuaciones (82a) y (82b) fueron calculadas maximizando la verosimilitud del método, no obstante, al hacerlo se redujo en demasía el ajuste para los valores cercanos a la fuente, muy semejante como sucedió para todo el Eje Neovolcánico de manera completa, aunque para este caso los datos se encontraron aún mucho menos próximos a las desviaciones estándar; en general los datos se ajustan para distancias mayores a los 70 km, mientras que antes de este límite hay muchas irregularidades, sobre todo para las distancias más cercanas a la fuente, es decir, los primeros 10 km, esto era previsible basado en los argumentos que se han establecido al inicio de este inciso para los datos obtenidos de la Ciudad de México.

#### iv. Sector Lejano Este.

En esta zona la cantidad de registros y estaciones que se tienen son escasas en comparación con todos los demás sectores, esto debido a que es el sector más reducido que se tiene de acuerdo a como son divididos en Ferrari *et al.* (2012). La cantidad de registros que se ha compilado para esta subdivisión del Eje Neovolcánico Mexicano son 4, lo cual es apenas un 1% de la base de datos total utilizada en este trabajo, lo que supone el resultado no sería confiable en realidad para esta zona; este total de registros se obtuvo al aplicar los criterios de exclusión dispuestos anteriormente.

**Tabla 6-36 Eventos y estaciones utilizadas para el análisis del sector Lejano Este.**

<b>Número de evento</b>	31, 45, 48
<b>Nombre de estación</b>	LVIG, OZST, TPIG, XALA

La solución al análisis de regresión para los datos dados en esta tabla no pudo obtenerse correctamente debido a la escasez de los registros, pues este punto causaba que la varianza no sesgada total del análisis se volviera negativa, no cual es erróneo para todos los casos de análisis de regresión, pues la varianza tiene que ser siempre positiva, esto a su vez incurrió en que la verosimilitud no pudiese ser obtenida. Lo anterior lleva a la necesidad de poder obtener un mayor número de registros para posteriores investigaciones, así como de instalar nuevas estaciones sísmicas al interior de este sector.

### **6.2.2 Determinación de la bondad de ajuste de las relaciones de atenuación.**

En aras de poder determinar el grado de ajuste o aproximación de las relaciones de atenuación con respecto a los datos observados se llevaron a cabo análisis de bondad de ajuste; se presentan a continuación los resultados de dichos análisis para el Eje Neovolcánico Mexicano íntegro, tomando en consideración las dos relaciones de atenuación que fueron obtenidas en la subsección anterior, posteriormente, se despliegan los resultados para los sectores que componen a este arco volcánico de los que pudieron calcularse las relaciones de atenuación.

a) Para el Eje Neovolcánico Mexicano de manera completa.

En el primero de los casos, para la relación de atenuación en la que se contempló toda la base de datos, se tuvo un total de 295 registros, lo que devino en 294 grados de libertad para el análisis de datos emparejados y que al tomar en consideración un 5% de significancia, se obtuvo un estadístico  $t_{\alpha, v}$  de tablas equivalente a 1.968, no obstante, el valor de  $t$  para esta base de datos fue de 3.8468, dado que el promedio del conjunto de las diferencias de los datos originales y los generados por la relación de atenuación fue de 1.0693, así como una desviación estándar de  $s_D = 4.7742$ , esto demostró que los datos en general no contaban con una tendencia a estar cercanos a la curva de ajuste central, es decir, el valor esperado de la regresión (el percentil 50), sino que los datos observados tendían a hallarse desplazados por encima de este valor, siendo que para el cálculo

de las diferencias se tomó como base la expresión  $d_i = A_n - E[A_n]$ , en la cual  $d_i$  indicó las diferencias,  $A_n$  el valor de la aceleración máxima de terreno observada por cada registro, en  $\text{cm/s}^2$ , mientras que  $E[A_n]$  el valor esperado de la aceleración máxima de terreno para el mismo registro. Asimismo, la desviación estándar de este análisis mostraba que las diferencias creaban una dispersión significativa, pues ésta era relativamente alta, de cerca de  $5 \text{ cm/s}^2$ , lo cual es muy importante sabiendo que las aceleraciones para los eventos compilados no son muy altas, sobre todo para distancias lejanas al foco del sismo.

Para el caso de la prueba de  $\chi^2$ , los datos que se consideraron inicialmente en su forma logarítmica, de tal manera que fuese más sencilla su categorización. Para esto, los datos se distribuyeron en cinco categorías, las mínimas de acuerdo a lo necesario para esta prueba de bondad de ajuste, no obstante, la categorización no se realizó como se esperaba, pues para los límites de las categorías inicial y final se consideraron los valores de  $\infty$  y  $-\infty$ , en todos los demás casos, sí se tomaron límites en ciertos puntos y distribuidos a distancias equivalentes, es decir, que los rangos entre ellos fueran iguales.

El hecho de tener un total de 5 categorías y 2 conjuntos que evaluar causó que el total de grados de libertad fuese de  $v = 5 - 1 = 4$  y para un valor de la significancia igual a  $\alpha = 0.05$ , entonces se obtuvo un valor de tablas  $\chi_{\alpha,v}^2 = 9.488$ , que al compararlo contra el valor que se calculó de la prueba, el cual fue de  $\chi^2 = 358.733$  se llegó a la conclusión de que no se puede aceptar la hipótesis nula de que la relación de atenuación puede predecir todos valores observados, es decir, las aceleraciones máximas de terreno. La prueba de bondad de ajuste  $\chi^2$  dio ciertos resultados importantes en cuanto a cada una de las clases utilizadas, viéndose que la volatilidad mayor se acentuaba en los datos con logaritmos de las aceleraciones mayores a  $-0.5$ , lo cual indicaría que para valores mayores a  $0.31 \text{ cm/s}^2$  los valores esperados serían erróneos en su mayoría, si se comparasen contra la tendencia media de la relación de atenuación. Enseguida se muestran los resultados de la prueba de  $\chi^2$  realizada para todo el conjunto de datos y su relación de atenuación, en ésta  $-2.1$ ,  $-1.56$ ,  $-1.03$  y  $-0.5$  son límites de las categorías de los datos, los cuales

pertencen al logaritmo de los datos, mientras que « $n_i$ » son las categorías de los datos observados y « $n_{pi}$ » las estimadas.

**Tabla 6-37 Resultados de la prueba chi-cuadrada para toda la base de datos.**

	$n_i$	$n_{pi}$	$\chi^2$
$[-\infty, -2.1]$	14	5	16.200
$[-2.1, -1.56]$	51	41	2.439
$[-1.56, -1.03]$	71	136	31.066
$[-1.03, -0.5]$	59	92	11.837
$[-0.5, \infty]$	100	21	297.190
	$\Sigma\chi^2$		358.733

b) Sector Oeste del Eje Neovolcánico Mexicano.

Para este caso se tomaron en consideración los 36, dando por ende un total de 35 grados de libertad para el análisis de datos emparejados, que al tomar una significancia de 5%, como se realizó con antelación se calculó un  $t_{\alpha,v}$  equivalente a 2.030. El valor  $t$  de Student para esta distribución fue de 1.1899, debido a que los datos registraban un valor promedio de 2.2534, así como una desviación estándar de 11.3625; los anteriores valores provocaron que fuera aceptada la hipótesis, a pesar del hecho del promedio y desviación estándar altos, sin embargo, estos eran causados porque para los registros más cercanos al evento se registraban diferencias en sumo volátiles. Tomando en cuenta los datos a partir desde los 20 km hasta la máxima distancia se clasificaron 32 registros, lo que generó un  $t_{\alpha,v}$  igual a 2.040, muy semejante al anterior, mas en esta oportunidad los datos arrojaban una media de 0.2794 y una desviación estándar de 0.9866, lo cuales fueron bajos, en contraste con el cálculo previo, y, así un valor de  $t$  de 1.6019, el cual una vez más se halló por debajo del valor crítico, indicando que se cumplía una vez más la hipótesis nula, en la que la media de la diferencia de los datos debía ser igual a cero. En cuanto a la prueba  $\chi^2$  se tomó una vez más una cantidad de 5 categorías para los datos, así como una significancia del 5%, obteniéndose una vez más un valor de tablas de  $\chi_{\alpha,v}^2 = 9.488$ , por su parte, los datos utilizados para la relación de atenuación de este sector del Eje Neovolcánico Mexicano presentaron un valor de  $\chi^2 = 33.363$ , como puede verse en la Tabla 6-38.

Tabla 6-38 Resultados de la prueba chi-cuadrada para los datos del sector Oeste.

	$n_i$	$n_{pi}$	$\chi^2$
$[-\infty, -1.0]$	12	3	27.000
$[-1.0, -0.6]$	6	14	4.571
$[-0.6, -0.2]$	5	8	1.125
$[-0.2, 0.2]$	5	5	0.000
$[0.2, \infty]$	8	6	0.667
	$\Sigma\chi^2$		33.363

Si bien en este caso una vez más la hipótesis nula no puede ser aceptada, los datos presentan buen ajuste para la mayoría de las categorías, salvo para los logaritmos de las aceleraciones menores o equivalentes a  $-1.0$ , es decir, para valores menores a  $0.1 \text{ cm/s}^2$ . Si se correlacionan tanto la prueba de datos emparejados con esta última se puede entender que las aceleraciones son mejores representadas por la relación de atenuación para distancias mayores a los 20 km, hasta el máximo de distancia que se tiene en este sector y para aceleraciones mayores a  $0.1 \text{ cm/s}^2$ .

c) Sector Central del Eje Neovolcánico Mexicano.

De este sector se contó únicamente con un total de 9 registros, de tal manera que se utilizaron 8 grados de libertad para llevar a cabo el cálculo de estadístico necesario para determinar  $t_{\alpha,v}$ , el cual fue de 2.306. Por otro lado, la media de las diferencias de los datos tuvo un valor de  $-1.4767$ , con una desviación estándar de 2.6039, significando que el valor asociado al estadístico necesario para evaluar la hipótesis fue de  $-1.7013$ , y, a sabiendas de que  $t_{\alpha,v}$  puede tomar como valores límite tanto el positivo, como el negativo, se acepta la hipótesis inicial. Para la prueba  $\chi^2$  una vez más se utilizaron 5 categorías, además de usar una significancia del 5%, con lo que se determinó el valor de  $\chi^2_{\alpha,v} = 9.488$ . Mientras tanto, para los datos que se tenía, las categorías otorgaron un estadístico igual a 7.583, Tabla 6-39, lo que indicó que la hipótesis inicial podía considerarse como aceptada, sin embargo, se debería de asimilar que este resultado depende de la pequeña cantidad de datos que se utilizaron para calcular la relación de atenuación.

**Tabla 6-39 Resultados de la prueba chi-cuadrada para los datos del sector Central.**

	$n_i$	$n_{pi}$	$\chi^2$
$[-\infty, -1.3]$	2	1	1.000
$[-1.0, -0.76]$	2	3	0.333
$[-0.76, -0.23]$	1	1	0.000
$[-0.23, 0.3]$	3	1	4.000
$[0.3, \infty]$	1	4	2.250
	$\Sigma\chi^2$		7.583

d) Sector Este del Eje Neovolcánico Mexicano.

En esta zona, que es la que contaba con la mayor instrumentación dentro del ENM se obtuvieron un total de 205 registros, lo cual indicó que los grados de libertad para el análisis de datos emparejados fuesen 204, así como un estadístico  $t_{\alpha,v}$  de 1.972. Para poder hacer el contraste con el estadístico asociado a los datos recabados se obtuvo el promedio de estos, el cual fue de 1.0394, así como una desviación estándar de 3.0913, lo que devino en obtener un  $t$  equivalente a 4.8141, lo que indicó que la hipótesis nula fuese rechazada. Lo anterior se derivó debido al hecho de que, para este sector, así como para la relación de atenuación total, se viera afectado en gran proporción por la diferencia de aceleraciones para registros obtenidos próximos a la falla, es decir, los datos en los que se viera una mayor diferencia de las observaciones, en contraste con las estimaciones provocadas por la relación de atenuación.

Lo anterior puede explicarse con respecto a las señales obtenidas para las estaciones que están desplantadas dentro de la Ciudad de México, pues en esta zona existen irregularidades que no pueden someterse a las características de otras ubicaciones dentro del Eje Neovolcánico Mexicano. Por su parte, de la prueba  $\chi^2$  de bondad de ajuste también se calculó un estadístico  $\chi^2_{\alpha,v} = 9.488$ , como en las anteriores ocasiones, pues se tenía un total de 4 grados de libertad, causados por las 5 categorías que se dispusieron, mientras que el  $\chi^2$  fue incluso mayor que en oportunidades anteriores; el valor de  $\chi^2$  fue de 2725.473, como se puede ver enseguida en la Tabla 6-40.

**Tabla 6-40 Resultados de la prueba chi-cuadrada para los datos del sector Este.**

	$n_i$	$n_{pi}$	$\chi^2$
<b><math>[-\infty, -2.0]</math></b>	13	4	20.250
<b><math>[-2.0, -1.5]</math></b>	32	45	3.756
<b><math>[-1.5, -1.0]</math></b>	45	107	35.925
<b><math>[-1.0, -0.5]</math></b>	40	47	1.043
<b><math>[-0.5, \infty]</math></b>	75	2	2664.500
	$\Sigma\chi^2$		2725.473

Como puede verse en la Tabla 6-40, las clases que se han utilizado en este sector han tenido marcas de clase menores que en los otros sectores, esto se realizó, pues los valores esperados de las relaciones de atenuación eran mucho menores a los que se presentaban para los datos observados, sobre todo para el caso de las observaciones con valores de aceleración alto, los cuales corresponden con registros a distancias cortas de la zona del epicentro. Lo anterior influyó tremendamente en el resultado, pues como puede apreciarse en la última de las clases existe una gran cantidad de datos observados « $n_i$ », en comparación con los pocos esperados « $n_{pi}$ », estas variaciones han causado que los eventos cercanos a la fuente no sean correctamente representados por la relación de atenuación calculada para este sector, además de que ha contribuido a una mayor variabilidad en términos de la bondad de ajuste, de tal manera determinando que la hipótesis nula, de que las distribuciones entre los datos observados y los datos reales no son iguales.

### **6.2.3 Puntualización del alcance de la aportación.**

En este trabajo se han tomado en consideración varias cosas que son importantes para la estimación de las aceleraciones máximas de terreno para sismos corticales ocurridos en el Eje Neovolcánico Mexicano, dentro de las que se destacan:

- 1) que las aceleraciones máximas de terreno esperadas no son iguales en cada uno de los sectores que conforman a este arco volcánico, pues, como lo indica

Ferrari *et al.* (2012) esta zona tiene diferencias en casi en todos los rubros, desde el vulcanismo, los ángulos de subducción de la placa de Cocos, y otros factores, lo cual se complementó con el cálculo de las relaciones de atenuación, con lo que fue factible determinar los valores esperados de dichas aceleraciones máximas de terreno para el caso de los sectores Este y Oeste, que son los lugares en los que se tiene una mayor cantidad de registros en la zona. Asimismo, se determinó una relación de atenuación para el sector Centro, no obstante, la poca cantidad de datos para este sector implicaría una baja confiabilidad en la ecuación calculada, a pesar de que en este sector el análisis de datos emparejados validó la variabilidad de la relación de atenuación. Este punto es de suma importancia, pues denota que las zonas varían en su sismicidad al interior del mismo arco volcánico (sobre todo en el sector Este debido a la existencia de la Ciudad de México en su interior) y tal parecería que no deberían mezclarse los registros al momento de calcular las relaciones de atenuación, es decir, convendría siempre tomarlas por separado que utilizar las ecuaciones calculadas para toda la zona sismogénica, aunque esto tendría que probarse en posteriores investigaciones.

2) En el caso de las relaciones de atenuación que sí han sido obtenidas para el Eje Neovolcánico Mexicano de manera completa, se ha observado que hay una gran variabilidad de los datos, pues para distancias cortas (menores a ~ 50 km) las aceleraciones esperadas no representan lo observado dentro de las estaciones sísmicas, lo cual estaría indicando que al interior de este arco volcánico la atenuación sí es representada por la ecuación (78 a – b) para distancias lejanas, mientras que, para distancias cortas, predominarían los efectos de sitio y la magnitud de los eventos, sobre todo para el sector Este.

Con base en lo anterior, se calculó otra relación de atenuación, que especificara los valores esperados para las distancias entre el epicentro y el límite de los 50 kilómetros especificados con antelación, llegándose así a la obtención de la ecuación (79 a – b), la cual proveyó datos interesantes para las aceleraciones esperadas entre los 10 y los 50 kilómetros, pero evidenciaba una volatilidad existente en los primeros 10 kilómetros, lo cual estaría relacionado con la efectos

de sitio de los suelos y su movimiento ante la existencia de eventos sísmicos, una vez más, esto estaría relacionado con las estaciones desplantadas en la Ciudad de México, en donde las condiciones del suelo son irregulares.

3) Siguiendo con la tónica de los efectos de sitio, en esta investigación se anexó dentro de la forma funcional la amplificación máxima de las estaciones, que fue denotada con  $E_n$ , correspondiente a la amplificación del periodo fundamental del suelo sobre el que se desplantaron, causando que la ecuación (42) pasase a ser de la forma en que se muestra en la ecuación (43), esto indujo dos puntos que se vieron reflejados dentro de la solución, el primer caso fue que el ajuste de los datos al interior de las desviaciones estándar se comportaba mejor que si estos valores eran considerados dentro del modelo, en general, la regresión obtenida a través de esta manera causaba que, aunque las desviaciones estándar fuesen prácticamente las mismas, un mayor porcentaje de los datos se hallara entre éstas, dicho porcentaje se encontró en el 3%, para el caso de la regresión con todos los registros de la base de datos de la Tabla 6-13.

Este porcentaje fue favorable al cálculo de los valores esperados, por lo que se decidió mantener así bajo la justificación (segundo caso) de que el uso de esta variable causaba que los resultados de las curvas generadas por la ecuación (78 a – b) eran únicas para cada uno de los casos, pues el factor de amplificación producía que la línea de tendencia central se moviera con respecto a la amplificación, es decir, entre mayor fuese la amplificación, la curva de la regresión se recorría más hacia la parte superior de la gráfica y viceversa, esto se puede apreciar con base en el siguiente ejemplo: si se utiliza la ecuación (78 a – b) y se considera un sismo de una magnitud,  $M$ , igual 4.0, así como una profundidad focal,  $H$ , de 15 km, y se consideraran además distintas amplificaciones, como se ve en la Figura 6-3, en donde se utilizaron valores amplificación determinados en  $E = 1.5$ ,  $E = 2.5$ ,  $E = 5.0$ ,  $E = 10.0$  y  $E = 15.0$ , las curvas se desplazan hacia arriba independientemente de los valores de magnitud y distancia, significando que el efecto de sitio, si bien es poco para amplificaciones pequeñas e incluso despreciable, para amplificaciones grandes existe una gran diferencia.

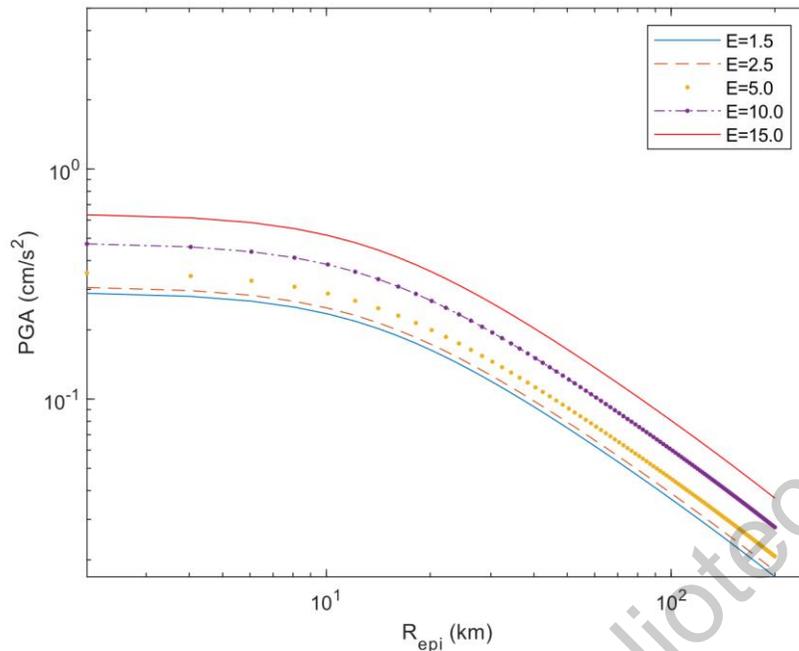


Figura 6-3 Comparación de distintos efectos de sitio en la relación de atenuación obtenida.

#### 6.2.4 Comparación de las relaciones de atenuación contra estudios previos.

Si bien, anteriormente en estudios llevados a cabo en la Universidad Autónoma de Querétaro se han obtenido relaciones de atenuación relacionadas al Eje Neovolcánico Mexicano, en ningún caso se han obtenido relaciones de atenuación para la aceleración máxima del terreno de este arco volcánico que basen su obtención en sismos corticales propios de la zona. En el caso de Clemente (2010) se obtuvo una relación de atenuación para la aceleración máxima del terreno, sin embargo, para el cálculo de ésta se utilizaron registros acelerográficos de sismos de tipo interplaca, desde la Trinchera de Acapulco hasta el Estado de Querétaro, los cuales no son representativos para esta región sismogénica como se ha mencionado en la introducción, cabe mencionar que para la consecución de tal ecuación se utilizaron únicamente 6 sismos de tipo interplaca, de los cuales se operaron 18 registros entre todos los eventos, siendo en total un promedio de 3 registros por evento, aunque la realidad es que en tres eventos se concentraron 5, 4 y 4 registros de manera respectiva, en comparación con los 62 eventos que se utilizaron en esta investigación, los cuales generaron un total de 295 registros,

equivalentes a 5 registros en promedio por cada uno de los eventos, como se detalla dentro de la Tabla 6-13. La ecuación obtenida en Clemente (2010) tiene la forma de

$$\log PGA = (-0.25 + 0.325M_w - 0.0068H) + (-0.125 + 0.00126M_w - 0.000018H)R + (0.00429 - 0.00672M_w + 0.00135H) \log R \quad (83)$$

La ecuación (83) está comprendida por tres términos en general de acuerdo con Clemente (2010), la primera parte, el coeficiente de ajuste  $a = c_1 + c_2M_w + c_3H$ , el cual se supone como variación de la magnitud de momento,  $M_w$ , así como de la profundidad hipocentral,  $H$ , en kilómetros, previamente otros autores no han hecho tal modificación, siendo el hecho de que éste es un coeficiente de ajuste de la regresión, lo cual indicaría que el coeficiente de ajuste varía con respecto a la profundidad del evento sísmico y de la magnitud de éste en Clemente (2010), véase, por ejemplo Joyner & Boore, (1993), Idriss (2014), Campbell & Bozorgnia (2010), entre otros los cuales no hacen este tipo de manipulación del coeficiente de ajuste, pues esto generaría que  $a$  del vector estimador  $\hat{\mathbf{B}}$  se tuviera que obtener de una regresión diferente a la que se utiliza en el método, ya sea tanto del método de una etapa, como el de dos etapas. Por su parte, el segundo término, el cual es el coeficiente de anelasticidad ( $c_4 = c'_1 + c'_2M_w + c'_3H$ ), es multiplicado por la distancia hipocentral  $R$ , una vez más haciendo que el coeficiente de anelasticidad variase con respecto a la magnitud del evento así como a la profundidad, no obstante, éste término si tuviera que utilizarse una variación ésta tendría que ser en función del factor de calidad,  $Q$ , como se hace mención en Ordaz (1992), cuando se utilizan aceleraciones espectrales, es decir, cuando el problema se desarrolla entorno a frecuencias. Por último, en Clemente (2010) se considera un coeficiente de expansión geométrica,  $g = c''_1 + c''_2M_w + c''_3H$ , que multiplica al logaritmo de la distancia hipocentral,  $R$ , que una vez más vuelve a depender de la magnitud de momento,  $M_w$  y de la profundidad focal del evento,  $H$ , sin embargo, este término en algunas investigaciones no se encuentra acompañado de un término que multiplique a  $\log R$ , mas que un valor de  $-1$ , como puede verse en Joyner & Boore (1981), Joyner & Boore (1993). En otros, en comparación, el coeficiente de expansión

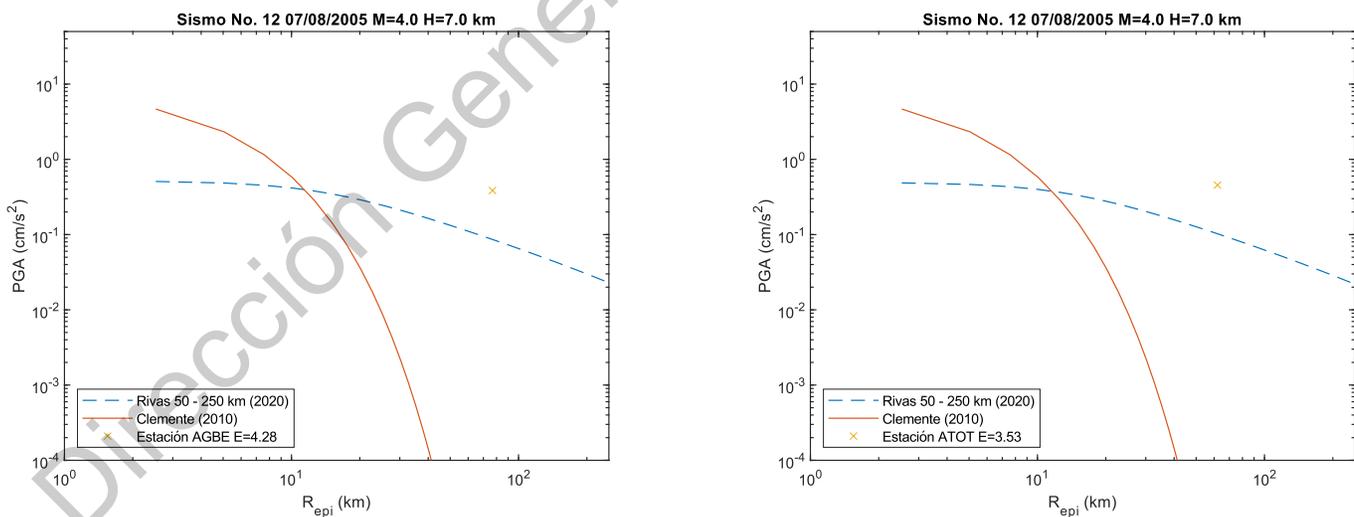
geométrico es un único coeficiente, que depende de la regresión, como lo utilizan Boore *et al.* (1997), Sadigh *et al.* (1997), García (2007), Rodríguez-Pérez (2014), obteniéndose entonces un término único, mientras que en Atkinson & Boore (2003), Campbell & Bozorgnia (2010), Idriss (2014), entre otros, éste sí varía con respecto a un polinomio de primer grado en el que la variable es la magnitud del evento, mas no lo es así la profundidad focal del evento, como sí es utilizado en Clemente (2010). Los últimos dos términos que se muestran en la relación de atenuación, es decir,  $c_4R$  y  $g \log R$ , conforman lo que es conocido como la «dependencia de la distancia» como en Joyner & Boore (1993) es utilizado, las cuales sí se han considerado dentro del modelo de las relaciones de atenuación calculadas para todo el Eje Neovolcánico Mexicano en esta investigación, como se puede ver en el modelo (ecuación (43)), y también en Clemente (2010).

En cuanto a la dependencia de la magnitud, en esta investigación ésta se forma a partir de la suma  $a + b(M_n - 6)$ , que sería análogo a lo que en Clemente (2010) se muestra con el coeficiente de ajuste, al remover el término  $c_3H$ . En esta investigación se considera también un coeficiente que multiplica a las profundidades focales de los eventos,  $dH_n$ , el cual es análogo al  $c_3H$  del coeficiente de ajuste como es mostrado en Clemente (2010) y que también es utilizado dentro de García (2007) y en Rodríguez-Pérez (2014), la única diferencia que se toma entre esta investigación y la de Clemente (2010) es que  $dH_n$  es, más que parte del coeficiente de ajuste, es un factor que se incluye por las profundidades de los eventos y se determina con base en la ecuación (50) y se incluye como variable independiente la profundidad  $H_n$  en la matriz de los coeficientes, al realizar una expansión de series de Taylor.

Por último, en esta investigación se ha utilizado también un término que considera el efecto de sitio de cada una de las estaciones,  $eE_n$ , el cual no es utilizado en ninguna otra investigación en torno al Eje Neovolcánico Mexicano en la forma del valor de amplitud máxima; en otras investigaciones alrededor del mundo tiende a utilizarse el valor de la velocidad de onda de corte en los primeros treinta metros de profundidad,  $v_{s30}$ .

Para poder hacer una comparación directa entre las ecuaciones, se ha decidido graficar el evento número 12, debido a que éste tuvo un total de 17 registros, con el objeto de observar el grado de aproximación que existe entre los datos observados y las estimaciones que pueden generar 1) la ecuación (78 a – b), perteneciente a esta investigación y la ecuación (83) perteneciente a Clemente (2010) para distancias entre 50 y 250 km y 2) la ecuación (79 a – b), también perteneciente a esta investigación y la ecuación (83) perteneciente a Clemente (2010), para distancias en los 0 y los 50 km.

En el primer caso, para distancias entre los 50 y los 250 km se muestran los resultados para las estaciones AGBE y ATOT en la Figura 6-4 en ese orden, de izquierda a derecha, mientras que en la Figura 6-5 se muestran los resultados para las estaciones CUNO, NOGA, SABI, VEGU, UNM y CUIG, en el mismo orden. En la Figura 6-6 se muestran las estaciones DHIG y LVIG. De éstas es posible apreciar que la ecuación obtenida en Clemente (2010) tiende a decaer rápidamente, esto debido a que esta relación de atenuación fue calculada para sismos de tipo interplaca, y con magnitudes mayores a las usadas en esta investigación, lo que indica una mala aproximación para los datos analizados en este trabajo.



**Figura 6-4 Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 50 hasta 250 km.**

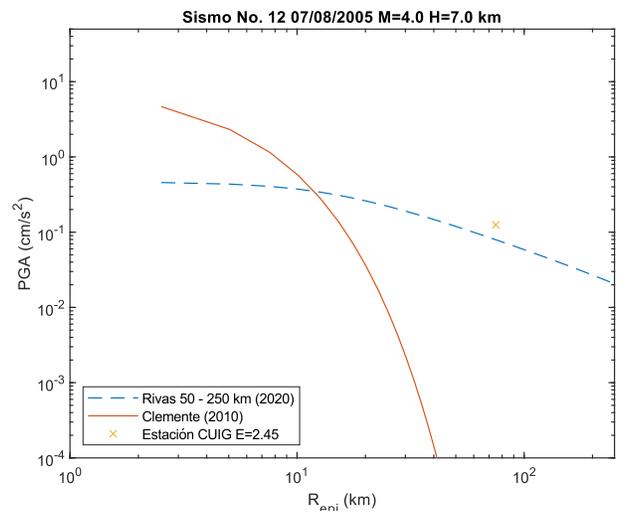
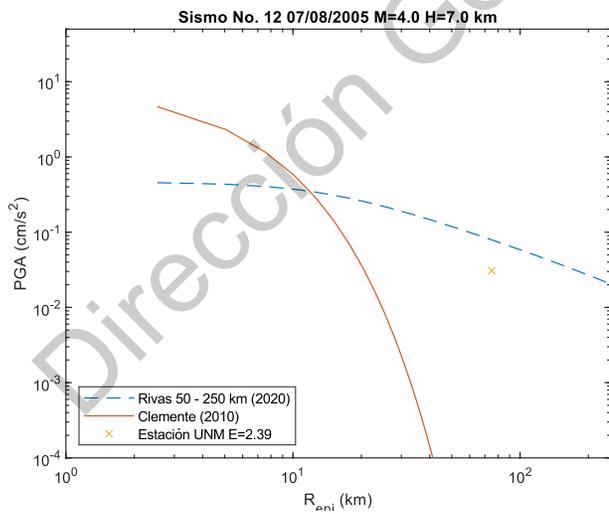
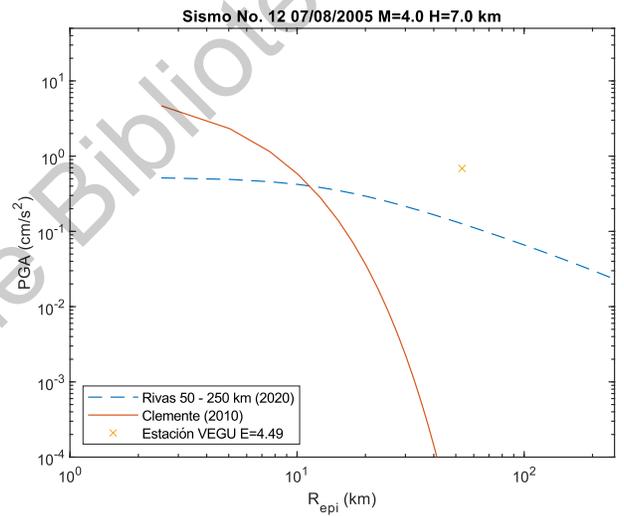
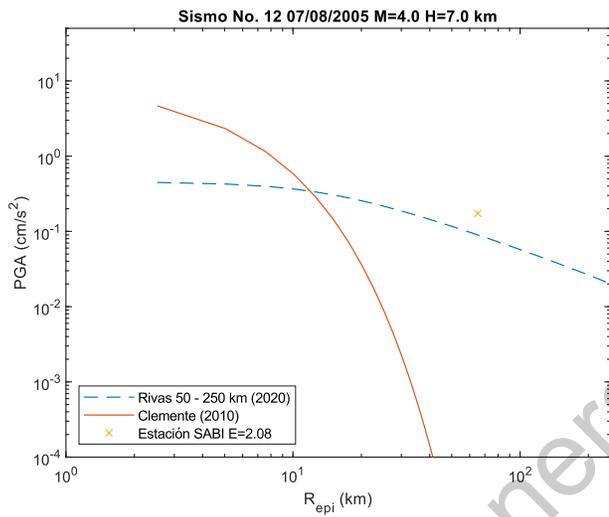
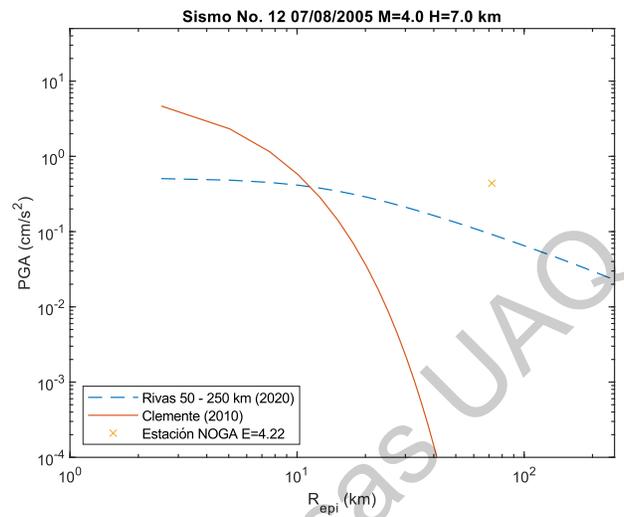
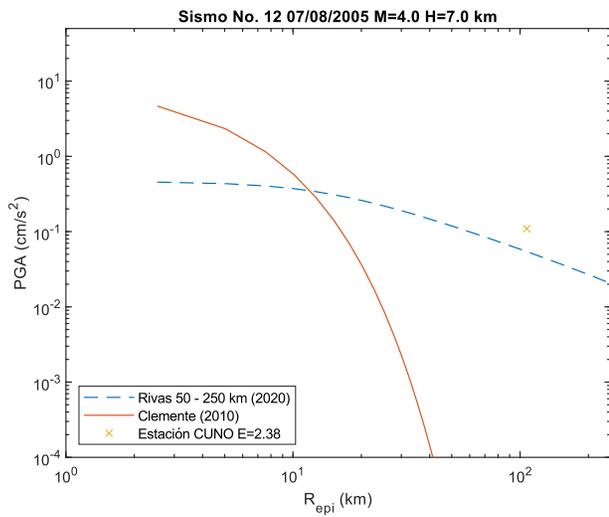
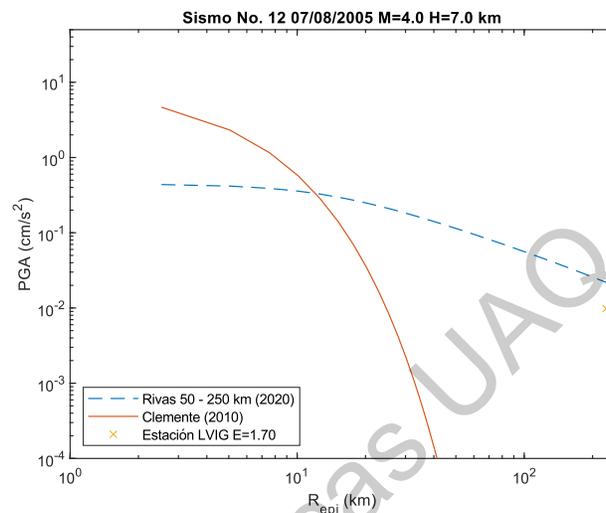
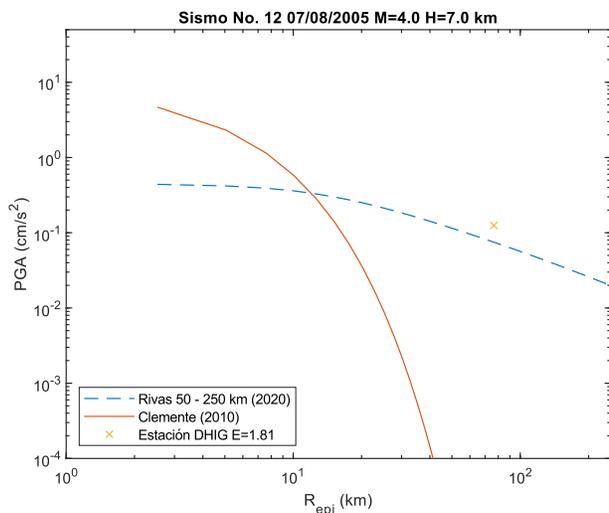
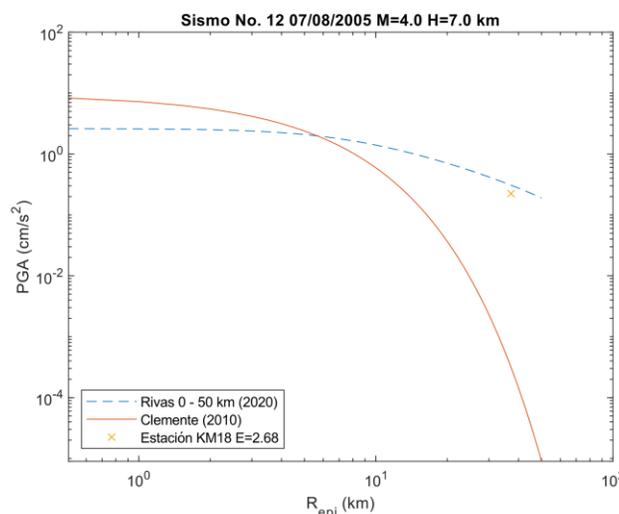
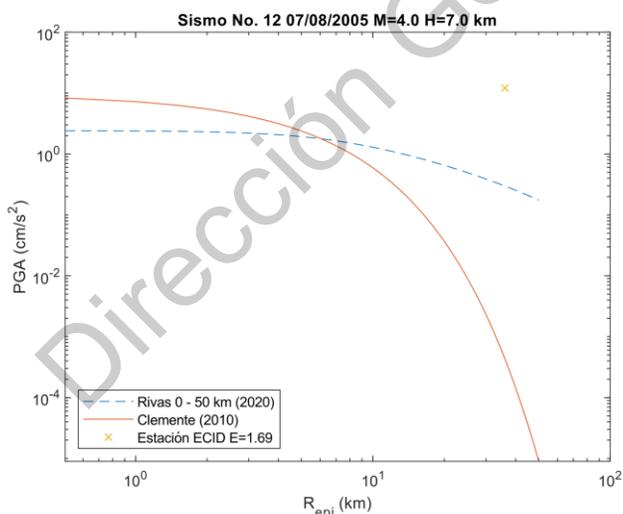


Figura 6-5 Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 50 hasta 250 km.



**Figura 6-6** Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 50 hasta 250 km.

En contraste con la relación de atenuación obtenida en Clemente (2010), el conjunto de ecuaciones (78 a – b) muestran un mejor ajuste para los datos usados para este evento para las distancias a las que fueron obtenidas; para los casos de las estaciones CUNO, SABI, UNM, CUIG, DHIG y LVIG se observa una aproximación moderada incluso sin tomar en cuenta las desviaciones estándar, en los demás casos existe una gran posibilidad que los registros estén dentro de este rango. Por otro lado, para las distancias comprendidas entre los 0 y los 50 kilómetros se muestra en la Figura 6-7 y en la Figura 6-8 la comparación entre las relaciones de atenuación de esta investigación y la de Clemente (2010).



**Figura 6-7** Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 0 hasta 50 km.

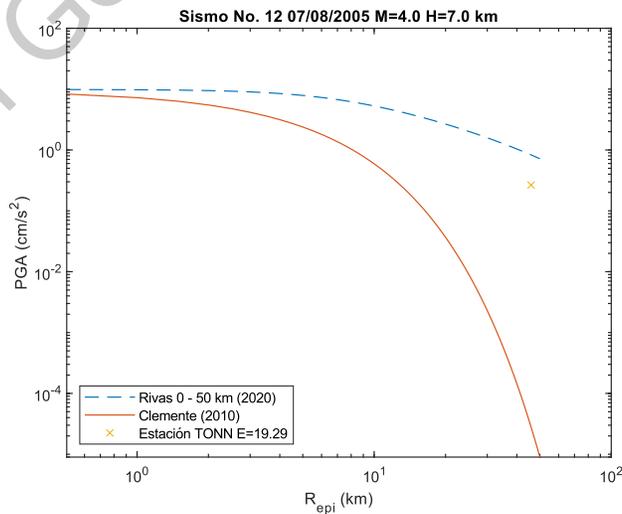
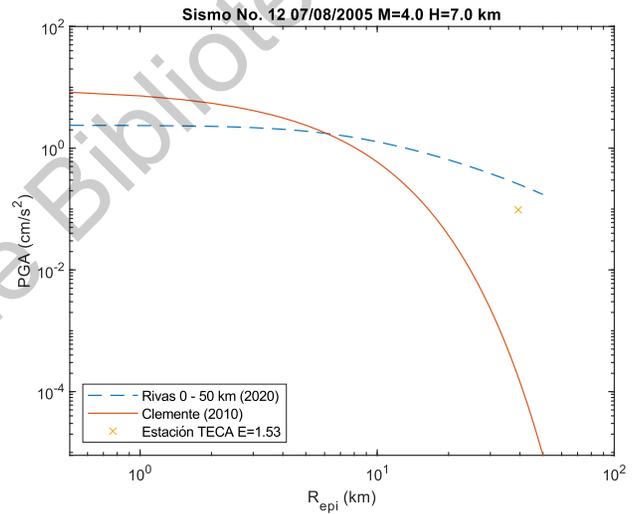
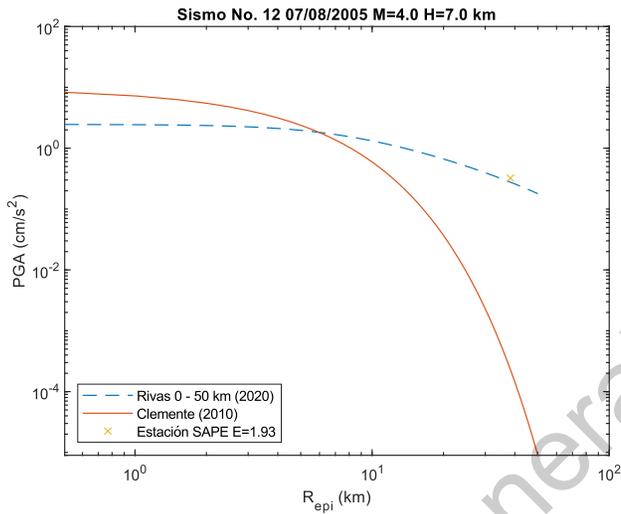
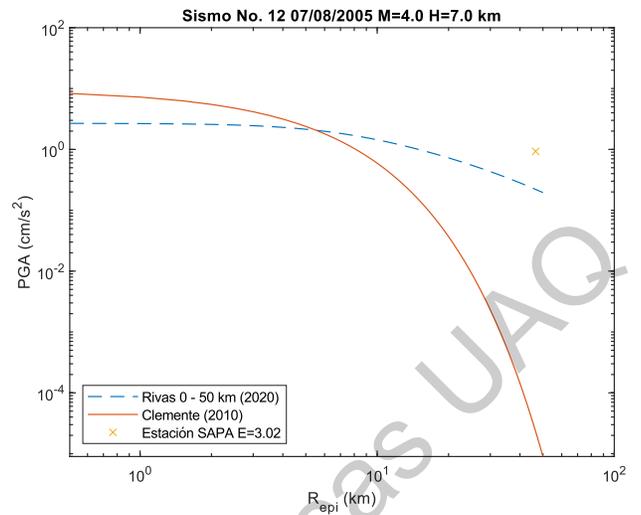
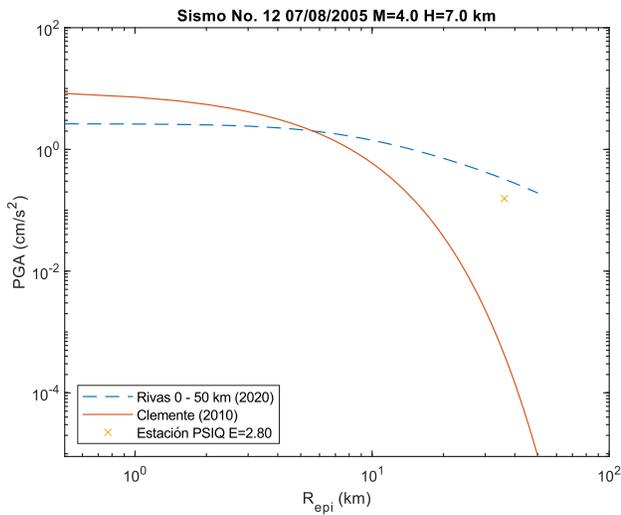


Figura 6-8 Curvas asociadas a las relaciones de atenuación, para 0 hasta 50 km.

En estas figuras es apreciable incluso una mayor aproximación de los datos con respecto a la mayoría de las curvas, excepto para el caso de la estación ECID, en donde se puede ver un registro mayor a lo esperado, lo que pudo haber sido causado por alguna pequeña variación de las aceleraciones, la cual en realidad no es desorbitante, pero sí es distinta a las otras. En cuanto a la curva que se obtiene de acuerdo a la investigación realizada en Clemente (2010) se aprecia que los valores decaen rápidamente después de pasar de los 10 kilómetros, además de que ésta presenta mayores valores en comparación a la relación de atenuación que fue obtenida en esta investigación para casi todos los casos que, salvo para la estación TONN, que es la que presenta mayores valores de amplificación y, por ende, mayores efectos de sitio.

Otra de las investigaciones que se han realizado en torno al Eje Neovolcánico Mexicano, fue la realizada en Pérez (2018), no obstante, en esta última investigación los análisis que se realizaron fueron con respecto a aceleraciones espectrales, es decir, en el dominio de la frecuencia, lo cual imposibilitaría hacer factible la comparación entre las ecuaciones calculadas en ésta y en esta investigación. En Pérez (2018) también se intentó obtener una relación de atenuación para las aceleraciones máximas de terreno de esta zona, sin embargo se presentó una inestabilidad en el cálculo de ésta que urgió al autor a no publicarla.

#### **6.2.5 Análisis de los residuos de las relaciones de atenuación.**

Así como se han realizado comparaciones entre las relaciones de atenuación obtenidas en esta investigación contra algunas otras, y se han hecho análisis de bondad de ajuste para describir el grado de aproximación de éstas, también se propuso realizar análisis de los residuos de cada una de las ecuaciones obtenidas, como se ha hecho en otras investigaciones anteriores (Joyner & Boore, 1981; García, 2007), esto con el fin de poder observar más claramente cual era la variabilidad de los datos originales y los estimados por las relaciones de atenuación. Se muestran a continuación los resultados obtenidos, primero para todo el Eje Neovolcánico Mexicano completo considerando todos los datos, después para el

ENM considerando datos entre los 0 y los 50 km y finalmente para los tres sectores en los que se pudieron obtener las relaciones de atenuación.

a) Para el Eje Neovolcánico considerando todos los datos.

Un análisis de los residuos se puede obtener sencillamente al graficar el logaritmo base 10 del cociente de los valores observados entre los valores esperados en el eje Y, y las distancias de registro en el eje X. En la Figura 6-9 se puede ver el resultado de la graficación de todos los datos originales de la base de datos al compararse contra sus valores esperados. Puede destacarse que los cocientes más altos se alcanzan en las distancias más pequeñas, como se había presumido con antelación, además del hecho de que dichos cocientes tienden a disminuirse mientras se aleja más de zona de falla, salvo por algunos casos en los que los cocientes sobrepasan los valores de 1 ó -1, que son los límites en los que se espera que se encuentren los cocientes. Otro aspecto importante que se aprecia es que para distancias mayores a los 300 km los cocientes tienden a elevarse una vez más para algunos casos.

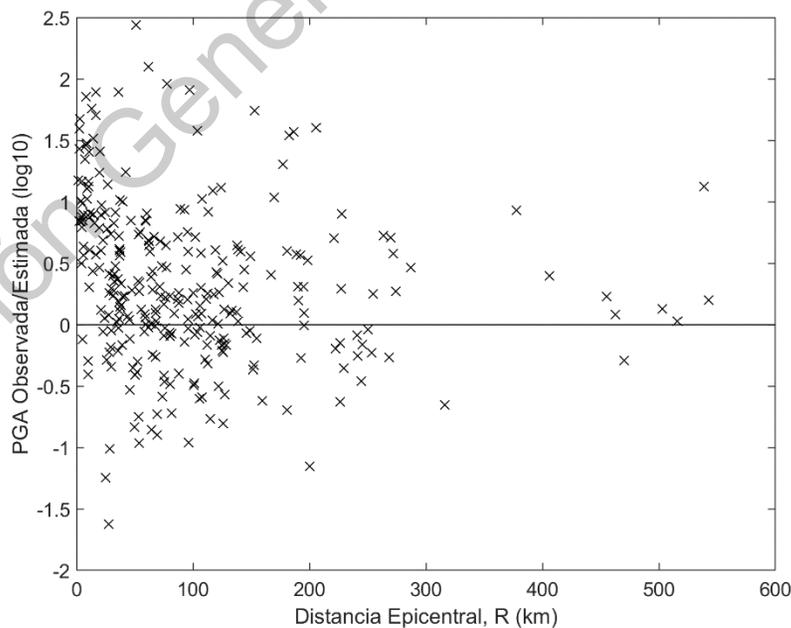
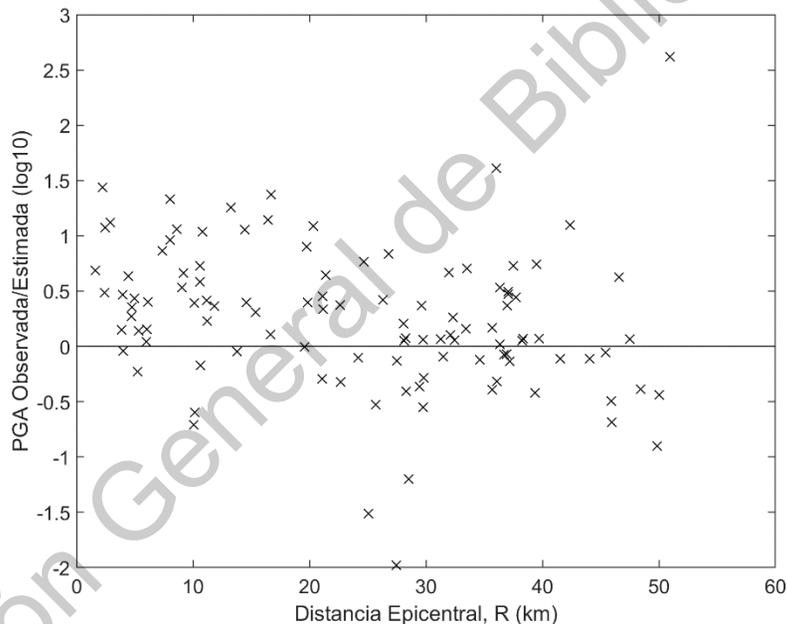


Figura 6-9 Análisis de residuos de la ecuación (78).

b) Para el Eje Neovolcánico Mexicano usando datos entre 0 y 50 km.

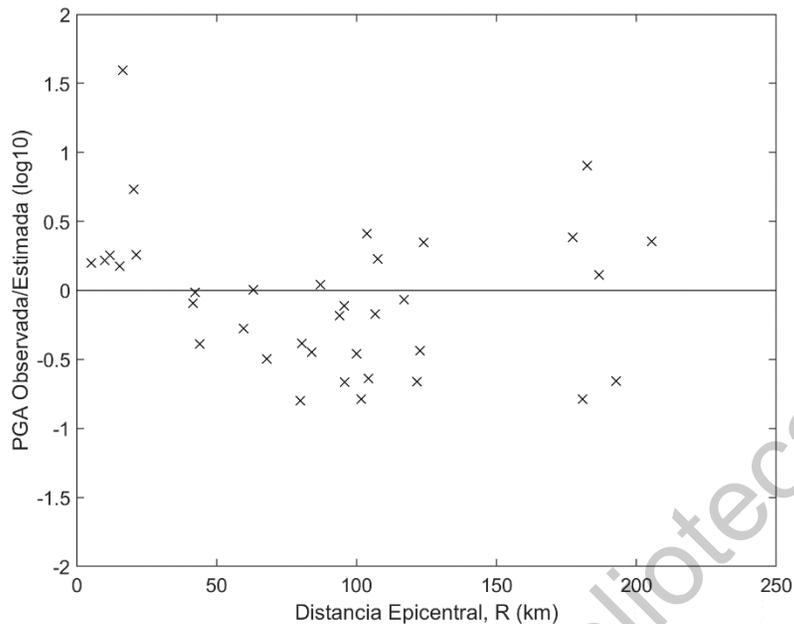
Al usar la condición de que sólo los datos entre los 0 y los 50 kilómetros fuese utilizados se obtuvo un nuevo análisis de residuos, perteneciente a la ecuación (79) y que está determinado por Figura 6-10. En esta gráfica puede verse que los cocientes de los datos tienden a ser mucho más uniformes de como se presentaban en el último caso, exceptuando los casos de algunos registros en donde se sobrepasaban los límites esperados, pero que en general se tenía una mayor tendencia a tener un valor de entre -0.5 y 0.5, lo que indica una menor variabilidad de los datos esperados, por tanto, un mejor ajuste.



**Figura 6-10 Análisis de residuos de la ecuación (79).**

c) Para el sector Oeste del Eje Neovolcánico Mexicano.

Teniendo en cuenta únicamente los registros pertenecientes a este sector, así como todas las estaciones desplazadas únicamente dentro de éste, se procedió a tomar los cocientes entre las aceleraciones observadas y las esperadas, llevando a la consecución de la Figura 6-11.



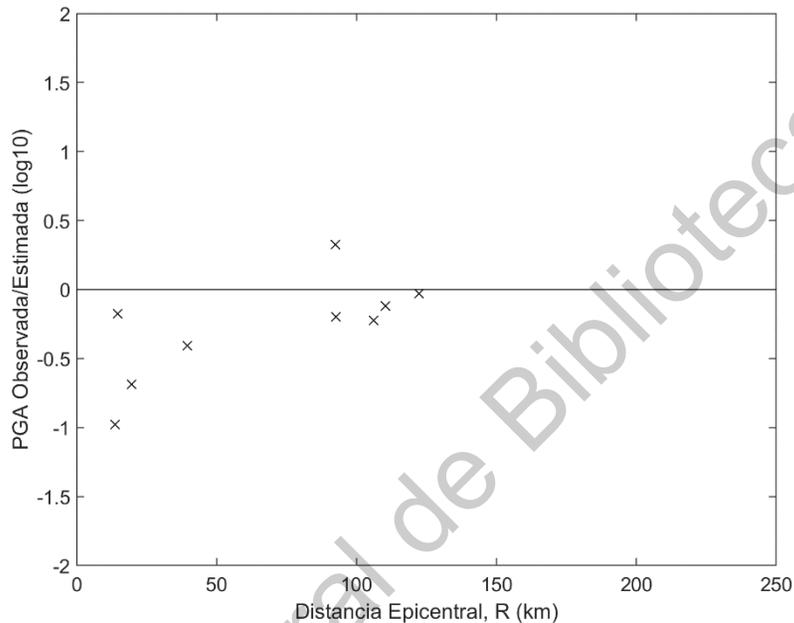
**Figura 6-11 Análisis de residuos de la ecuación (80).**

En esta gráfica es observable que los cocientes tienden a hallarse cercanos al 0, es decir, los ajustes se dan considerablemente bien en la mayoría de los casos, salvo en contadas ocasiones en donde los cocientes sobrepasan el valor de 1, lo que en términos logarítmicos es como si se decuplicaran los valores esperados, que es lo mismo que los valores observados fuesen diez veces los esperados, no obstante, esto sólo sucede para dos registros muy cercanos a la fuente y otro alejado casi a 200 kilómetros. Podría decirse de la Figura 6- que éste es el tipo de gráfica y de análisis de residuos que se desearía tener en todos los casos, aunque como se ha visto el Eje Neovolcánico Mexicano tiende a tener serias irregularidades en cuanto a su atenuación, incluso al interior de este arco volcánico.

d) Para el sector Central del Eje Neovolcánico Mexicano.

Con antelación se ha visto que en este sector los eventos tienden a ser menores que en el Oeste y en el Este, lo que ha llevado a que se obtenga una relación de atenuación basada únicamente en 9 registros,

siendo un número muy bajo que también puede inducir errores en los cálculos de las aceleraciones máximas de terreno esperadas, sin embargo, debido a su aceptación en cuanto al análisis de datos emparejados y de la prueba  $\chi^2$  se ha realizado también un análisis de los residuos, con lo que se ha podido esbozar la siguiente gráfica en la Figura 6-12.



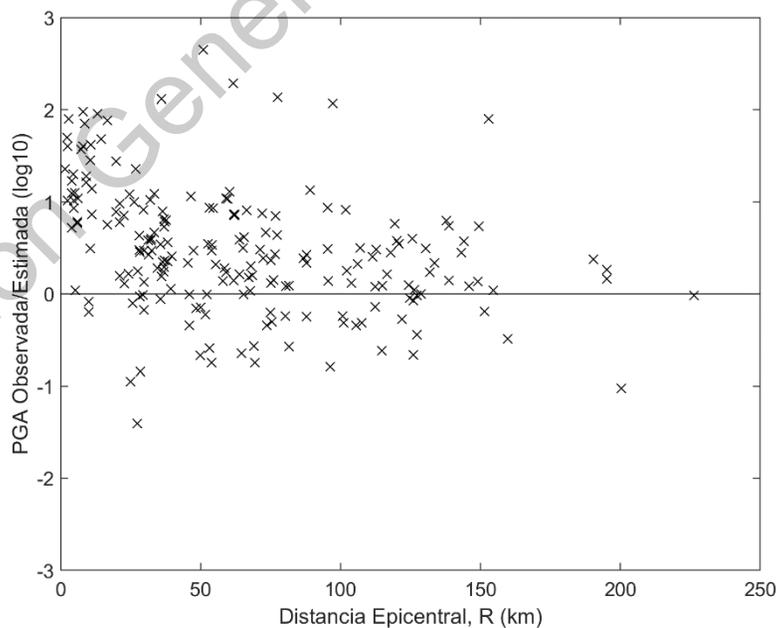
**Figura 6-12 Análisis de residuos de la ecuación (81).**

En esta oportunidad se puede discernir que todos los cocientes de los valores observados entre los valores esperados en formato logarítmico se colocan muy cercanos al 0, es decir, que el ajuste al que se llegó puede estimar correctamente las aceleraciones de terreno, sin embargo se debe recordar los pocos datos que se tienen para este sector pueden causar variaciones grandes que pueden no estar previstas, por lo que se preferiría en posteriores investigaciones utilizar una mayor cantidad de registros, de tal manera que pueda aseverarse que una relación de atenuación estime correctamente las aceleraciones de este sector. Cabe resaltar que de la Figura 6-12 todos los cocientes se encuentran por debajo incluso de 0.5 y,

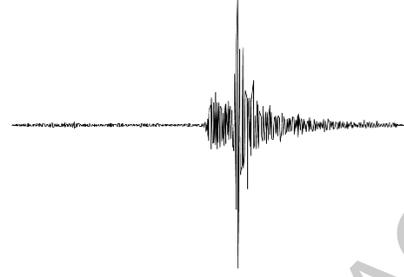
en su mayoría, por encima de -0.5, lo cual implicaría amplificaciones entre 3.16 y 0.31, respectivamente.

e) Para el sector Este del Eje Neovolcánico Mexicano.

En este último sector, que es en el que existía un mayor número de registros se realizó también el análisis de los residuos, obteniéndose así la Figura 6-13. Como puede observarse en esta gráfica los datos al inicio tienden a recorrerse hasta un valor de 2 del cociente en términos logarítmicos, lo que implicaría que las aceleraciones observadas fuesen de al menos cien veces las estimadas, lo cual es un número sumamente alto para lo deseado, sin embargo, los valores tienden a decaer en cuanto las distancias se encuentran más alejadas del epicentro, lo que resonaría con la obtención de la ecuación para las aceleraciones registradas entre los 0 y los 50 kilómetros. Cabe resaltar que en algunos casos incluso fuera del límite de los 50 kilómetros aún se presentan volatilidades de los cocientes obtenidos, lo que es un fuerte adelanto de la irregularidad de este sector en donde se encuentra la Ciudad de México.



**Figura 6-13 Análisis de residuos de la ecuación (82).**

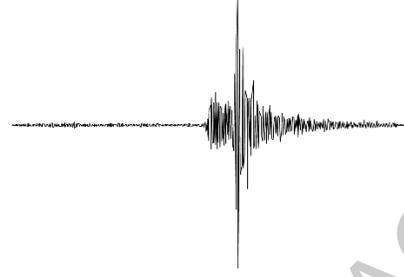


## 7. CONCLUSIONES

Basándose en los resultados de esta investigación se ha podido establecer que la hipótesis inicial se ha cumplido, puesto que se han calculado relaciones de atenuación para el Eje Neovolcánico Mexicano al utilizar acelerogramas de sismos corticales ocurridos dentro de esta región, así como posteriormente haber aplicado el método de máxima verosimilitud de una etapa para la obtención de dichas relaciones de atenuación, haciendo uso de las características propias de los eventos como la magnitud, la distancia, así como los efectos de sitio y la profundidad; de la misma manera tanto el objetivo general, como los objetivos particulares se han realizado: se conformó una base de datos en la que se pudo analizar la distribución espacial de los datos dentro del Eje Neovolcánico Mexicano, la cual logró conjuntar una extensa cantidad de datos a todo lo largo de este arco volcánico provenientes de distintas redes sismológicas o acelerográficas, posteriormente se calcularon las relaciones de atenuación; en primera instancia se obtuvo la relación de atenuación para el Eje Neovolcánico Mexicano de manera completa, y se llegó a la conclusión de que fueron necesarias dos relaciones de atenuación para poder caracterizar de manera correcta a esta región, esto debido a las diferencias de atenuación de toda su extensión. En torno a las subdivisiones del Eje Neovolcánico se intentó calcular relaciones de atenuación para todos los sectores que lo componen, de estos el único sector del que no se pudo calcular una relación de atenuación fue para el sector Lejano Este, debido a la falta de datos, pues existe una escasa cantidad de instrumentación y de eventos en su interior, mientras que para los demás sectores sí pudo realizarse, hallándose ajustes aceptables para los sectores Oeste y Este; el sector Este conteniendo la mayoría de datos recabados en esta investigación

debido a los esfuerzos por determinar el movimiento del terreno de zonas aledañas a la Ciudad de México. Sin embargo, ha quedado la necesidad de obtener relaciones de atenuación que presenten mejores bondades de ajuste que se aproximen aún más a la realidad, pues como fue determinado en esta investigación, con estos datos las variabilidades que se presentan en las zonas cercanas a los epicentros quedan sin tener buen ajuste y que más que necesitar más sismos o estaciones, es preciso utilizar distintos criterios y metodologías.

Dirección General de Bibliotecas UAQ



## 8. REFERENCIAS

- Abrahamson, N. A. 1996. Empirical Models of Site Response Effects. In: N. A. Abrahamson, editor. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering. Elsevier Science Ltd., Castro Valley, California. p. 8.
- Abrahamson, N. A., and W. J. Silva. 1997. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismological Research Letters*. 68:94–127.
- Aguiar, R., E. García, and J. Villamarín. 2010. Leyes de Atenuación para Sismos Corticales y de Subducción para El Ecuador. *Revista Ciencia*. 13:1–18.
- Aki, K., and P. G. Richards. 2002. *Quantitative Seismology*. 2nd ed. (K. Aki and P. G. Richards, editors.). University Science Books, Sausalito, California.
- Anderson, D. L., and C. B. Archambeau. 1964. The Anelasticity of the Earth. *Journal of Geophysical Research*. 59:2071–2084. doi:10.1029/JZ069i010p02071.
- Atkinson, G. M. 1996. The High-Frequency Shape of the Source Spectrum for Earthquakes in Eastern and Western Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86:106–112.
- Atkinson, G. M., and D. M. Boore. 2003. Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and their Application to Cascadia and other Regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93:1703–1729.
- Betbeder-Matibet, J. 2010. *Seismic Engineering*. 1st ed. (J. W. & Sons and ISTE, editors.). Chippehan, Wiltshire.
- Beyreuther, M., R. Barsch, L. Krischer, T. Megies, Y. Behr, and J. Wassermann. 2010. ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters*. 81:530–533. doi:10.1785/gssrl.81.3.530.
- Boore, D. M. 2010. Orientation-Independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic Intensity from Two Horizontal Components of Motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 100:1830–1835. doi:10.1785/0120090400.
- Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal. 1997. Equations for Estimating

Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work. *Seismological Research Letters*. 68:128–153. doi:10.1785/gssrl.76.3.368.

Brillinger, D. R., and H. K. Preisler. 1984. An Exploratory Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 74:1441–1450.

Caltech. 2007. MASE (Meso America Subduction Experiment). doi:10.7909/C3RN35SP.

Campbell, K. W. 1981. Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 71:2039–2070.

Campbell, K. W., and Y. Bozorgnia. 2010. A Ground Motion Prediction Equation for JMA Instrumental Seismic Intensity for Shallow Crustal Earthquakes in Active Tectonic Regimes. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. 40:413–427. doi:10.1002/eqe.

Castro, R. R., and E. Ruíz-Cruz. 2005. Stochastic Modeling of the 30 September 1999 Mw 7.5 earthquake, Oaxaca, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95:2259–2271. doi:10.1785/0120040145.

CENAPRED. 2019. Red de Observación Sísmica del CENAPRED. 1–4.

CFE. 2008. Manual de Diseño de Obras Civiles Diseño por Sismo. Instituto de Investigaciones Eléctricas, México, D.F.

CFE. 2015. Manual de Diseño de Obras Civiles Diseño por Sismo. Instituto de Investigaciones Eléctricas, México, D.F.

Chen, T., and R. W. Clayton. 2009. Seismic Attenuation Structure in Central Mexico: Image of a Focused High-Attenuation Zone in the Mantle Wedge. *Journal of Geophysical Research*. 114:1–9.

Chernov, L. 1960. *Wave Propagation in a Random Medium*. 1st ed. (R. A. Silverman, editor.). McGraw-Hill, New York.

Chintanapakdee, C., M. E. Naguit, and M. Charoenyuth. 2008. Suitable Attenuation Model For Thailand. 14th World Conference on Earthquake Engineering (14WCEE).

Clemente, A. 2010. Ley de Atenuación de Aceleración (PGA) y Escalamiento de Forma Espectral Sísmica para Querétaro, deducidos por Análisis de Trayectorias: Aplicada a Guerrero-Querétaro. Universidad Autónoma de Querétaro.

Clemente, A., G. Arroyo, R. Zúñiga, Á. Figueroa, M. Pérez, and C. López. 2012. Relación de Atenuación del Movimiento del Suelo para la Aceleración Máxima (PGA) sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB); Análisis por

- Trayectoria: Guerrero-Querétaro. *Revista de Ingeniería Sísmica*. 93:67–93.
- Clemente, A., A. G. Figueroa, F. R. Zúñiga, M. Arroyo, M. Montiel, and O. Chávez. 2013. Seismicity at the Northeast Edge of the Mexican Volcanic Belt (MVB) and Activation of an Undocumented Fault: The Peñamiller Earthquake Sequence of 2010-2011, Querétaro, Mexico. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 13:2521–2531. doi:10.5194/nhess-13-2521-2013.
- Clemente, A., F. R. Zúñiga, J. Lermo, A. Figueroa, C. Valdés, M. Montiel, O. Chavez, and 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. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 14:1391–1406. doi:10.5194/nhess-14-1391-2014.
- Crouse, C. 1991. Ground-Motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zone. *Earthquake Spectra*. 7:201–236. doi:10.1193/1.1585626.
- Cruz, H., F. Chávez, and T. Furumura. 2009. Differences in Attenuation of Ground Motion Perpendicular to the Mexican Subduction Zone between Colima and Guerrero: an Explanation based on Numerical Modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 99:400–406. doi:10.1785/0120080167.
- De De La Torre, E. Y. 2003. Los Volcanes del Sistema Volcánico Transversal. *Investigaciones Geograficas*. 50:220–234.
- Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*. 2:172–187.
- Devore, J. L. 2010. *Probability & Statistics*. Eighth. (M. Julet, M. Taylor, J. Campbell, and A. Coppola, editors.). Cengage Learning, Boston, MA.
- Dougherty, S., and A. Domínguez. 2010. Mexico Subduction Experiments (MASE and VEOX). doi:10.7909/C3RN35SP.
- Draper, N. R., and H. Smith. 1998. *Applied Regression Analysis*. 3rd ed. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Ego, F., and V. Ansan. 2002. Why is the Central Trans-Mexica Volcanic Belt (102° - 99° W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*. 359:189–208.
- Esteva, L. 2018. Peligro Sísmico e Ingeniería Sísmica en México Enseñanzas de los Sismos a partir de 1957. In: p. 97.
- Ferrari, L. 2000. Avances en el Conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la Última Decada. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII:84–92.
- Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. Manea, and 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.
- Fukushima, Y., and T. Tanaka. 1990. A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan. *Bulletin of the Geological Society of America*. 80:757–783.
- García, D. 2007. Estimación de Parámetros del Movimiento Fuerte del Suelo para Terremotos Interplaca e Intraslab en México Central. Universidad Complutense de Madrid.
- Goldstein, P., and J. A. Snoke. 2005. SAC Availability for the IRIS Community. Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.
- Gómez, A., T. Orozco, and L. Ferrari. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LVII:227–283.
- Graizer, V., and E. Kalkan. 2007. Ground Motion Attenuation Model for Peak Horizontal Acceleration from Shallow Crustal Earthquakes. *Earthquake Spectra*. 23:585–613. doi:10.1193/1.2755949.
- Graizer, V., E. Kalkan, and K. W. Linc. 2013. Global Ground Motion Prediction Equation for Shallow Crustal Regions. *Earthquake Spectra*. 29:777–791. doi:10.1193/1.4000140.
- Grand, S., and J. Ni. 2006. Mapping the Rivera Subduction Zone. *International Federation of Digital Seismograph Networks. Dataset/Seismic Network*. doi:10.7914/SN/XF\_2006.
- Hanks, T. C., and H. Kanamori. 1979. A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*. 84:2348–2350. doi:10.1029/JB084iB05p02348.
- Idriss, I. 1993. *Procedures for Selecting Earthquake Ground Motions at Rock Sites*. Springfield, VA.
- Idriss, I. 2014. An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes. *Earthquake Spectra*. 30:1155–1177. doi:10.1193/070613EQS195M.
- II-UNAM. 2014. Base de datos de registros acelerográficos de la Red Sísmica Mexicana. Available from: <https://aplicaciones.iingen.unam.mx/AcelerogramasRSM/Inicio.aspx>
- Institut de Physique du Globe de Paris. 1982. GEOSCOPE - French Global Network of Broadband Seismic Stations. doi:10.18715/GEOSCOPE.G. Available from: <http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/geoscope-network/>
- Jaimes, M., J. Lermo, and A. García. 2016. Ground-Motion Prediction Model from Local Earthquakes of the Mexico Basin at the Hill Zone of Mexico City.

Bulletin of the Seismological Society of America. 106:2532–2544.  
doi:10.1785/0120150283.

Joyner, W. B., and D. M. Boore. 1981. Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-motion Records including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America. 71:2011–2038.

Joyner, W. B., and D. M. Boore. 1988. Measurement, Characterization, and Prediction of Strong Ground Motion. In: W. B. Joyner and D. M. Boore, editors. Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics. American Society of Civil Engineers, Park City. p. 43–102.

Joyner, W. B., and D. M. Boore. 1993. Methods for Regression Analysis of Strong-Motion Data. Bulletin of the Seismological Society of America. 83:469–487.  
doi:10.1130/SPE214-p21.

Khosravikia, F., Y. Zeinali, and P. Clayton. 2018. Neural Network-Based Equations for Predicting PGA and PGV in Texas, Oklahoma, and Kansas. In: Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics V. p. 538–549.

Lay, T., and T. C. Wallace. 1995. Modern Global Seismology. (T. Lay and T. C. Wallace, editors.). Academic Press, San Diego, California.

Lermo, J., and F. Chávez-García. 1994. Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation? Bulletin of the Seismological Society of America. 84:1350–1364.

Manjarrez, L., and S. García. 2014. Atenuación del Valor de la Aceleración Máxima en Superficie de Sitios en Roca para Zonas en Subducción. In: XXVII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica. p. 1–8.

Martínez-López, M. del R. 2011. Estudio Sísmico de la Estructura Cortical en el Bloque de Jalisco a partir de Registros Locales del Proyecto Mars.

Masuda, T., and M. Ottake. 1992. Comment on “A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan” by Y. Fukushima and T. Tanaka. Bulletin of the Seismological Society of America. 82:521–522.

Mendoza-Ponce, A., Á. Figueroa-Soto, D. Soria-Caballero, and V. H. Garduño-Monroy. 2018. Active faults sources for the Pátzcuaro-Acambay fault system (Mexico): Fractal analysis of slip rates and magnitudes  $M_w$  estimated from fault length. Natural Hazards and Earth System Sciences. 18:3121–3135.  
doi:10.5194/nhess-18-3121-2018.

Miller, M. 2017. Introducción a SAC - Seismic Analysis Codee. Available from: [https://www.mttmllr.com/ADSv2/sac\\_01\\_intro/](https://www.mttmllr.com/ADSv2/sac_01_intro/)

Mooser, F., and M. Ramírez. 1987. Mooser, F. - Faja Volcánica Transmexicana

Morfoestructura, Tectónica y Vulcanotectónica.pdf. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 48:75–80.

Mora, M., D. Arroyo, M. Ordaz, D. García, and K. Singh. 2009. Modelo para la Atenuación de la Seudoaceleración Generada por Sismos Interplaca en la Zona de Subducción Mexicana. In: XVII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. p. 1–21.

Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. QR of RTR1. 30:25–33.

Nixon, G. T. 1982. The Relationship Between Quaternary Volcanism in Central Mexico and the Seismicity and Structure of Subducted Ocean Lithosphere. Geological Society of America Bulletin. 93:514–523. doi:10.1130/0016-7606(1982)93<514:TRBQVI>2.0.CO;2.

Nyquist, H. 1928. Certain Topics in Telegraph Transmission Theory. Transactions of the American Institute of Electrical Engineers. 47:617–644. doi:10.1109/T-AIEE.1928.5055024.

Ordaz, M. 1992. Estimación de Movimientos Fuertes ante Temblores Mexicanos de Subducción. Universidad Nacional Autónoma de México.

Ordaz, M., J. M. Jara, and K. Singh. 1989. Riesgo Sísmico y Espectros de Diseño en el Estado de Guerrero. In: Memoria VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Acapulco, México. p. D40–D56.

Ordaz, M., S. K. Singh, and A. Arciniega. 1994. Bayesian Attenuation Regressions: an Application to Mexico City. Geophysical Journal International. 117:335–344. doi:10.1111/j.1365-246x.1994.tb03936.x.

Pardo, M., and G. Suárez. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 100:12357–12373. doi:10.1029/95JB00919.

Pasquaré, G., V. H. Garduno, A. Tibaldi, and M. Ferrari. 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics. 146:353–364. doi:10.1016/0040-1951(88)90099-6.

Pennelis, G. G., and A. J. Kappos. 1997. Earthquake-Resistant Concrete Structures. 1997th ed. (G. G. Penelis and A. J. Kappos, editors.). Taylor & Francis Group, Abingdon.

Pérez, L. F. 2018. Análisis Bayesiano de Leyes de Atenuación Sísmica para la Región de la Faja Volcánica Transmexicana. Universidad Autónoma de Querétaro.

Pérez, L. F., M. Arroyo, and F. R. Zúñiga. 2017. Propuesta de ley de atenuación general de la Faja Volcánica Transmexicana. In: XXI Congreso Nacional de

Ingeniería Sísmica. Guadalajara, Jalisco. p. 14.

Pérez, L. F., Q. Rodríguez-Pérez, F. R. Zúñiga, J. Horta-Rangel, M. Arroyo, S. Velázquez-Aguilar, and C. Rivas-Nieto. 2019. Site effects evaluation in the Mexican Volcanic Belt based on H/V analysis considering local records of regional crustal and inslab earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*. 1–47.

Ramsey, F. L., and D. W. Schafer. 2013. *The Statistical Sleuth: A Course in Methods of Data Analysis*. 3rd ed. Cengage Learning, Boston, MA.

Rodríguez-Pérez, Q. 2014. Ground-Motion Prediction Equations for Near-Trench Interplate and Normal-Faulting Inslab Subduction Zone Earthquakes in Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 104:427–438. doi:10.1785/0120130032.

Sadigh, K., C. Chang, J. A. Egan, F. Makdisi, and R. R. Youngs. 1997. Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data. *Seismological Research Letters*. 68:180–189. doi:10.1785/gssrl.68.1.180.

Searle, S. R. 1997. *Linear Models*. John Wiley & Sons, Inc., Ithaca, N.Y.

Sheena, N., H. Harith, A. Adnan, and A. V. Shoushtari. 2014. The Compatible Ground-Motion Prediction Equations with East Malaysia for Shallow Crustal Earthquakes. *Journal of Civil Engineering Research*. 4:120–123.

SSN. 2019. Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. doi:10.21766/SSNMX.

Stein, S., and M. Wysession. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth's Structure*. 1st ed. (S. Stein and M. Wysession, editors.). Blackwell Publishing Ltd., Victoria, Australia.

Suter, M. 2002. Active faults in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. 136.

Suter, M., M. Carrillo, and O. Quintero. 1996. Macroseismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern Parts of the trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86:1952–1963.

Suter, M., M. López, G. Aguirre, and E. Farrat. 1995. The Acambay Graben: Active Intraarc Extension in the TMVB, Mexico. *Tectonics*. 14:1245–1262.

Suter, M., M. López, O. Quintero, and M. Carrillo. 2001. Quaternary Intra-Arc Extension in the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of the Geological Society of America*. 113:693–703. doi:10.1130/0016-7606(2001)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2.

- Toro, G. R. 2002. Modification of the Toro et al. (1997) Attenuation Equations for Large Magnitudes and Short Distances. Riski Engineering, Inc. 1–10.
- Torres, R. A., and O. E. Cadena. 2009. Cálculo de Hipocentros para Sismos Volcánicos Asociados a Movimiento de Fluidos en el Volcán Galeras, Colombia. Ingeniería, Investigación y Desarrollo. 8:20–23.
- UNAM. 2003. FDSN: MG: Seismic Network of the North-Eastern Mexico. Available from: <http://www.fdsn.org/networks/detail/MG/>
- Weisberg, S. 2005. Applied Linear Regression. 3rd ed. (J. W. & Sons, editor.). John Wiley & Sons, Inc., New Jersey.
- West, M. 2006. The Colima Deep Seismic Experiment: Imaging the Magmatic Root of Colima Volcano. International Federation of Digital Seismograph Networks. Dataset/Seismic Network. doi:10.7914/SN/ZA\_2006.
- Wu, R. S., and K. Aki. 1985. The Fractal Nature of the Inhomogeneities in the Lithosphere Evidenced from Seismic Wave Scattering. Pure and Applied Geophysics. 123:805–818. doi:10.1007/BF00876971.
- Zúñiga, F. R. 2010. El Otro Riesgo Sísmico: los Sismos en el Centro de México. In: XI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica. p. 15.
- Zúñiga, F. R., J. Pacheco, M. Guzmán Speziale, G. J. Aguirre Díaz, V. H. Espíndola, and 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. 229–238. doi:10.1016/S0040-1951(02)00606-6.
- Zúñiga, F. R., G. Suárez, Á. Figueroa-Soto, and A. Mendoza-Ponce. 2017. A first-order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation. Journal of Seismology. 21:1295–1322. doi:10.1007/s10950-017-9666-0.