



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**Análisis probabilístico de peligro sísmico en
la Faja Volcánica Transmexicana**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

FÍS. JOSÉ ANTONIO BAYONA VIVEROS

DIRECTOR DE TESIS:

DR. GERARDO SUÁREZ REYNOSO
(INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. MARIO GUSTAVO ORDAZ SCHROEDER (IGEN, UNAM)

DR. LUCA FERRARI PEDRAGLIO (CGEO, UNAM)

DR. ALLEN LEROY HUSKER (IGEOP, UNAM)

DR. MIGUEL ÁNGEL JAIMES TÉLLEZ (IGEN, UNAM)

México, D.F., JUNIO DE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Of. No. PCT/ESR/326/15

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

JOSÉ ANTONIO BAYONA VIVEROS

Estudiante de Maestría

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido el 24 de marzo del año en curso, aprobó el título de tesis " **Un nuevo análisis probabilístico de peligro sísmico en la faja volcánica trans-mexicana**". Así mismo ratificó al Dr. Gerardo Suárez Reynoso, como su asesor de tesis y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

| | |
|--------------------------------|------------|
| Dr. Mario Ordaz Schroeder | Presidente |
| Dr. Luca Ferrari | Vocal |
| Dr. Gerardo Suárez Reynoso | Secretario |
| Dr. Allen Husker | Suplente |
| Dr. Miguel Ángel Jaimes Téllez | Suplente |

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 24 de marzo de 2015.

COORDINADORA DEL PROGRAMA



DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

ESR' achg

Índice general

| | |
|--|-----------|
| 0.1. Resumen | 5 |
| 0.2. Abstract | 8 |
| 1. Introducción | 11 |
| 1.1. Origen, características y sismicidad de la FVTM. | 11 |
| 1.1.1. Principales sistemas de fallas en la FVTM | 14 |
| 1.2. Evaluación del peligro y riesgo sísmico. | 16 |
| 2. Antecedentes | 18 |
| 2.1. Sismicidad histórica con epicentros en la FVTM | 18 |
| 2.2. Planteamiento del problema | 22 |
| 2.3. Hipótesis | 23 |
| 2.4. Objetivos | 24 |
| 2.4.1. Objetivos generales | 24 |
| 2.4.2. Objetivos particulares | 24 |
| 3. Metodología | 25 |
| 3.1. Modelo de fuentes sísmicas | 25 |
| 3.2. Catálogo sísmico | 27 |
| 3.2.1. Estudio de sismos históricos en la FVTM | 27 |
| 3.2.2. Base de datos | 28 |
| 3.3. Modelo paramétrico de sismicidad | 30 |
| 3.4. Modelo no paramétrico de sismicidad | 32 |
| 3.5. Probabilidad de ocurrencia de sismos en la FVTM | 32 |
| 3.5.1. Funciones de densidad de probabilidad | 32 |
| 3.5.2. Probabilidad condicional de sismos en la FVTM | 38 |
| 3.6. Relación de atenuación | 39 |
| 3.7. Cálculo de peligro sísmico | 40 |

| | |
|--|-----------|
| 4. Resultados | 42 |
| 4.1. Parámetros de sismicidad de la FVTM | 42 |
| 4.2. Probabilidades de ocurrencia de sismos con epicentro en la FVTM | 48 |
| 4.3. Estimación del peligro sísmico de la FVTM y en la porción central de México | 50 |
| 5. Discusión y conclusiones | 57 |
| 5.1. Sobre la inclusión de datos históricos al catálogo sísmico | 57 |
| 5.2. Sobre las funciones de densidad de probabilidad | 59 |
| 5.3. Sobre la estimación del peligro sísmico | 60 |
| 5.4. Recomendaciones | 63 |
| 6. Anexos | 69 |

Agradecimientos

Muchas gracias es una de las frases que, de emplearlas más frecuentemente, harían de nuestras vidas, ciclos más plenos. En este apartado, me permitiré agradecer a las personas que, junto conmigo, formaron parte de este increíble ciclo de vida llamado Maestría en Ciencias de la Tierra.

Quiero comenzar agradeciendo al Dr. Miguel Ángel Jaimes por brindarme tantos y tantos espacios de discusión que me permitieron llevar a cabo la producción de este trabajo de investigación. Asimismo, agradezco al Dr. Luca Ferrari por compartir conmigo su tiempo y conocimiento para enriquecer este estudio con la belleza e importancia de la tectónica de placas.

De igual modo, deseo agradecer al Dr. Allen Husker por ser partícipe de este logro contribuyendo activamente con ideas originales y comentarios interesantes que, sin duda, hicieron de este trabajo, un proyecto digno de ser compartido. Por otro lado, expreso mi total agradecimiento y admiración al Dr. Mario Ordaz pues, sin su intervención, este proyecto no me llenaría de tanto orgullo.

Agradezco, de manera muy especial, a mi asesor, el Dr. Gerardo Suárez, no sólo por haber confiado en mí desde aquel momento en que toqué a su puerta, sino también por su paciencia, dedicación y permanente apoyo. Me esforzaré por cumplir las expectativas que como padre académico tienes sobre mí y por poder llegar a ser, algún día, el tipo de hombre que hoy eres tú.

Es mi deseo también agradecer a las personas e instituciones que, voluntaria o involuntariamente, forman parte de esta historia. Gracias a la Dra. Leda Sánchez por sus importantes retroalimentaciones y su incesante alegría, a las secretarías del Instituto, Pati, Ara, Chela, Maru y Laurita por su constante asesoría en cuestiones burocráticas y, por supuesto, al CONACYT y al Instituto de Geofísica de la UNAM, por su apoyo, tanto humano como económico, para el desarrollo y culminación de mis estudios.

No podría dejar de agradecerle a los investigadores del Departamento de Sismología por todo el aprendizaje recolectado a lo largo de estos dos años. Víctor, Luis, Vala, David, Vladi, Raúl, Xyoli, Arturo: me comprometo a ser un agente dispersivo del conocimiento adquirido y aplicarlo en el bienestar de este país que, aunque no nos recibió a todos al nacer, es nuestro.

Hablando sobre nuestro departamento, quiero agradecer, con el corazón en la mano, a mis amigos y colegas sismólogos que, día tras día, me han enseñado a crecer no sólo como profesionalista, sino también como ser humano. Muchas gracias Jorjón, Migue, Osqui, Alinne, Charlies, Ray, Conrado y Javi. Hoy, las desveladas, los cafés, los cigarros, las interminables horas de estudio, las risas, las frustraciones y el nerviosismo previo a los exámenes han rendido un fruto más.

A mis amigos que no comparten el gusto por la sismología, pero que sí nos une el gusto de compartir nuestras vidas, les agradezco seguir en la lucha. Muchas gracias Lalo, Tavinho, Deanís, Elisa Romero, Elisa, Fer, Pam, Pati, Gonzalo, Celes, Mareo y Nad, por la felicidad compartida, la única felicidad que, para mí, es real.

De igual forma, deseo expresar mi profundo agradecimiento a mi familia que, con su apoyo incondicional y su gran amor, me han permitido estar en este momento dedicándoles estas palabras. Gracias Lola, Jessica, Toni, Lou, Toño, Daniel, David y Diego.

Por otro lado, no deseo perderme la oportunidad de agradecer a mis hermanos que, con risas, problemas, lágrimas, pláticas, discusiones y mucho amor, han moldeado al *Toño* que soy en este momento. Soy un hombre feliz de haber encontrado en Roy, Pau, Tha, Ale, Selma, Hanna, Yun y Mario, los hermanos que siempre deseé tener.

Finalmente, no sólo quiero agradecer a Adriana, Ricardo y a Antonieta por este momento, sino quiero dedicárselos. A ellos y a mi país, que atraviesa por situaciones tan contrariadas, les dedico este trabajo y todo lo que soy.

0.1. Resumen

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), es la cadena volcánica ubicada en la región central de México que tiene una extensión aproximada de 1,000 km y un ancho que varía entre los 80 y los 230 km. Aunque esta zona no es sísmicamente tan activa como otras regiones del país, tales como el Golfo de California o el Pacífico mexicano, existe evidencia que sugiere que grandes sismos ($M > 7$) han tenido lugar dentro de los límites geográficos de los depósitos volcánicos de esta estructura geológica en los últimos 500 años.

Como ejemplo de ello, se puede citar el sismo de Santa Juliana de 1858 ($M \approx 7.6$), los terremotos de Jalisco de 1568 y 1875 ($7 \leq M \leq 7.5$ y $M \approx 7$, respectivamente) y el sismo de Acambay de 1912 de $M = 6.8$.

Cabe mencionar que tales eventos se encuentran a pocos kilómetros de distancia de ciudades tan densamente pobladas como la ciudad de México, Ecatepec, Guadalajara y Morelia. De hecho, de acuerdo con el Censo de Población y Vivienda (INEGI, 2010), más de 43 millones de personas viven en ciudades y comunidades ubicadas en la FVTM, lo cual, representa casi el 40 % de la población total del país. De este modo, aunque las observaciones apuntan a que el peligro sísmico en la zona es moderado, parecería ser que la vulnerabilidad y el riesgo por sismos, son altos.

En este estudio, se llevó a cabo una caracterización del peligro sísmico de la región basándose en la sismicidad observada desde el siglo XIX hasta la fecha. Particularmente, se incorporaron los resultados obtenidos por Suárez y Jiménez (2013) sobre magnitudes y parámetros epicentrales de sismos históricos en la FVTM y se generó un catálogo sísmico robusto de la zona. No obstante, se cuentan con datos de intensidad que sugieren que, al menos, otros 14 sismos de $5.5 \leq M \leq 6.5$ han ocurrido en la región en los últimos tres siglos.

De este modo, no es posible asegurar la completitud del catálogo para magnitudes $M \geq 4$ desde el año 1858 y, por tanto, fue necesario llevar a cabo una evaluación del peligro sísmico de la región analizando su sismicidad histórica e instrumentada de manera independiente.

Con base en las fechas de creación y operación de redes sismológicas tales como la WWSSN o la RSM y dada la alta densidad poblacional de la región, se propone que el catálogo es completo para magnitudes $M \geq 4$ desde el año 1964 y para $M \geq 6$, desde 1858.

Así, se determinaron los valores de λ y β de datos instrumentados e históricos registrados en la FVTM utilizando la distribución Gutenberg-Richter y el método de máxima verosimilitud (Aki, 1964). Como resultado, se obtuvo que, para sismos instrumentados, $\beta = 3.3333$ y $\lambda = 0.75$ (Modelo de sismicidad A de la región) mientras que, para sismos históricos, los parámetros que maximizan la verosimilitud son: $\beta = 1.2821$ y $\lambda = 0.0325$. Al fusionar ambos ajustes en una sola curva, se generó el modelo de sismicidad B de este estudio.

Como tercer modelo (Modelo C), se propuso fusionar las tasas de excedencia reproducidas por el ajuste de sismos instrumentados ($4 \leq M < 6$) con las tasas de excedencia observadas directamente del catálogo ($M \geq 6$) para describir, de manera poco tradicional, la actividad tectónica de este arco volcánico.

Usando las tasas de excedencia para las magnitudes obtenidas a partir del Modelo B (la aproximación más objetiva para el autor) y proponiendo cuatro funciones de densidad de probabilidad, se calcularon las probabilidades condicionales de ocurrencia de sismos en la FVTM para los próximos 50 años.

Asimismo, siguiendo la metodología propuesta por Cornell (1968) y Esteva (1968), suponiendo tres modelos de sismicidad y adoptando la relación de atenuación de sismos corticales reportada por Abrahamson y otros (2014); se estimaron valores de aceleración pico en la FVTM para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años, los cuales, representan el 40 %, 10 %, 2 % y 0.5 % de probabilidad de igualar o exceder ciertos valores de intensidad esperados en suelo rígido, de acuerdo con una distribución poissoniana.

De igual manera, se creó un mapa de peligro sísmico en la FVTM y un mapa de peligro uniforme en la región central de México para un periodo de retorno de 500 años, considerando sismos de subducción en la Trinchera Mesoamericana, sismos de profundidad intermedia generados dentro de la placa de Cocos y sismos corticales en la FVTM. Para ello, se utilizaron los parámetros de sismicidad de profundidad intermedia reportados por Ordaz y otros (2012) y la relación de atenuación de sismos normales propuesta por García et al. (2005).

Para modelar la sismicidad en la Trinchera Mesoamericana, se determinó una distribución Gutenberg-Richter empleando la información disponible de 288 sismos en la base de datos del GCMT, los cuales, fueron registrados entre las latitudes 15° N y 24° N y longitudes 106° O y 92° O. Estos eventos, que tuvieron lugar entre el día 1 de enero de 1976 y el 12 de enero de 2015, poseen magnitudes $M \geq 4.7$ y profundidades focales menores a los 40 km. En este caso, el modelo de atenuación adoptado, es el reportado por Arroyo et al., (2010) para sismos inversos y los parámetros de sismicidad empleados son: $\beta \approx 1.2349$ y $\lambda \approx 7.3846$.

Como parte de los resultados, los cálculos de peligro sísmico en la FVTM que consideran los parámetros de sismicidad de eventos instrumentados (Modelo A), reproducen aceleraciones máximas de 14, 41, 98 y 181 gales para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años, respectivamente. En contraste, al asumir los modelos B y C de sismicidad del arco, se obtienen valores de aceleración pico (PGA) de 28, 102, 260 y 481 gales y de 33, 133, 347 y 623 gales, para los mismos periodos de retorno.

Con respecto a la estimación del peligro sísmico uniforme, se obtuvieron, por ejemplo, valores de aceleración espectral máxima en roca firme de la ciudad de México de 45, 130, 271 y 425 gales caracterizando la sismicidad instrumentada (Modelo A), valores de PGA's de 63, 164, 348 y 570 gales, tomando en cuenta el modelo de sismicidad B y aceleraciones pico de 70, 190, 411 y 698 gales, suponiendo el modelo C como la mejor aproximación que describe la actividad sísmica de la FVTM. Todas estas estimaciones fueron calculadas para los periodos de retorno descritos anteriormente.

En un ejercicio comparativo, el modelo A reproduce aceleraciones semejantes a las reportadas por Ordaz (2004), para un periodo de retorno de 500 años. No obstante, los cálculos de PGA derivados de los modelos B y C exceden, aproximadamente, en un 30 % y 50 % tales estimaciones, para el mismo periodo de recurrencia.

Como trabajo futuro, se llevará a cabo un análisis que tome en cuenta los efectos de sitio del valle de México. De este modo, valdría la pena considerar el impacto de este estudio en la redacción de normas y reglamentos de construcción en la región central del país.

Finalmente, se demuestra que la incorporación de sismos históricos tiene implicaciones interesantes en cuanto a la evaluación del peligro sísmico regional se refiere.

0.2. Abstract

The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is the volcanic arc located in Central Mexico. It has a length of about 1,000 km and a variable width that oscillates between 80 and 230 km. Whereas this zone is not as seismically active as some other regions in Mexico, such as the Pacific coast or the Gulf of California, there is evidence of major historical earthquakes ($M > 7$) occurring on the TMVB in the last 500 years.

The 1858 Santa Juliana earthquake ($M \approx 7.6$), the 1568 and 1875 Jalisco earthquakes ($6.5 \leq M \leq 7.5$, respectively) and the 1912 Acambay earthquake ($M = 6.8$) can be mentioned as examples of this.

It is important to point out that such events were recorded at short distances from some of the more densely populated cities in the country such as Mexico City, Ecatepec, Guadalajara and Morelia. In fact, according to the National Institute of Statistics and Geography (INEGI, 2010), about 43 million people ($\approx 40\%$ of the population in Mexico) live in cities and towns located on this geological structure. This suggests that, even when the seismic hazard appears to be moderate, both the vulnerability and the seismic risk might be high.

In this study, a seismic hazard assessment was carried out taking into account the seismicity observed in the region from the 19th century to date. Magnitudes and epicenters of historical earthquakes obtained by Suárez and Jiménez (2013) were combined with instrumental data in order to compile one of the more complete seismic catalogs of this region. Nevertheless, intensity descriptions suggest that at least another 14 earthquakes ($5.5 \geq M \geq 6.5$) have occurred on the TMVB in the last three centuries.

For this reason, the completeness in the catalog can not be guaranteed so that it was necessary to assess the seismic hazard of the region analysing its historical and instrumental seismicity, independently .

Based on the dates of creation and operation of seismic networks such as the WWSSN or the RSM and given the high population density of this region, it was assumed that the catalog is complete for $M \geq 4$ since 1964 and for $M \geq 6$ since 1858.

Using a Gutenberg-Richter distribution and the maximum likelihood method (Aki, 1964), the seismicity parameters λ and β for instrumental and historical earthquakes on the TMVB were obtained. As results, $\beta = 3.3333$ and $\lambda = 0.75$ for instrumental data (seismicity model A) and $\beta = 1.2821$ and $\lambda = 0.0325$, for historical events. By merging both fits into one curve, the seismicity model B of this study was generated.

As a third model (Model C), it was proposed to merge the exceedance rates obtained from the fit of instrumental data ($4 \leq M < 6$) with the exceedance rates of earthquakes $M \geq 6$ observed from the catalog, in order to describe the seismicity of the volcanic arc, in a non-traditional manner.

Utilising the exceedance rates for magnitudes expected from Model B (the most reliable for the author) and proposing four probability density functions (PDF's), conditional probabilities of occurrence of earthquakes of different magnitudes were computed for the next 50 years.

On the other hand, following the methodology proposed by Cornell (1968) and Esteva (1968), assuming three seismicity models and using the Ground Motion Prediction Equations (GMPE's) for crustal earthquakes reported by Abrahamsom and others (2014), seismic hazard estimations for return periods of 100, 500, 2500 and 10000 years were generated. According to a Poisson distribution, these estimations represent 40 %, 10 %, 2 % and 0.5 % of probability to match or to exceed certain intensities values in rock sites, respectively.

In addition, a seismic hazard map of the TMVB and a uniform hazard map in Central Mexico for a return period of 500 years were created by considering thrust earthquakes in the Middle American Trench (MAT), inslab earthquakes generated within the Cocos plate and shallow crustal earthquakes on the volcanic arc. To do so, the intermediate-depth-seismicity parameters reported by Ordaz and others (2012) as well as the GMPE's for normal earthquakes proposed by García et al., (2005) were used.

In order to model the seismicity rate in the Middle American Trench, a Gutenberg-Richter distribution was determined. It was built by using information regarding 288 thrust earthquakes reported in the GCMT database. These events were recorded on the geographic coordinates of 15° N and 24° N latitudes and 106° W and 92° W longitudes from January 1, 1976 to January 12, 2015. They have magnitudes larger than 4.7 and focal depths smaller than 40 km. In this case, the GMPE's utilised were the ones reported by Arroyo et al., (2010) for thrust earthquakes and the seismicity parameters are: $\beta \approx 1.2349$ and $\lambda \approx 7.3846$.

As part of the results, seismic hazard estimations of the TMVB that consider only instrumental events (Model A), show peak ground accelerations (PGA's) of 14, 41, 98 and 181 gals for return periods of 100, 500, 2500 and 10000 years, respectively. In contrast, by assuming models B y C, the estimation of PGA's are 28, 102, 260 and 481 gals and 33, 133, 347 and 623 gals, for the same return periods.

For the estimation of uniform hazard, PGA's of 45, 130, 271 and 425 gals were obtained, for example, for hard rock in Mexico City, considering instrumental data exclusively (Model A). In contradiction, PGA's of 63, 164, 348 and 570 gals were determined there assuming the seismicity model B, and PGA's of 70, 190, 411 and 698 gals were computed by using the seismicity model C as the best approach describing the seismic rate of the region. All these values were estimated for the return periods described previously.

As a comparative exercise, model A exhibits similar accelerations than the ones reported by Ordaz (2004), for a return period of 500 years. Nevertheless, PGA's computed from models B and C exceed approximately 30 % and 50 % such estimations for the same recurrence period.

For future work, a similar analysis will be carried out taking into account site effects in the valley of Mexico. Thus, it might be worth to consider the impact of this study on the regulation of building codes in Central Mexico.

Finally, these results show that the study of historical earthquakes has interesting implications on the estimation of seismic hazard at a regional scale.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Origen, características y sismicidad de la FVTM.

Se define como Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), al arco volcánico que atraviesa la región central de los Estados Unidos Mexicanos desde el Golfo de California hasta el Golfo de México, aproximadamente entre las latitudes $18^{\circ} 30' N$ y $21^{\circ} 30' N$. El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), como también es conocida la Faja Volcánica, tiene una longitud aproximada de 1,000 km, un área que abarca unos 160,000 km², un ancho variable que oscila entre los 80 y los 230 km y una distribución orientada en una dirección preferencial este-oeste en su parte central y oriental, y en dirección noroeste-sureste, en su parte occidental (Fig. 1.1).

Esta provincia geológica presenta peculiaridades interesantes, entre las que destacan: 1) la orientación de sus porciones central y oriental no es paralela a la orientación de la Trinchera Mesoamericana; 2) algunos de sus principales volcanes están alineados de manera transversal (dirección norte-sur) con respecto a la orientación del arco; 3) presenta una gran variabilidad geoquímica al observar no sólo productos típicos de ambientes de subducción, sino también de tipo intraplaca; 4) la placa en subducción es relativamente joven (entre 11 y 23 Ma) lo que, en otros casos, da lugar a un vulcanismo escaso; 5) se observa una ausencia de sismicidad por debajo de ella (Ferrari, 2012) y 6) cuenta con un importante número de fallas superficiales que, al ser activas, tienen el potencial de originar sismos de naturaleza cortical

Hasta hace un par de décadas, estas observaciones no habían sido explicadas de manera conjunta, por lo que el origen de la FVTM era aún incomprendido. En búsqueda de respuestas, se propusieron diversos procesos ajenos a la subducción que pudiesen describir las causas que explican la presencia de un arco volcánico de estas características, tales como un salto hacia el este de la dorsal del Pacífico oriental, la existencia de una gran falla intraplaca, el emplazamiento de una pluma del manto o la existencia de un rifting continental activo.

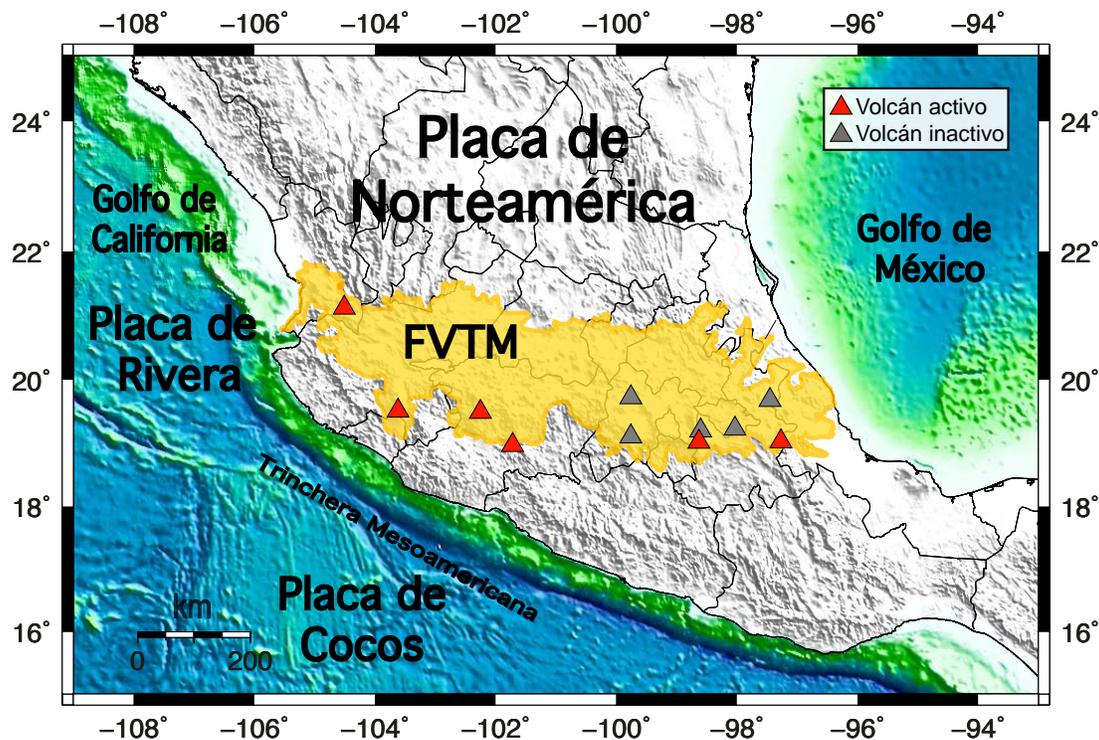


Figura 1.1: Distribución espacial de los límites geográficos de los depósitos volcánicos de la Faja Volcánica Transmexicana reportados por Ferrari y otros (2012). En este mapa, se representan mediante triángulos rojos y grises algunos de los volcanes activos e inactivos más representativos de esta provincia geológica. Asimismo, se hace explícita la ubicación de las placas de Cocos, Rivera y de Norteamérica con el objetivo de sensibilizar al lector sobre el contexto tectónico de la zona de estudio.

Hoy se sabe que tales particularidades pueden ser descritas en términos del complejo proceso de subducción de la Placa de Cocos y la microplaca Rivera que tiene lugar en la porción sur de la placa Norteamericana.

Estudios realizados por diversos autores sugieren que el hecho de que la FVTM no sea perfectamente paralela a la Trinchera, se debe a un efecto de combamiento o a una posible segmentación de la placa oceánica.

Suárez y otros (1990) y Pardo y Suárez (1995), definieron por vez primera la compleja geometría de las placas de Cocos y Rivera en la zona de subducción, basándose en la relocalización de eventos telesísmicos. Sin embargo, no fue posible definir la geometría del *slab* por debajo del arco volcánico debido a la ausencia de actividad sísmica en la región. Con base en el uso de tomografía sísmica, la combinación de resultados obtenidos por los experimentos MARS, MASE y VEOX, permitió definir la presencia e inclinación de la placa por debajo del cinturón volcánico, y se mapeó la compleja geometría de la placa oceánica por debajo de la FVTM.

Asimismo, la sismicidad registrada por el arreglo MARS y las imágenes tomográficas de Yang y otros (2009), muestran que la placa Rivera buza con un ángulo de 40° cerca de la trinchera mientras que, debajo del arco volcánico, lo hace con un echado de aproximadamente 70° con respecto al plano horizontal.

Por otro lado, al este de los 101° O, el ángulo de buzamiento de la placa de Cocos decrece notablemente pues, de acuerdo con los resultados del perfil MASE, la placa buza inicialmente con un ángulo de 15° hasta los 140 km desde la Trinchera Mesoamericana (MAT) y se vuelve subhorizontal a 50 km de profundidad (i.e, Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos y otros, 2008; Kim et al., 2010). El slab horizontal se extiende unos 200 km hacia el interior del continente y, justo por debajo del frente volcánico, cambia su echado hasta llegar a los 75° (Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009).

Finalmente, al este de los 96° O, el segmento plano de la placa cambia nuevamente de inclinación por debajo del Istmo de Tehuantepec (Ponce y otros, 1992; Pardo y Suárez, 1995), lugar donde las observaciones del arreglo VEOX reproducen un ángulo de echado de la placa de Cocos de 26° que permanece prácticamente constante entre 140 y 310 km desde la trinchera (Melgar y Pérez-Campos, 2011).

1.1.1. Principales sistemas de fallas en la FVTM

Dado que la isoterma en la FVTM es más somera, resulta más sencillo que ciertos esfuerzos induzcan deformaciones en esta región, en comparación con otros segmentos de corteza menos dúctil (Ferrari, comunicación personal). En este caso, la deformación en la FVTM parece estar asociada a la subducción a lo largo del Pacífico mexicano. Aparentemente, este proceso tectónico genera esfuerzos extensivos y transcurrentes que se manifiestan en cuarteaduras en la corteza superior (Suter et *al.*, 1992; Suter et *al.*, 1996).

Uno de los sistemas de fallas más importantes que cortan el centro de México, es el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende o SFTSMA. Este sistema fue reconocido por (Demant, 1978) como un rasgo estructural con movimiento lateral derecho durante el Mioceno, compuesto por fallas orientadas en la dirección NNWSSE y con una distribución que abarca desde Taxco, Guerrero hasta latitudes más al norte de la Sierra de Catorce en San Luis Potosí (Alaniz-Álvarez y otros, 2002).

Dentro de la FVTM, la presencia del SFTSMA es evidenciada por fallas normales transversales al sistema principal de fallas Chapala-Tula (CTFS), en las regiones de Querétaro, Acambay, El Oro y Toluca, y por el alineamiento de 12 volcanes poligenéticos localizados en la traza de esta estructura. Con respecto al CTFS, se sabe que es un sistema orientado en una dirección preferencial E-O que se compone de fallas predominantemente normales (con pequeñas componentes de fallamiento lateral), las cuales, se orientan en esa misma dirección en la región sur, y hacia una dirección NE-SO, en su parte norte (Johnson y Harrison, 1990), (Fig. 1.2).

En cuanto a las dimensiones físicas de las fallas de estos sistemas, éstas pueden abarcar desde algunos hasta cientos de kilómetros de longitud. Como en el caso de la mayor parte de las fallas corticales, su extensión en profundidad es probablemente menor a los 15 km, aunque pueden llegar a alcanzar los 30 km de ancho, como en la región de Querétaro (Alaniz-Álvarez et *al.*, 2005). Asimismo, se dice que algunas de estas fallas, como la falla de Sanfandila, Qro., son ciegas, es decir; no es posible observarlas en superficie pues no alcanzan a manifestarse en las capas más someras de la corteza (Zúñiga, comunicación personal).

Por otro lado, investigaciones de naturaleza geológica (Suter et *al.*, 1992; Suter et *al.*, 1996; Ferrari et *al.*, 2012) y paleosismológica (Langridge et *al.*, 2000; Persaud et *al.*, 2006; Suñé-Puñol et *al.*, 2013), señalan que algunos de estos sistemas de fallas se encuentran activos en la actualidad y que han presentado actividad sísmica durante los últimos 20,000 años. Además, algunas ciudades como Taxco, Toluca, Celaya, Querétaro y San Luis Potosí se encuentran ubicadas a lo largo de algunas fallas del sistema SFTSMA.

Debido a que se ha observado vulcanismo activo (Nevado de Toluca), simicidad reciente (falla de Sandandila, Qro.) y fallas en el relleno sedimentario donde se asientan otras ciudades como Celaya, Querétaro; es indispensable conocer el potencial sísmico de estas fallas en comparación con otros sistemas de fallamiento activo observados en territorio mexicano.

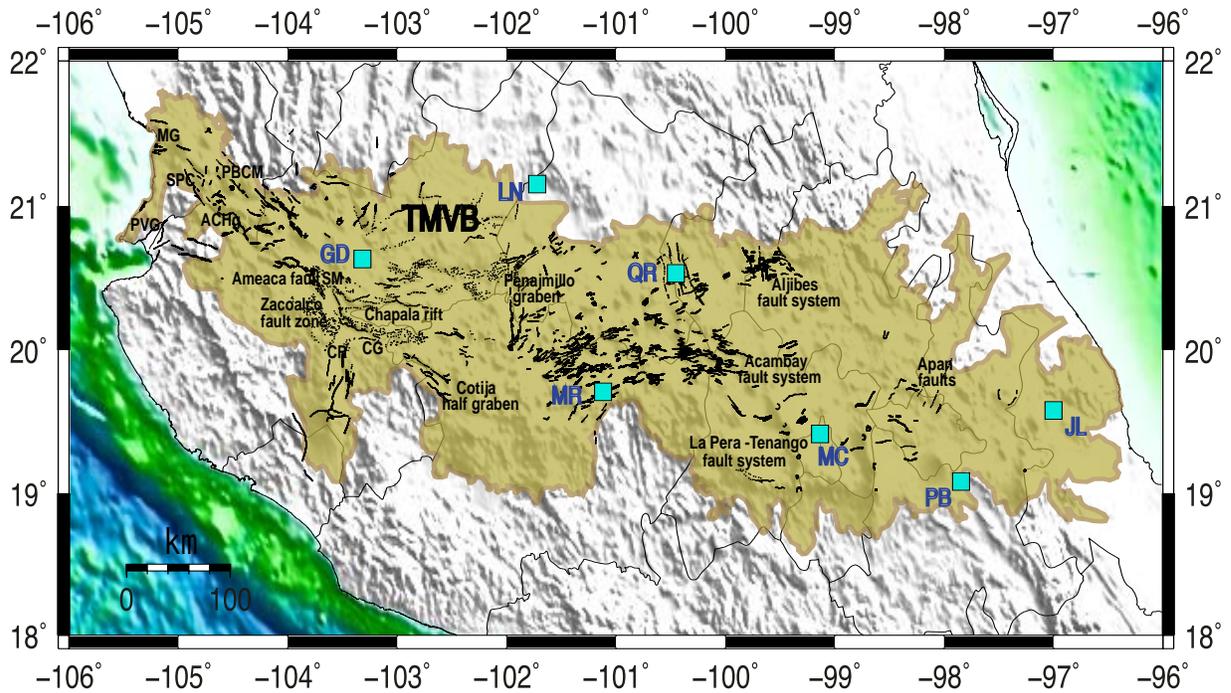


Figura 1.2: Distribución espacial de las estructuras tectónicas de la Faja Volcánica Transmexicana mapeadas hasta el momento. En esta nomenclatura, PVG: Puerto Vallarta graben, MG: Mecatán graben, SPC: San Pedro-Ceboruco graben, ACHg: Amatlán de Cañas half-graben, PBCM: Plan de Barrancas-Cinco Minas graben, SM: San Marco fault, CR: Colima rift, CG: Citlala graben. Asimismo, GD: Guadalajara, LN: León, MR: Morelia, QR: Querétaro, MC: Mexico city, PB: Puebla, JL: Jalapa y TMVB: Trans-Mexican Volcanic Belt. La información presentada es tomada de Ferrari et al. (2012).

1.2. Evaluación del peligro y riesgo sísmico.

Es común que el concepto de peligro tienda a malinterpretarse o ser descrito en términos de vocablos que, en conjunto, realmente definen el concepto de riesgo. El peligro sísmico es una función que representa la probabilidad de que un evento sísmico alcance o exceda determinado valor de intensidad en determinado sitio y en cierta ventana temporal. Tal función, está parametrizada por el periodo de retorno de la amenaza, el área de impacto y la magnitud del daño.

Por otro lado, el riesgo sísmico en un sitio es una función de probabilidad que depende del potencial sísmico de la zona circundante y de la vulnerabilidad y exposición de individuos y estructuras ante los efectos de estos fenómenos naturales. Generalmente, el riesgo sísmico se expresa como la posibilidad de una pérdida frente a una amenaza.

A diferencia del peligro y riesgo sísmico, ni la vulnerabilidad ni la exposición son funciones probabilísticas pues, de acuerdo a la Comisión Económica de las Naciones Unidas para América Latina y el Caribe (2004), la vulnerabilidad se define como “un conjunto de condiciones y procesos resultado de factores físicos, sociales, económicos y ambientales que incrementan la susceptibilidad de una comunidad ante el impacto de una amenaza”. Asimismo, la exposición, expresión frecuentemente sujeta a interpretaciones poco consistentes, se define como el conjunto de elementos en riesgo, entre éstos, la población, las edificaciones y obras civiles, las actividades económicas, los servicios públicos, las utilidades, la infraestructura expuesta en determinada área, etc.

En opinión del autor, tal definición es análoga al concepto de vulnerabilidad, por lo que, coincidiendo con Cardona (2011), se considera que esta variable debería ser eliminada por considerarla implícita dentro de la definición de vulnerabilidad. Sin embargo, éste no es el tema a discutir en la presente investigación.

El modelo más usado para cuantificar el riesgo sísmico, está dado por la expresión:

$$P_{EA} = \sum_{i=1}^N \int_{M_0}^{M_u} -\frac{d\lambda}{dM} E(P|E) dM \quad (1.1)$$

donde P_{EA} es la pérdida anual esperada o el riesgo, $E(P|E_i)$ es el valor esperado de pérdida dada la ocurrencia de un evento i (dígase la vulnerabilidad) y $f(\lambda, M) = \int_{M_0}^{M_u} -\frac{d\lambda}{dM} dM$, es la tasa de ocurrencia anual de un evento i , es decir; el peligro.

De este modo, para poder evaluar el riesgo sísmico en un sitio, es necesario determinar varios aspectos, entre los que destacan:

1) El historial sísmico de la zona de interés: Esto se refiere a la ocurrencia de sismos de gran magnitud que hayan tenido un efecto significativo en la región.

2) Las dimensiones físicas de las fallas y las condiciones de actividad de las mismas (tiempos de retorno característicos, tasas de deslizamiento anual, magnitudes máximas esperadas, etc.).

3) Las relaciones de atenuación que gobiernan en el sitio de interés: Todas las relaciones de atenuación sísmica o GMPE's (Ground Motion Prediction Equations) varían de acuerdo al régimen tectónico al que pertenezcan los sismos en cuestión, así como a las condiciones físicas del terreno que se esté estudiando. Ciertamente, serán diferentes las relaciones de atenuación para sismos interplaca, intraplaca o corticales, así como si la zona es un arco volcánico, una cuenca rica en sedimentos o un suelo rocoso, rígido y compactado.

4) La respuesta del suelo ante el campo de desplazamientos inducido por determinado tipo y tamaño de sismo.

5) La probabilidad de ocurrencia de dichos sismos como función del tiempo: La determinación de las tasas de excedencia pueden ser obtenidas, en una primera aproximación, a partir de datos instrumentados, descripciones históricas y estudios paleosismológicos.

6) Las condiciones de vulnerabilidad, tanto de la comunidad como de su infraestructura, ante la presencia de tales eventos.

En este estudio, se pretende cuantificar exclusivamente el peligro sísmico característico de la zona en vías de que, en un futuro cercano, la caracterización del riesgo sísmico en la FVTM sea una realidad palpable. Tal condición, sólo será satisfecha si se contasen con más estudios de microzonificación, con más y mejores datos de movimientos fuertes y con un número mayor de investigaciones que evalúen la vulnerabilidad física, estructural, socioeconómica, cultural, institucional, etc., de millones de seres humanos que habitan en la región.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. Sismicidad histórica con epicentros en la FVTM

Cuando se piensa en la actividad sísmica que caracteriza al territorio mexicano, es inevitable no recordar las trágicas historias relatadas por aquellos habitantes de la ciudad de México que experimentaron la sacudida del sismo del 19 de septiembre de 1985 o las impactantes imágenes de ciudades como Acapulco o Pinotepa Nacional que han sido seriamente afectadas por sismos de subducción que han tenido lugar en la costa del Pacífico mexicano. Sin embargo, es poco común pensar en los daños sufridos en ciudades ubicadas en la región central de México pues, a pesar de la presencia destructiva de los sismos de Acambay en 1912 y Jalapa en 1920, no existe una memoria colectiva de los daños potenciales que pudiesen sufrir las grandes ciudades mexicanas en la densamente poblada FVTM, debidos a sismos locales.

Entre los sismos registrados instrumentalmente en la Faja Volcánica, se encuentra el sismo del 19 de noviembre de 1912 que ocurrió en la región de la población de Acambay, estado de México. Dicho sismo fue bien documentado por Urbina y Camacho (1913) y tuvo una magnitud $M_w = 6.8$. En Acambay y sus alrededores, se experimentaron fuertemente los estragos de tal acontecimiento pues, a su paso, este sismo dejó gran destrucción y muerte.

De igual modo, es importante aludir al sismo de Jalapa del 4 de enero de 1920 ($M_s = 6.4$). De acuerdo con Suárez (1992), este temblor ha sido el segundo evento sísmico más mortífero en la historia de México precedido únicamente por el gran sismo del 19 de septiembre de 1985 en Michoacán. La mayor parte de las casi 800 víctimas de este sismo, se debieron a las avalanchas de lodo que se generaron por los deslizamientos ocurridos en los taludes del cauce del Río Pescados (Flores y Camacho, 1922).

Además de estos sismos registrados instrumentalmente, existen diversos ejemplos de sismos históricos de magnitud importante localizados dentro de los límites geográficos de los depósitos volcánicos de la FVTM que han tenido gran impacto en la sociedad mexicana.

El primer ejemplo, es el sismo del 27 de diciembre de 1568, el cual, tuvo lugar en el estado de Jalisco, muy próximo a Guadalajara. Este evento, parece estar relacionado con una de las fallas asociadas a la zona de unión triple de los grábenes de Chapala, Tepic-Zacoalco y Colima. De acuerdo con Suárez y otros (1994), este evento tuvo una magnitud $M > 7$.

Otro ejemplo interesante, es el sismo del 19 de junio de 1858 registrado a pocos kilómetros de la ciudad de Morelia ($M_w \approx 7.6$ de acuerdo con Suárez y Jiménez, 2013). Aparentemente, éste es el sismo más grande que ha ocurrido en la FVTM desde el siglo XVI y provocó importantes daños, tanto en la parte central del estado de Michoacán como en la ciudad de México.

Asimismo, se puede mencionar el sismo del día 11 de febrero de 1875, localizado al noroeste de Guadalajara. Tal evento, tuvo una magnitud $M_w \approx 7.0$ (Suárez y Jiménez, 2013) y causó algunas muertes y daños en Guadalajara y ciudades circunvecinas (García-Acosta y Suárez, 1996).

Por otra parte, se puede citar el sismo del 8 de mayo de 1887, posiblemente localizado en las cercanías de Landa y Jalpan en el estado de Querétaro. Suárez y Jiménez (2013), sugieren que este sismo tuvo una magnitud $M_w \approx 6.1$. Este evento provocó el desplome de algunas edificaciones y generó gran caos y angustia entre los pobladores de la región.

Es importante hacer notar que, sistemas de fallas geológicas como la de Acambay, Venta de Bravo, Chapala o aquella que rompió en el año 1920, se ubican a menos de algunas decenas de kilómetros de distancia de ciudades tan densamente pobladas como México, Guadalajara, Morelia, Puebla y/o Jalapa.

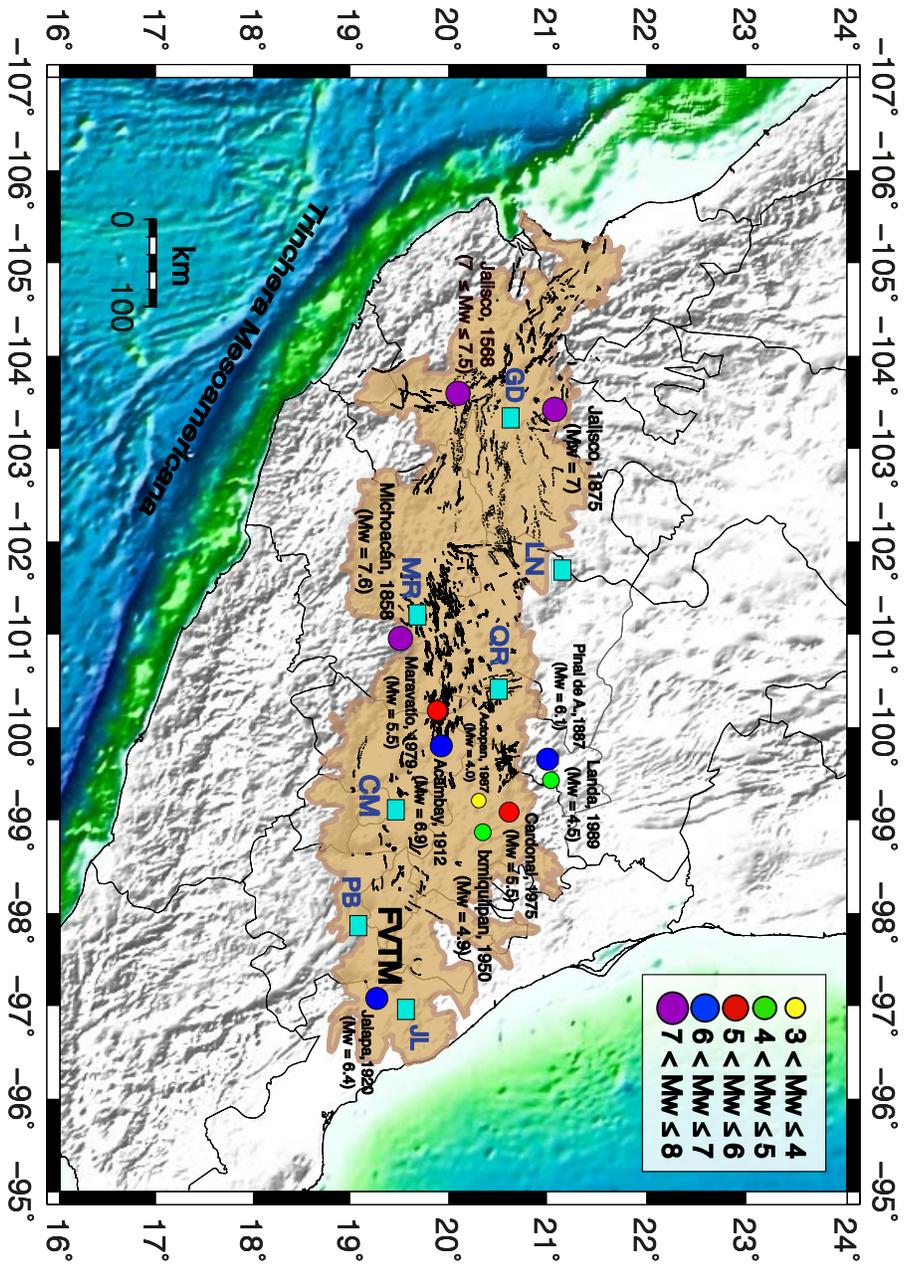


Figura 2.1: Distribución espacial y temporal de la sismicidad histórica e instrumentada más relevante que ha tenido lugar en la FVTM desde el siglo XVI a la fecha. En esta nomenclatura, GD: Guadalajara, LN: León, MR: Morelia, QR: Querétaro, CM: Ciudad de México, PB=:Puebla, y JL: Jalapa.

De acuerdo con el Censo de Población y Vivienda (INEGI, 2010), más de 43 millones de personas viven en ciudades y comunidades ubicadas en la FVTM. Esta cifra representa casi el 40 % de la población del país y demuestra que, la evaluación del peligro sísmico de esta provincia geológica, debe considerarse como una labor prioritaria.

Para sensibilizar al lector sobre la alta concentración de habitantes en la zona de estudio, se le invita a observar con detalle la Fig. 2.2:



Figura 2.2: Imagen de satélite tomada en 2012 que muestra una visión nocturna de México. En ella, se puede apreciar que la zona más iluminada del país es la región central, la cual, coincide con ser la FVTM. Ésta, es una evidencia que muestra qué tan densamente poblada es esta provincia geológica en comparación que el resto del territorio mexicano. Cortesía: Google Maps.

2.2. Planteamiento del problema

Con base en la información reportada en la Fig. 2.1, parece ser que el potencial sísmico de la Faja Volcánica Transmexicana, aunque bajo, no es nulo. Sin embargo, la alta densidad poblacional de la región sugiere que la vulnerabilidad de pobladores y estructuras ante sismos es alta.

En la actualidad, los estudios de peligro sísmico en México (y particularmente en la FVTM) realizados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y/o el Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP), consideran casi exclusivamente a los sismos de subducción en la costa del Pacífico mexicano como la mayor amenaza de naturaleza sísmica que los habitantes de la región central del país habrán de enfrentar. En tales estudios, no se considera la presencia de los grandes sismos históricos corticales en la FVTM (Fig. 2.3).

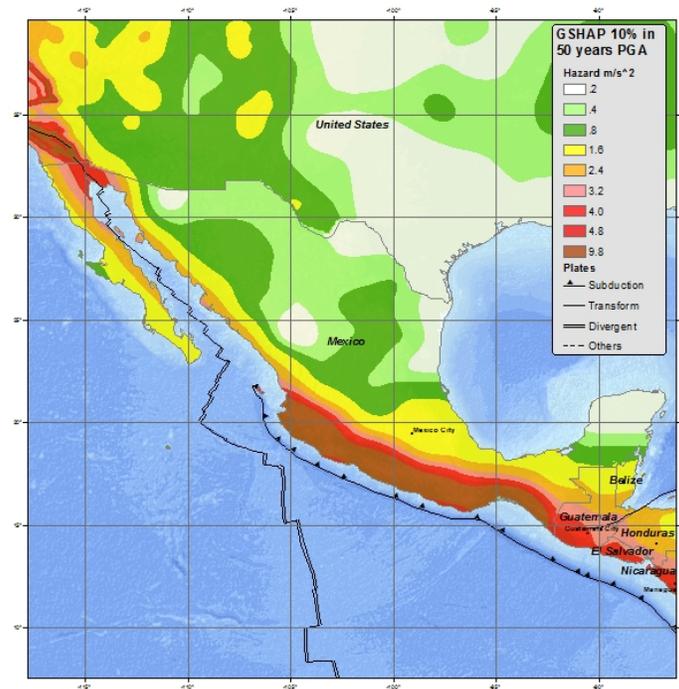


Figura 2.3: Mapa de peligro sísmico de México para un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida útil, (periodo de retorno de 500 años). Como puede apreciarse, el cálculo de aceleraciones espectrales en la FVTM se lleva a cabo tomando en cuenta los sismos de subducción en la Trinchera Mesoamericana y los sismos de profundidad intermedia en la costa del Pacífico mexicano como las únicas fuentes sísmicas presente en la zona. Tomada del Annali di Geofisica (1999).



Figura 2.4: Mapa de aceleraciones máximas del suelo para un periodo de retorno de 500 años reportado por Ordaz, (2004). En comparación con la Fig. 2.3, este mapa reporta intensidades máximas esperadas en la FVTM que oscilan entre 35 y 200 gales para este periodo de retorno.

La tasa de sismicidad tan baja observada en la región, hace difícil llevar a cabo un análisis probabilístico de peligro sísmico. No obstante, si se ampliase el periodo observacional incorporando datos históricos al catálogo sísmico, los resultados podrían reflejar la realidad más objetivamente y ayudarán a enfrentar de manera más adecuada este tipo de fenómenos.

De este modo, el problema se centra esencialmente en responder lo siguiente:

- ¿Es posible reproducir una muestra estadísticamente representativa para caracterizar el peligro sísmico de una provincia geológica de esta naturaleza con poco más de 150 años de datos?

- ¿Estarán subestimados los cálculos de aceleraciones máximas esperadas en determinadas localidades de la FVTM para ciertas tasas de excedencia? Y si así lo es, ¿Será necesario modificar ciertos códigos de construcción en vías de crear estructuras más resistentes y, así, mitigar de manera más eficiente el riesgo sísmico que se vive en la región?

2.3. Hipótesis

Se piensa que los cálculos de aceleración máxima del suelo (PGA's) en la Faja Volcánica Transmexicana determinados con base en el registro instrumental para ciertos periodos de retorno podrían estar subestimados de manera significativa.

2.4. Objetivos

2.4.1. Objetivos generales

El objetivo del presente proyecto de investigación, es la elaboración de un mapa de peligro sísmico y un mapa de peligro uniforme que, en un sentido probabilístico, exhiban las aceleraciones máximas que pueden ser esperadas en la FVTM y en la región central de México para tiempos de retorno de 100, 500, 2500 y 10,000 años, los cuales, son los periodos comúnmente utilizados por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

De igual manera, otro objetivo a satisfacer es la determinación de las probabilidades de ocurrencia de sismos de diversas magnitudes en algún lugar de la Faja Volcánica Transmexicana en los próximos años. Este análisis, basado en la colección de datos contenidos en el catálogo sísmico, supondrá que esta provincia geológica tendrá el mismo comportamiento tectónico que ha presentado durante los últimos 150 años.

2.4.2. Objetivos particulares

El primer objetivo por cumplir, es crear un catálogo sísmico que, además de contener datos históricos, incluya eventos instrumentados reportados por las redes sismológicas más confiables disponibles hasta el momento.

Asimismo, será necesario adoptar un modelo de sismicidad que permita determinar, de manera estadística, las tasas de excedencia promedio de sismos de determinadas magnitudes. Dado que la sismicidad en la zona de estudio es baja, es indispensable proponer diversas funciones de densidad de probabilidad que permitan calcular las probabilidades de ocurrencia de sismos de diferentes tamaños en una relación de correspondencia con el tiempo.

Al integrar estas funciones en t , será posible obtener funciones de probabilidad acumulada, las cuales, podrán ser empleadas para estimar las probabilidades condicionales de acaecimiento de sismos en algún sitio de la FVTM en los años venideros.

De igual modo, será obligatorio emplear una relación de atenuación calibrada para alguna región del mundo que presente características tectónicas similares a la FVTM.

Por último, el objetivo final es obtener curvas de peligro sísmico y peligro uniforme para las ciudades más pobladas de la FVTM, las cuales, se verán representadas mediante un mapa de peligro sísmico y un mapa de peligro uniforme para cuatro periodos de retorno (100, 500, 2500 y 10000 años, respectivamente).

Capítulo 3

Metodología

La evaluación del peligro sísmico en la FVTM, se llevó a cabo adoptando la metodología de Cornell (1968) y Esteva (1968), y empleando el programa de cómputo CRISIS 2015, versión mejorada de CRISIS 2007 (Ordaz et *al.*, 2007). Dicha metodología, es representada mediante un diagrama de flujo (Fig. 3.1), y se describe de manera detallada a continuación:

3.1. Modelo de fuentes sísmicas

La Figura 1.2, revela que la distribución espacial de estructuras tectónicas en la FVTM abarca gran porcentaje de la superficie de esta provincia geológica. Probablemente, la presencia de fallas ciegas y/o la carencia de mapeos detallados en la zona, puedan explicar la falta de homogeneidad en cuanto a la densidad de fallas geológicas en todo el CVTM se refiere. La idea de que la corteza de la FVTM se encuentre totalmente cubierta por fallas superficiales no es del todo descabellada si se considera, por ejemplo, que no existen reportes de expresiones superficiales de fallas del Cuaternario tardío en localidades circunvecinas a las regiones epicentrales de los sismos de Pinal de Amoles (1887), Ixmiquilpan (1950), Cardonal (1975), Actopan (1987) o Landa (1989).

Con esto en mente, se propone que el modelo de fuentes sísmicas para este estudio sea una sola fuente de dimensiones semejantes al arco volcánico, sin implicar por ello, que ésta sea una única falla con tales características físicas. En otras palabras, el presente análisis probabilístico se basará en suponer que la superficie de la FVTM está cubierta por fallas activas que podrían romper en sismos de hasta determinada magnitud.

Aparentemente, no todas las fallas de la Faja Volcánica Transmexicana presentan actividad Cuaternaria (Ferrari, comunicación personal). Sin embargo, la suposición de que cualquier falla de la FVTM pueda generar un sismo representa el escenario de peligro sísmico más pesimista.

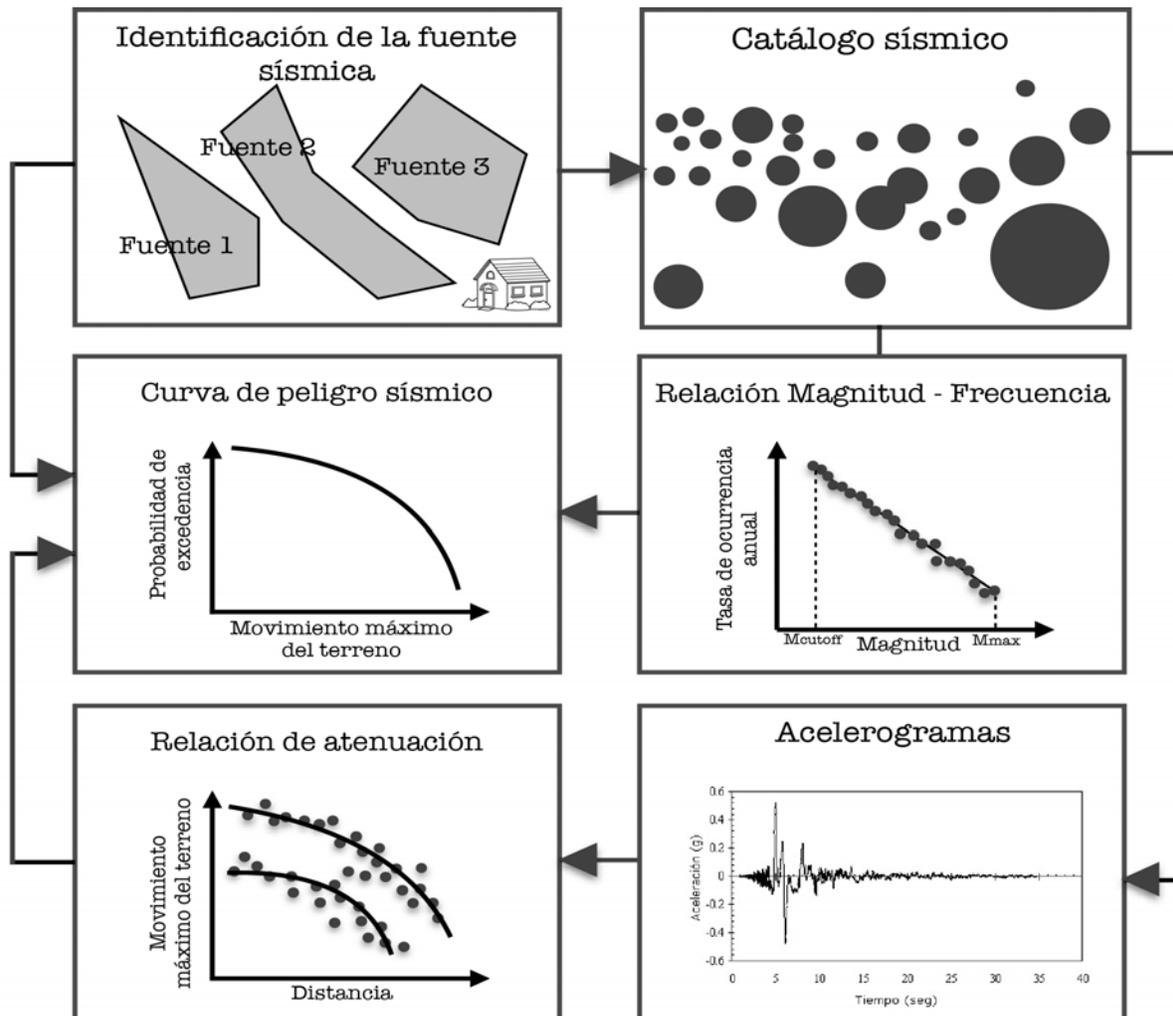


Figura 3.1: Diagrama de flujo que representa la metodología a seguir en el presente proyecto de investigación.

3.2. Catálogo sísmico

Para llevar a cabo un análisis probabilístico de peligro sísmico objetivo, es necesario contar con la mayor cantidad de información posible. En este sentido, el catálogo está conformado por la información de sismos registrados instrumentalmente y por datos obtenidos a partir de descripciones históricas. Por un lado, la información referente a sismos instrumentales, fue extraída de los catálogos sísmicos disponibles más completos (ISC, USGS, Global CMT, SSN) mientras que, por el otro, las localizaciones y magnitudes de sismos históricos, se conocen a partir de los resultados de Suárez y Jiménez (2013).

3.2.1. Estudio de sismos históricos en la FVTM

El análisis de la sismicidad histórica, consiste en determinar los parámetros epicentrales de sismos antiguos a partir de datos de intensidad reportados en la literatura.

La expresión que permite relacionar la intensidad producida por un sismo con su magnitud y localización, está descrita por:

$$I_{ij} = c_1M + c_2 \log d_{ij} + c_3 \quad (3.1)$$

donde I_{ij} describe el valor de intensidad experimentado en un punto j excitado en i y d_{ij} representa la distancia entre ambas localidades.

En el caso de sismos históricos, la única variable conocida es la intensidad por lo que, para resolver el sistema de ecuaciones, es necesario determinar los parámetros c_1 , c_2 y c_3 analizando la variación de la intensidad con la distancia de sismos instrumentados.

Dado que no hay suficientes sismos en la FVTM, no es posible obtener una calibración de la intensidad en función de la distancia y la magnitud con incertidumbres aceptables. De este modo, es necesario adoptar curvas de calibración que permitan determinar de manera experimental los valores numéricos de dichos parámetros.

La metodología propuesta por Bakun y Wentworth (1997), consiste en estimar la atenuación de la intensidad como función de la distancia para sismos de diferentes magnitudes. Los resultados de atenuación son usados como información de entrada para un problema de inversión que permite estimar, en una búsqueda sobre una malla, la magnitud y localización de sismos históricos, minimizando los errores en un sentido de mínimos cuadrados.

Basándose en esta metodología, Suárez y Jiménez (2013) determinaron la magnitud y coordenadas epicentrales de tres sismos históricos que han tenido lugar en la FVTM: Michoacán 1858, Jalisco 1875 y Pinal de Amoles 1887.

Como ejemplo del trabajo realizado, se presenta la siguiente figura a continuación:

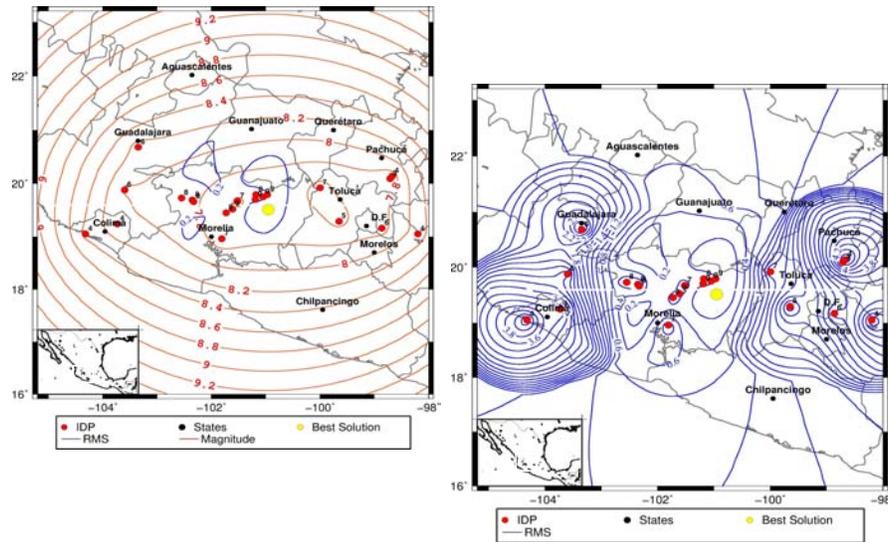


Figura 3.2: Determinación experimental de la magnitud y localización del sismo de Michoacán de 1858 obtenidas por Suárez y Jiménez (2013). La figura de la izquierda representa, en rojo, isosistas y, en amarillo, la solución de mínimo error en la localización del sismo y la figura de la derecha reproduce los errores asociados al problema de inversión.

3.2.2. Base de datos

El catálogo sísmico utilizado en el cálculo de peligro sísmico contiene la magnitud y ubicación, espacial y temporal, de sismos con epicentros en la FVTM ocurridos entre el día 19 de junio de 1858 y el 6 de julio de 2012. En total, se dispone de 587 eventos con magnitudes mayores a cero y profundidades ≤ 33 km (condición que responde a la necesidad de considerar exclusivamente sismos en la corteza y evitar, en la medida de lo posible, alguna *contaminación* de sismos de subducción (ubicados en la zona de contacto entre la placa Norteamericana y la placa de Cocos) o sismos intraplaca de profundidad intermedia (localizados dentro de la placa oceánica).

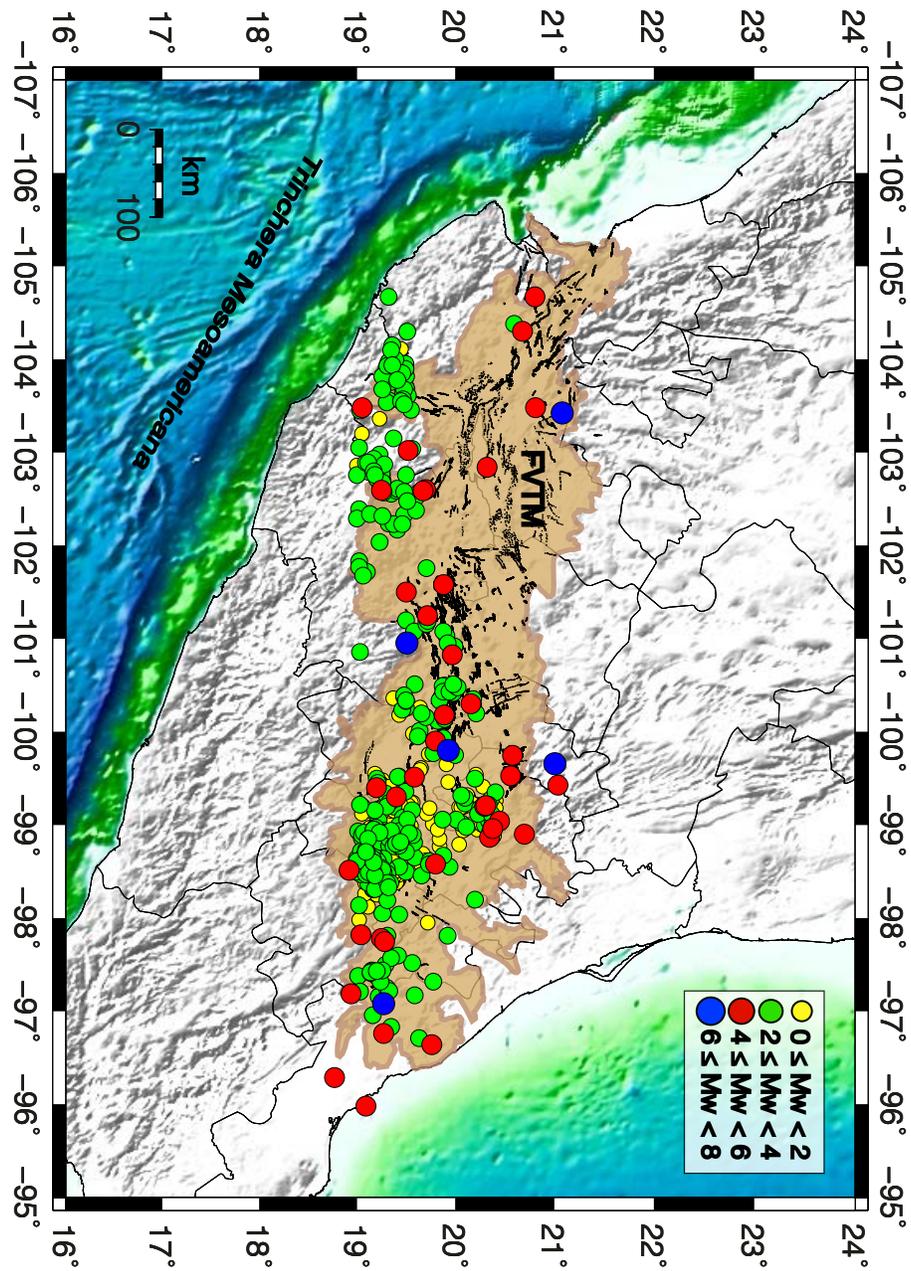


Figura 3.3: Carta epicentral que muestra la distribución espacial de sismos ocurridos en la FVTM entre 1858 y 2012. Vale la pena recordar que así como el vulcanismo ha migrado hacia el Sur en los últimos 7 Ma, también la actividad tectónica lo ha hecho. Las fallas con evidencia de actividad Cuaternaria tienden a estar ubicadas en la mitad sur, lo que concuerda con esta gráfica (Ferrari, comunicación personal).

Aunque se tiene certeza que éste es uno de los catálogos más robustos de la región, no es posible garantizar la completitud del mismo. Esto se sabe pues, de acuerdo con García-Acosta y Suárez (1996) y Suárez y Jiménez (2013), existe evidencia que sugiere que al menos otros 14 sismos históricos ($5.5 \leq M \leq 6.5$) han tenido lugar en la FVTM durante los últimos 300 años. Sin embargo, la cantidad de datos de intensidad es tan limitada que no es posible considerarlos como parte del catálogo sísmico.

3.3. Modelo paramétrico de sismicidad

Uno de los modelos estadísticos más usados para determinar la tasa de ocurrencia de sismos en el mundo es la distribución Gutenberg-Richter. Esta relación es resultado directo de las observaciones de datos disponibles a lo largo del siglo XX y establece que el número de sismos que ocurren en determinada ventana temporal es una función que depende de la magnitud de estos eventos. La cuantificación de esta relación de frecuencia-magnitud fue inicialmente propuesta por Ishimoto e Ida (1939) en Japón, así como por Gutenberg y Richter (1944, 1954) en Estados Unidos, y puede ser expresada como:

$$\log_{10}N = a - bM \quad (3.2)$$

donde N es el número de sismos con magnitudes mayores o iguales a M que ocurren en un determinado período de tiempo y en cierta región del espacio.

Esta distribución, está descrita por una relación de correspondencia lineal entre M y N , la cual, está parametrizada por a y b . Por un lado, el valor a es una medida del nivel de sismicidad regional (Kossobokov y Keilis-Borok, 2000); es decir, representa la extrapolación de la recta hasta las magnitudes más pequeñas. Por el otro, el parámetro b es la pendiente de esta relación de correspondencia que varía de región a región, pero que se encuentra, generalmente, entre $0.8 < b < 1.2$.

Aunque el número de sismos depende del nivel de actividad sísmica de la zona de estudio, la frecuencia relativa (los terremotos $M > 6$ son 10 veces más comunes que los sismos $M > 7$), del periodo escogido y de las incertidumbres asociadas a la estimación de magnitudes de eventos previos a la invención del sismómetro (1890), parece ser que el decaimiento logarítmico prevalece.

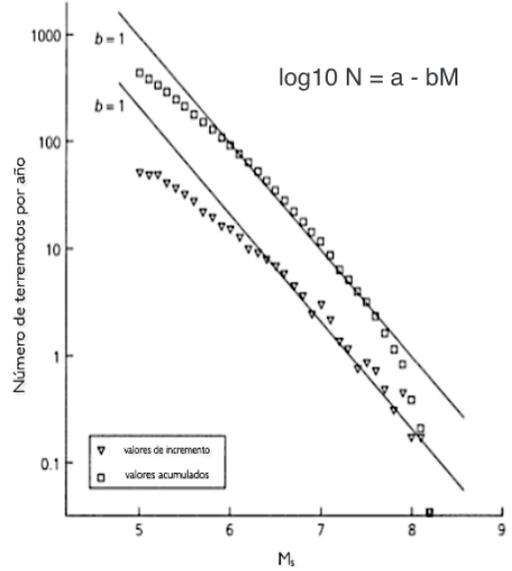


Figura 3.4: Representación gráfica de la relación frecuencia - magnitud para todos los sismos $M_s \geq 5.0$ listados en el catálogo del Centro Nacional de Información sobre Terremotos (NEIC, USGS) entre 1968 y 1997. El logaritmo del número de sismos como función de la magnitud resulta en una recta con pendiente cercana a la unidad. Los valores se muestran tanto en una curva acumulativa (inferior) para el número de sismos por año con magnitud mayor o igual a un determinado valor, como en una curva de incremento (superior) en particiones de magnitud de 0.1. Modificada de Stein y Wyssession (2003).

Por ejemplo, se ha estimado que, en los últimos 1300 años, Japón ha tenido cerca de 190 sismos de $M > 7$ y 20 sismos $M > 8$. De manera análoga, desde 1816 se han registrado 180 terremotos $M > 6$, 24 con $M > 7$ y 1 con $M > 8$ en el sur de California, mientras que, en la región sísmica de New Madrid (en la parte central de EUA), se han tenido 16 sismos de magnitud $M > 5$ y dos sismos de $M > 6$ (Stein y Wyssession, 2003).

Finalmente, se puede llevar a cabo una caracterización sísmica *conservadora* que permita estimar el número anual de sismos esperados en una región, acotando la extrapolación de la relación Gutenberg-Richter a una magnitud máxima observada M_{max} . Este modelo es conocido como Gutenberg-Richter modificado, y está descrito por la ecuación:

$$\lambda(M) = \lambda_c \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_{max}}}{e^{-\beta M_c} - e^{-\beta M_{max}}}, \quad (3.3)$$

donde $\lambda_c = N/A$ es la tasa de excedencia del sismo de magnitud mínima M_c (o de completitud) y $\beta = 1/\bar{M} - M_0 = b \ln(10)$. A su vez, N es el número de sismos con magnitud $M \geq M_c$ y A es la duración del catálogo en años.

3.4. Modelo no paramétrico de sismicidad

La distribución de Gutenberg-Richter, ha demostrado reproducir las tasas de excedencia de sismos en localidades próximas a fronteras entre placas o en fallas sísmicamente tan activas como la falla de San Andrés. No obstante, existen otras fuentes sísmicas, como la Faja Volcánica Transmexicana, que presenta una distribución anómala del número de sismos en función de sus tamaños que resulta, ciertamente, difícil de parametrizar.

En esta investigación, se propone estimar el peligro de la región modelando su sismicidad de maneras paramétrica y no paramétrica. En la modalidad tradicional, se determinará la relación Gutenberg-Richter para sismos instrumentados usando el método de máxima verosimilitud (Modelo A), mientras que, en el modo no convencional, se fusionarán las tasas de excedencia de sismos, tanto históricos como instrumentados, contenidos en el catálogo (Modelos B y C que serán ampliamente descritos más adelante).

De esta forma, se generarán cotas máximas y mínimas de peligro sísmico en la zona, las cuales, representarán las incertidumbres epistémicas asociadas a la evaluación del PSHA en la FVTM.

3.5. Probabilidad de ocurrencia de sismos en la FVTM

3.5.1. Funciones de densidad de probabilidad

Dado que no se cuenta con suficiente información sobre el carácter sísmico de la Faja Volcánica Transmexicana (puesto que la sismicidad es baja y la historia que cuenta la sismología instrumental en México es corta), se desconoce cuál es la función de densidad de probabilidad que podría modelar, en primera aproximación, la probabilidad de ocurrencia de sismos en la provincia geológica.

Es por ello que, en esta investigación, se proponen diferentes modelos probabilísticos que permiten determinar tales probabilidades empleando como parámetros, las tasas de excedencia predichas por la distribución Gutenberg-Richter.

Distribución Normal

Algunos datos, al graficarlos como histograma, generan una curva en forma de campana conocida como una curva o distribución normal. Dichas distribuciones normales, son simétricas con respecto a un máximo central ubicado en la media (o mediana para esta distribución) de los datos. El 50% de la distribución se encuentra a la izquierda de la media y el restante 50%, a la derecha de la misma.

Por otro lado, la dispersión de una distribución normal está controlada por la desviación estándar σ . Mientras más pequeña sea σ , mayor será la concentración de los datos alrededor de la media.

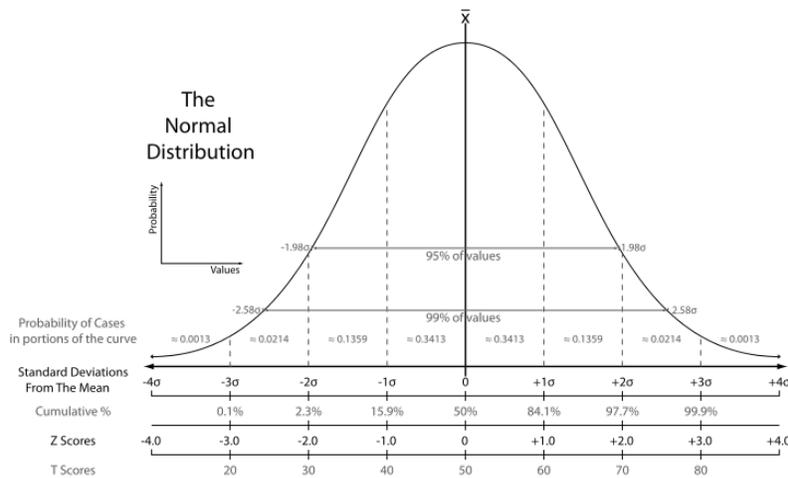


Figura 3.5: Curva en forma de campana que describe una distribución normal o gaussiana. En el eje horizontal se grafican los datos mientras que, en el vertical, se presenta la cantidad de los mismos.

De la Fig. 3.5, se puede apreciar que, aproximadamente, 19.1% de los datos normalmente distribuidos se localizan entre la media (el pico) y 0.5 desviaciones estándar a la derecha (o izquierda). De hecho, si se suman los porcentajes, es fácil ver que:

- 50% de la distribución se localiza entre la media y 0.68 desviaciones estándar.
- 68% de la distribución se encuentra entre la media y una desviación estándar.
- 95% de la distribución se encuentra entre la media y dos desviaciones estándar.

- 99 % de la distribución se encuentra entre la media y 3 desviaciones estándar.

De este modo, se puede parametrizar una función de densidad de probabilidad normal como:

$$f(x, \sigma, \mu) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp^{-((x-\mu)^2)/2\sigma^2}, x \in (-\infty, \infty). \quad (3.4)$$

Distribución Log-Normal

En teoría de probabilidad, una distribución log-normal es la función de probabilidad de una variable aleatoria cuyo logaritmo está normalmente distribuido. Si Y es una variable aleatoria con una distribución normal, entonces $X = \exp(Y)$ tiene una distribución log-normal o, de igual modo, si X está log-normalmente distribuida, entonces $Y = \log(X)$ está normalmente distribuida. La función de densidad de probabilidad de una distribución log-normal con parámetros σ y μ está dada por:

$$f(x, \sigma, \mu) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma x} \exp^{-(\ln(x)-\mu)^2/2\sigma^2}, x \in (0, \infty). \quad (3.5)$$

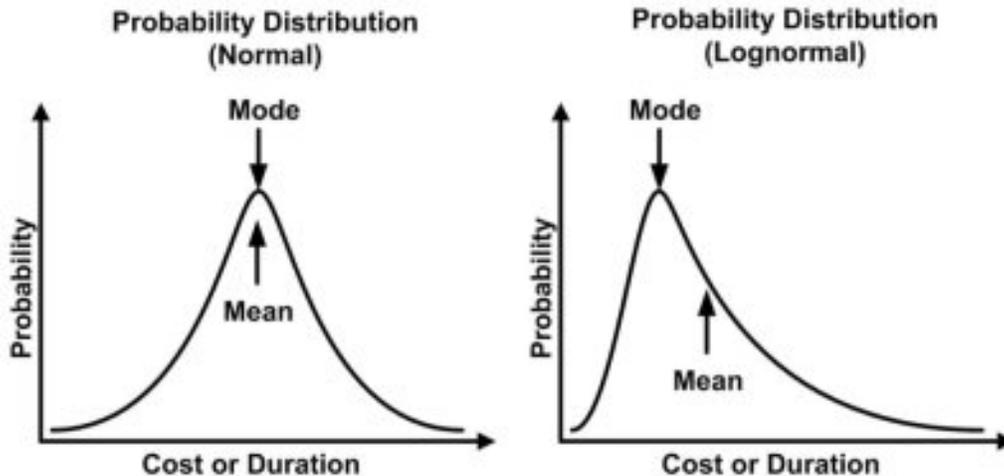


Figura 3.6: Ejemplo de una función de densidad de probabilidad de distribución log-normal. Nótese que, a diferencia de la distribución gaussiana, la campana no es simétrica con respecto a la media, la cual, no coincide numéricamente con la moda ni la mediana de la distribución.

Distribución Weibull

La función de densidad de probabilidad de una distribución Weibull es una función continua parametrizada por una variable aleatoria que se denota como:

$$f(x, \lambda, \beta) = \frac{\beta}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{\beta-1} \exp^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^\beta}, x \geq 0. \quad (3.6)$$

donde $\beta > 0$ es el parámetro de forma y $\lambda > 0$ es el parámetro de escala de la distribución.

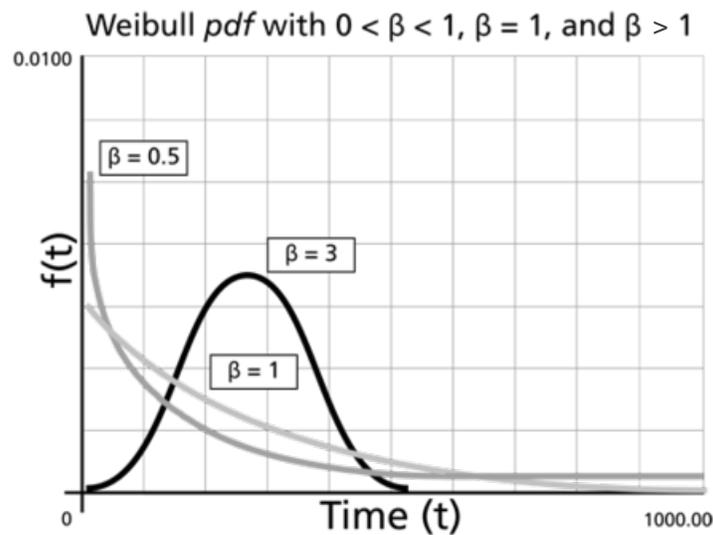


Figura 3.7: Funciones de densidad de probabilidad de distribuciones Weibull con diferentes parámetros de forma β .

Como se puede observar en esta figura, la forma de la función de densidad de probabilidad de una distribución Weibull es altamente dependiente del valor de β . Para $0 < \beta < 1$, la función de densidad tiende a ∞ cuando x tiende a cero. Para $\beta = 1$, la función de densidad de probabilidad tiende a $1/\lambda$ cuando x tiende a cero. Finalmente, para $\beta > 1$, la función tiende a cero cuando x se aproxima a cero, crece hasta su moda y decrece después de este valor.

Distribución de Poisson

La distribución de Poisson es una función de probabilidad discreta que describe la probabilidad de que un número dado de eventos ocurran en un intervalo de tiempo y/o espacio fijo, asumiendo que estos eventos ocurren a una tasa promedio conocida, la cual, es temporalmente independientemente del último evento. De igual modo, la distribución de Poisson puede ser empleada para otras variables aleatorias, tales como la distancia, el área o el volumen.

Se dice que una variable aleatoria discreta x tiene una distribución poissoniana con parámetro $\lambda = (t/\tau) > 0$ si, para $n = 0, 1, 2, \dots, n$, la función de densidad de probabilidad de x está dada por:

$$f(x, \tau, n) = \frac{(t/\tau)^n \exp^{-(t/\tau)}}{n!} \quad (3.7)$$

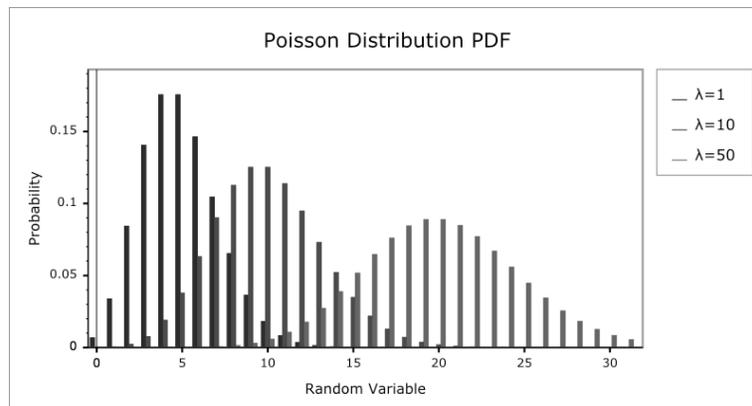


Figura 3.8: Funciones de densidad de probabilidad de distribuciones poissonianas asumiendo diferentes valores de λ .

En sismología estadística, la Ec. (3.7) modela la probabilidad de ocurrencia de n sismos en un área o falla durante un tiempo t . Así, $1/\tau$ resulta ser el número de sismos esperados en un año por la distribución Gutenberg-Richter, por lo que τ , es el periodo de retorno promedio de cada uno de ellos.

En este modelo, la probabilidad de que un sismo ocurra en un intervalo de tiempo t , empezando en este momento, no depende de cuándo es *ahora* pues, como se ha hecho mención, el proceso poissoniano no tiene *memoria*.

El carácter independiente del modelo de Poisson (en un sentido temporal), no es atractivo para el pensamiento intuitivo de algunos sismólogos, el cual, favorece la teoría del ciclo sísmico: Desde una perspectiva física, resulta menos probable que acaezca un gran sismo inmediatamente después de la ocurrencia otro evento importante pues, luego de la liberación de esfuerzos, es necesaria una acumulación de fuerzas como función del tiempo suficiente para exceder nuevamente el límite elástico de la estructura tectónica. Este análisis, por supuesto, no considera el fenómeno de réplicas, el cual, está descrito por leyes físicas de otra naturaleza.

No obstante, parece que este razonamiento no es adecuado para describir las observaciones pues, de acuerdo a Rong et *al.*, (2003), la probabilidad de ocurrencia de un gran sismo es más alta en un punto en donde ya tembló que en otro sitio donde no ha ocurrido un sismo de tamaño importante en mucho tiempo.

Rong y otros pusieron a prueba la hipótesis del gap publicada por McCann et *al.*, (1979) y actualizada por Nishenko (1991), y encontraron que 95% de los eventos esperados en segmentos de alto o moderado peligro sísmico del Cinturón de Fuego del Pacífico no ocurrieron ahí, sino en zonas donde grandes sismos tuvieron lugar previamente. Con base en ello, lograron concluir que la hipótesis del gap sísmico puede ser rechazada con un alto nivel de confiabilidad.

En este sentido, la evidencia sugiere que la probabilidad de ocurrencia de sismos en el mundo obedece una estadística poissoniana. No obstante, en opinión del propio autor, se piensa que aún es insuficiente la cantidad de datos sísmicos disponibles para poder ejercer cualquier juicio, sin embargo, se invita al lector a generar sus propias conclusiones al respecto.

3.5.2. Probabilidad condicional de sismos en la FVTM

El modelo más simple para determinar la probabilidad condicional de ocurrencia de sismos es la distribución de Poisson. En esta descripción, la probabilidad de que uno o más sismos ocurran está dada en función de la probabilidad de que ninguno de ellos lo haga. Usando la certidumbre $p = 1$ de que un sismo acontezca o no, se puede expresar la probabilidad condicional de una distribución poissoniana como:

$$p(n \geq 1, t, \tau) = 1 - p(0, t, \tau) = 1 - \exp^{-t/\tau} \quad (3.8)$$

Tradicionalmente, la probabilidad condicional de una distribución de Poisson es comparada con otros modelos probabilísticos dependientes del tiempo, cuyas funciones de probabilidad condicional se construyen de la siguiente manera:

Sea $P(T)$ la función de probabilidad acumulada que describe qué tan probable es que un sismo ocurra en un tiempo T a partir de un último sismo, es decir; la integral de alguna función de densidad de probabilidad.

$$P(T) = \int_0^T p(t, \tau, \sigma) dt \quad (3.9)$$

Entonces, la probabilidad condicional de que un sismo ocurra entre un tiempo T_0 (ahora) y un tiempo futuro T , dada la condición de que éste no ha ocurrido hasta T_0 , está descrita por el Teorema de Bayes, el cual, establece que la probabilidad condicional de que un evento A ocurra dado un evento B , puede ser expresada como la razón entre la probabilidad conjunta de que ocurran A y B y la probabilidad de ocurrencia de B , o sea:

$$P(A|B) = \frac{P(A, B)}{P(B)} \quad (3.10)$$

En sismología estadística, el Teorema de Bayes se puede interpretar como la probabilidad condicional $P(T, T_0)$ de que un sismo ocurra entre T_0 y T , dado que no ocurrió antes de T_0 , es decir; la razón de la probabilidad de que acaezca en tal intervalo de tiempo y la probabilidad de que sí ocurra para $t > T_0$, la cual, resulta ser:

$$P(T, T_0) = \frac{(P(T) - P(T_0))}{1 - P(T_0)} \quad (3.11)$$

Esta aproximación puede ser aplicada usando cualquier función de densidad de probabilidad dependiente del tiempo, tal como aquéllas descritas por las Ec. (3.4), (3.5) y/o (3.6).

3.6. Relación de atenuación

Debido a la escasez de datos de movimientos fuertes en la región, no se cuenta con una muestra significativa que permita calibrar relaciones de atenuación en la FVTM. Por ello, es necesario adoptar GMPE's que sean aplicables a un arco volcánico con estas características.

Dado que los sismos en la FVTM son eventos de naturaleza cortical, se consideró que, en una primera aproximación, utilizar la relación de atenuación propuesta por Abrahamson y otros (2014) para aproximar la decaimiento energético de ondas sísmicas en esta estructura geológica es razonablemente adecuado.

Estas GMPEs representan una aproximación empírico que describe la atenuación de los valores de respuesta espectral de las componentes vertical y horizontal promedio, aplicable a sismos corticales en regiones tectónicamente activas. Este modelo es aplicable al rango de magnitudes entre 3.0 y 8.5, distancias hipocentrales de 0 a 300 km y periodos espectrales de 0 a 10 s y se deriva del procesamiento de 15,750 de datos de movimientos fuertes de 326 terremotos incluidos en la base de datos del proyecto NGA- West 2 (New Generation Attenuation).

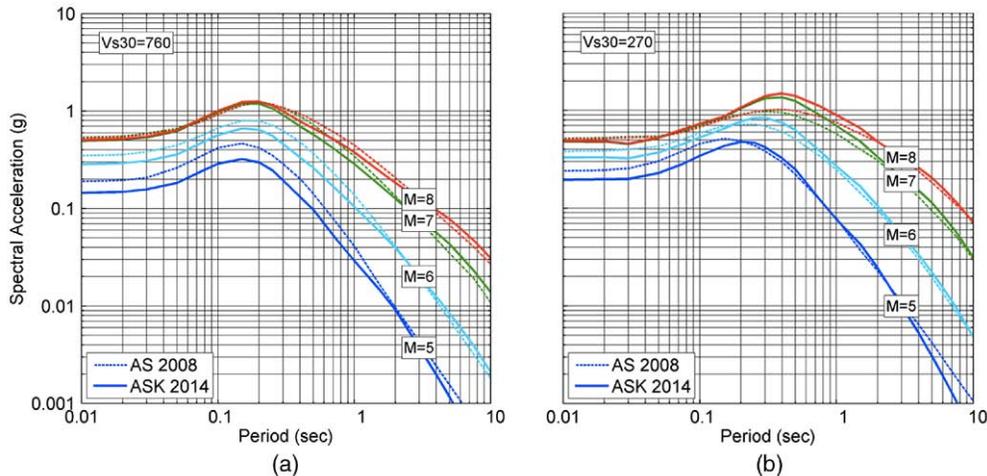


Figura 3.9: Comparación de las aceleraciones espectrales promedio para sismos de corrimiento de rumbo reproducidas por el modelo de Abrahamson y Silva (2008) y la GMPE propuesta por Abrahamson y otros (2014). En la gráfica del lado izquierdo, se asume una velocidad promedio de ondas S en los primeros 30 m de la corteza de 760 m/s y, en las curvas de la derecha; de 270 m/s.

3.7. Cálculo de peligro sísmico

El objetivo principal del análisis probabilístico de peligro sísmico es calcular la tasa (o la probabilidad) de exceder cierto valor de intensidad (dígase aceleración, velocidad, valor espectral de la velocidad, valor espectral del desplazamiento del suelo, valor medio de la intensidad Mercalli Modificada, etc.), en cierto sitio y en determinada ventana temporal.

Tradicionalmente, la aceleración pico es el parámetro físico más usado para cuantificar el movimiento del terreno. Dado que $\vec{F} \approx \vec{a}$, la estimación de PGA permite estimar las fuerzas laterales y los esfuerzos cortantes en los procedimientos de fuerzas estáticas equivalentes de ciertos códigos de construcción, así como en ciertos análisis de licuación del suelo.

Hoy día, el parámetro preferido es el espectro de respuesta de aceleración (SA), el cual, reproduce la aceleración máxima experimentada por un oscilador armónico amortiguado con un grado de libertad (representación más simple de la respuesta de un edificio). El periodo de tal oscilador, se escoge de acuerdo al periodo natural de oscilación de la estructura y los valores de amortiguamiento corresponden típicamente al 5 % del desplazamiento crítico.

De este modo, si las fuentes sísmicas han sido caracterizadas, si se han determinado las tasas de excedencia de los sismos que producen y si se conocen las leyes de atenuación que gobiernan en la zona de interés (incluyendo los efectos de la geología local); el cálculo probabilístico de peligro sísmico es conceptualmente viable.

Considere que el modelo de sismicidad ha estimado N escenarios de sismos E_n , cada uno de los cuales tiene una magnitud (M_n), localización (r_n) y tasa de excedencia ($\varphi(M_n, r_n)$). A partir de la localización de estos eventos, se puede determinar la distancia r_n al sitio donde se desea calcular el peligro sísmico probabilístico. Con M_n y r_n , la relación de atenuación predice que los posibles valores de intensidad para este escenario es:

$$\hat{Y}(a, \sigma, \mu) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma a} \exp^{-(a-\mu(M_n, r_n))^2/2\sigma^2}, a = \ln(PGA) \quad (3.12)$$

Sin embargo, el interés de los ingenieros radica en saber cuál es la probabilidad de exceder cada $\ln(PGA)$, por lo que es necesario integrar la Ec. 3.12 como sigue:

$$\Phi(y \geq Y | \hat{Y}(a, \sigma, \mu)) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma a} \int_a^\infty \exp^{-(a-\mu(M_n, r_n))^2/2\sigma^2} da \quad (3.13)$$

Si se multiplica esta expresión por $\varphi(M_n, r_n)$, se puede obtener la tasa anual de excedencia a la cual cada a es excedido debido a cada sismo.

De esta manera, si se suman las contribuciones de cada uno de los escenarios posibles, se puede demostrar que la aproximación numérica-analítica de la curva de peligro sísmico está dada por:

$$\lambda(a) = \sum_{i=1}^N \int_a^{\infty} \varphi(M_n, r_n) \Phi(y \geq Y | \hat{Y}(a, \sigma, \mu)) da \quad (3.14)$$

Finalmente, usando la distribución de Poisson (Ec. 3.8), se puede calcular la probabilidad de exceder cierto valor de movimiento del terreno durante los próximos T años como:

$$P_{poisson}(\geq a, T) = 1 - \exp^{-\lambda(a)T} \quad (3.15)$$

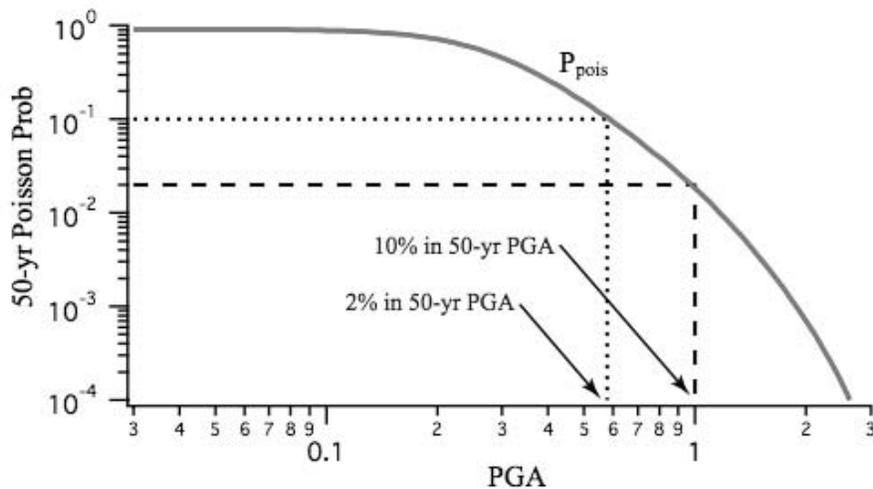


Figura 3.10: Curva de peligro sísmico para dos escenarios sísmicos diferentes con probabilidades de ocurrencia de 10% y 2% en 50 años. Se observa que, para tales probabilidades, los valores de PGA son 0.58 y 1.0 g, respectivamente.

Una vez que se calcula la curva de peligro para un sitio en particular, es posible generar un mapa que represente estos valores en alguna región de interés, tal como los presentados en las Fig. 2.3 y 2.4. Además, si el análisis se lleva a cabo para diferentes periodos de respuesta espectral, se puede determinar el espectro de respuesta de aceleración, el cual, es la gráfica que representa la dependencia de la aceleración espectral con el periodo de oscilación de la estructura, mencionado anteriormente.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Parámetros de sismicidad de la FVTM

Como parte de los resultados de esta investigación, se presentan las distribuciones del número de sismos corticales en la FVTM como función del tiempo. Asimismo, se reporta la distribución de las profundidades de todos los sismos ($M \geq 4$) con profundidades $h \leq 33$ km del catálogo sísmico en estudio: ¹

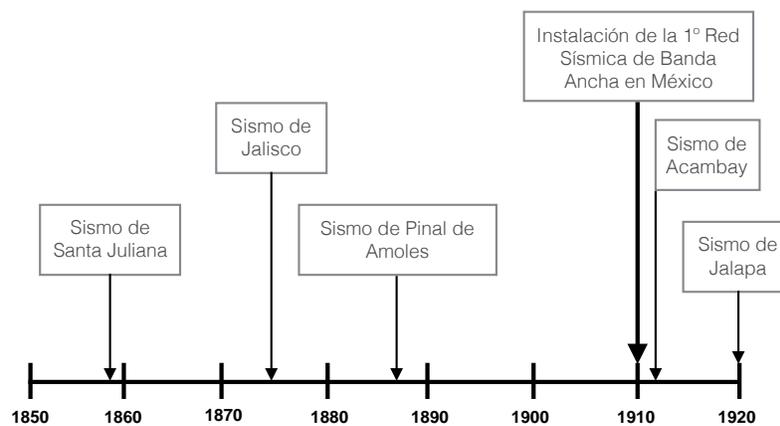


Figura 4.1: Línea del tiempo que presenta la ubicación temporal de los sismos con epicentro en la FVTM más importantes que han ocurrido desde el siglo XIX hasta la fecha.

¹Es necesario hacer explícito que, para la evaluación de peligro sísmico, se tomaron en cuenta aquellos sismos que satisficieron estas condiciones pues son los eventos que contribuyen de manera más significativa a las estimaciones de aceleración máxima del terreno.

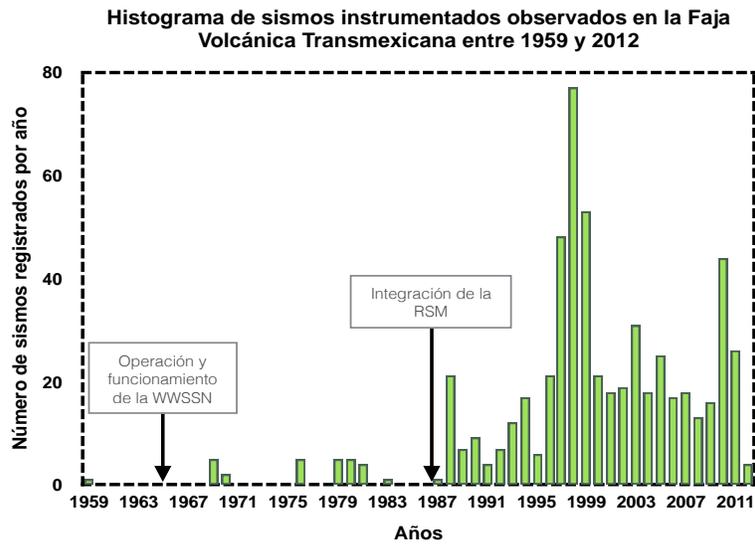


Figura 4.2: Histograma de sismos instrumentados registrados entre 1959 y 2012 en la FVTM. En esta gráfica, se indica la temporalidad de la operación y funcionamiento de la WWSSN (1964) y la RSM (1988). Esta última, es un esfuerzo de las redes Sismex, Resmac y SSN por aumentar el nivel de detectibilidad sísmica dentro del territorio mexicano.

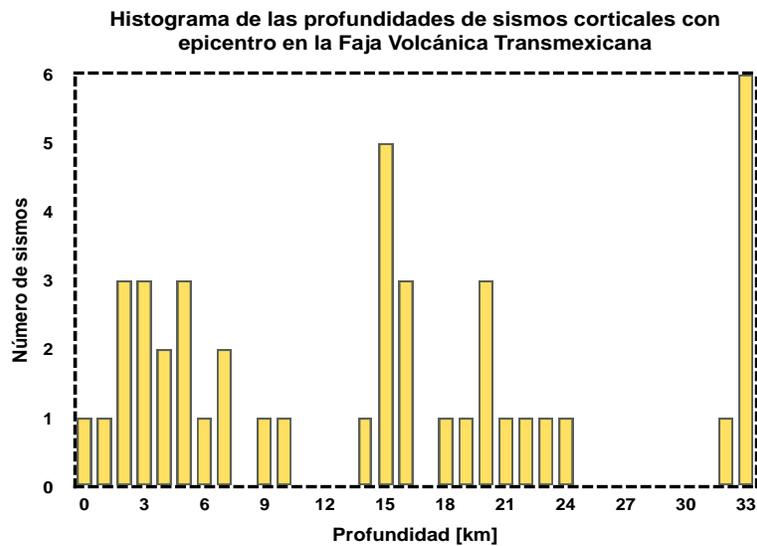


Figura 4.3: Histograma de las profundidades de 43 sismos corticales registrados en la Faja Volcánica Transmexicana entre 1858 y 2012.

Por otro lado, fue necesario hacer un análisis de la completitud del catálogo por ventanas temporales que permitiese reproducir una estimación objetiva del peligro sísmico de la región. En esta investigación, se propone y determina lo siguiente:

Tabla 4.1: Análisis de completitud en los catálogos sísmicos de la FVTM. En esta nomenclatura, Evento I= Creación y operación de la WWSSN, Evento II= Creación y operación de la RSM y Evento III= Creación y operación de la primera Red Sísmica de Banda Ancha en México.

| M_0 | Año | Justificación |
|-------|------|--|
| 4 | 1964 | Eventos I y II |
| 6 | 1858 | Evento III y alta densidad poblacional |

Con base en este análisis, se proponen los siguientes modelos paramétricos para caracterizar la actividad sísmica de la FVTM:

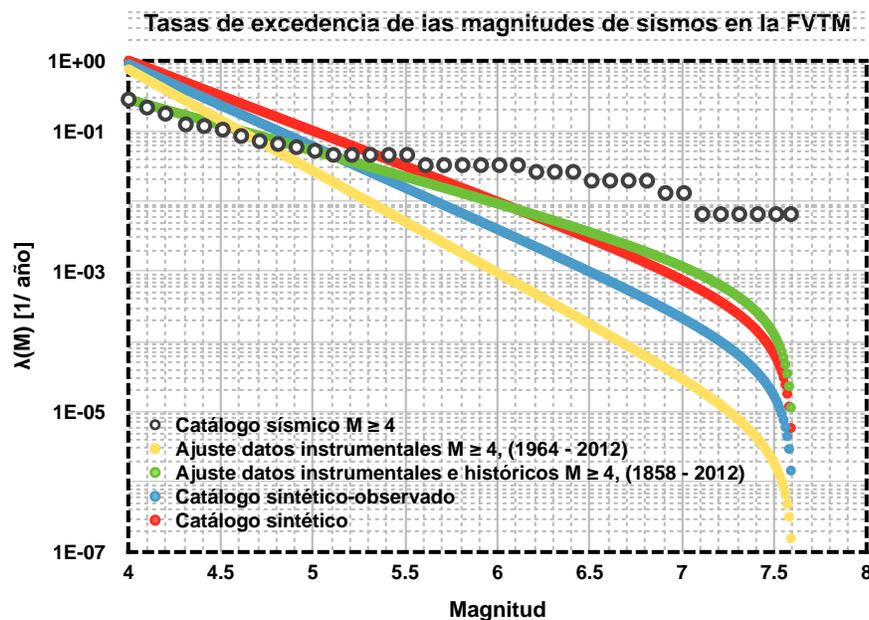


Figura 4.4: Tasas de excedencia de sismos de naturaleza cortical en la Faja Volcánica Transmexicana. Las curvas fueron obtenidas aplicando el modelo de Gutenberg-Richter modificado y suponiendo cuatro diferentes soluciones de ajuste a los datos observados.

Para el autor es igualmente importante reportar aquellas metodologías que reproducen resultados cuestionables, por ello, se describen a continuación las razones por las cuales se desestimaron las curvas verde, azul y rojo presentadas en la Fig. 4.4.

Por un lado, el modelo en verde, parametrizado por $\beta = 1.6730$ y $\lambda = 0.2792$, es una aproximación prácticamente insalvable pues fue obtenida a partir de los datos de un catálogo sísmico evidentemente incompleto para magnitudes $M \geq 4$ desde 1858. Por el otro, la curva azul, la cual representa un modelo sintético generado de manera parcial por las observaciones, presenta debilidades significativas.

Este modelo se generó contabilizando el número de sismos instrumentados de diferentes magnitudes registrados en la FVTM desde 1964 y 2012, es decir; en 48 años. Este número, se multiplicó por un factor de tres para reproducir un catálogo de aproximadamente 150 años (como el usado en este estudio) y a él, se agregaron los datos históricos. Al realizar el ajuste, se calculó que los parámetros que maximizan la verosimilitud de este catálogo sintético-observado son: $\beta = 2.4406$ y $\lambda = 0.7847$. Sin embargo, se descartó esta idea pues se llegó a la conclusión de que el "tamaño" del periodo de observación tenía que variar dependiendo no sólo de los rangos de completéz sino de las magnitudes umbrales.

Finalmente, la curva roja representa el ajuste de un catálogo sintético completo, cuya construcción consistió en suponer que el valor de $\beta = 2.3025$ ($b=1$) y que el valor de λ es igual a 1, es decir; es posible observar, por lo menos, un sismo $M \geq 4$ por año en la zona de estudio. No obstante, dado que sí se cuenta con cierta información referente a la sismicidad de la FVTM, este modelo no representa la mejor ajuste de los datos.

De este modo, se usaron los parámetros de sismicidad representados mediante la curva amarilla para llevar a cabo una estimación del peligro sísmico de la FVTM, los cuales, están dados por: $\lambda = 3.3333$ y $\beta = 0.7500$ (Modelo A).

Como siguiente ejercicio, se propuso determinar dos distribuciones Gutenberg-Richter que permitiesen aproximar, de manera poco tradicional, la tasa de sismicidad observada en las fallas corticales de esta estructura geológica: una para sismos instrumentados y otra para sismos históricos. La determinación de los parámetros de sismicidad histórica se basó en el análisis presentado en la Tabla 4.1, y reprodujo valores de $\beta = 1.2309$ y $\lambda = 0.0012$. Al fusionar ambos ajustes en una sola curva, se generó lo que en este estudio se llamó: Modelo de sismicidad B.

Por otro lado, se planteó un tercer modelo para caracterizar la sismicidad de la provincia geológica, el cual, consistió en parametrizar, en el sentido de Gutenberg-Richter, las tasas de excedencia para sismos $4 \leq M < 6$ y fusionarlas con las tasas de excedencia observadas a partir del catálogo sísmico (Modelo C).

De este modo, se presentan las curvas que mejor ajustan las tasas de excedencia de sismos de diversas magnitudes reproducidas por el modelo que sólo considera sismos instrumentados (Modelo A), el modelo que toma en cuenta, a su vez, sismos históricos de $M \geq 6$ (Modelo B) y por las observaciones disponibles en el catálogo sísmico (Modelo C). Asimismo, se reportan, en forma de histogramas, los periodos de recurrencia (inversos multiplicativos de las tasas de excedencia) reproducidos por cada una de estas aproximaciones:

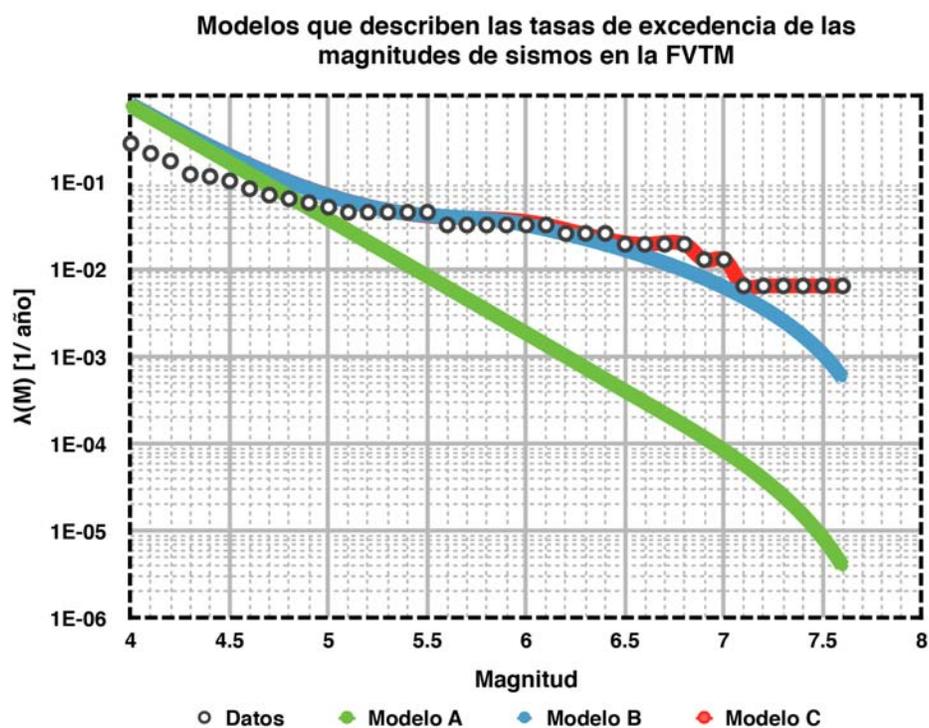


Figura 4.5: Tasas de excedencia para la ocurrencia de sismos de naturaleza cortical en la FVTM. El modelo A (curva verde) fue obtenido a partir del ajuste de datos de sismicidad instrumentada en la zona, el modelo B (curva azul), se generó ajustando datos instrumentados e históricos de manera independiente y, finalmente, el modelo C (curva roja), se determinó *pegando* las tasas de excedencia derivadas del ajuste de datos instrumentados ($4 \leq M < 6$) con las tasas de excedencia de sismos $M \geq 6$, observadas en el catálogo sísmico.

Periodos de retorno para magnitudes de sismos en la FVTM de acuerdo con tres diferentes modelos

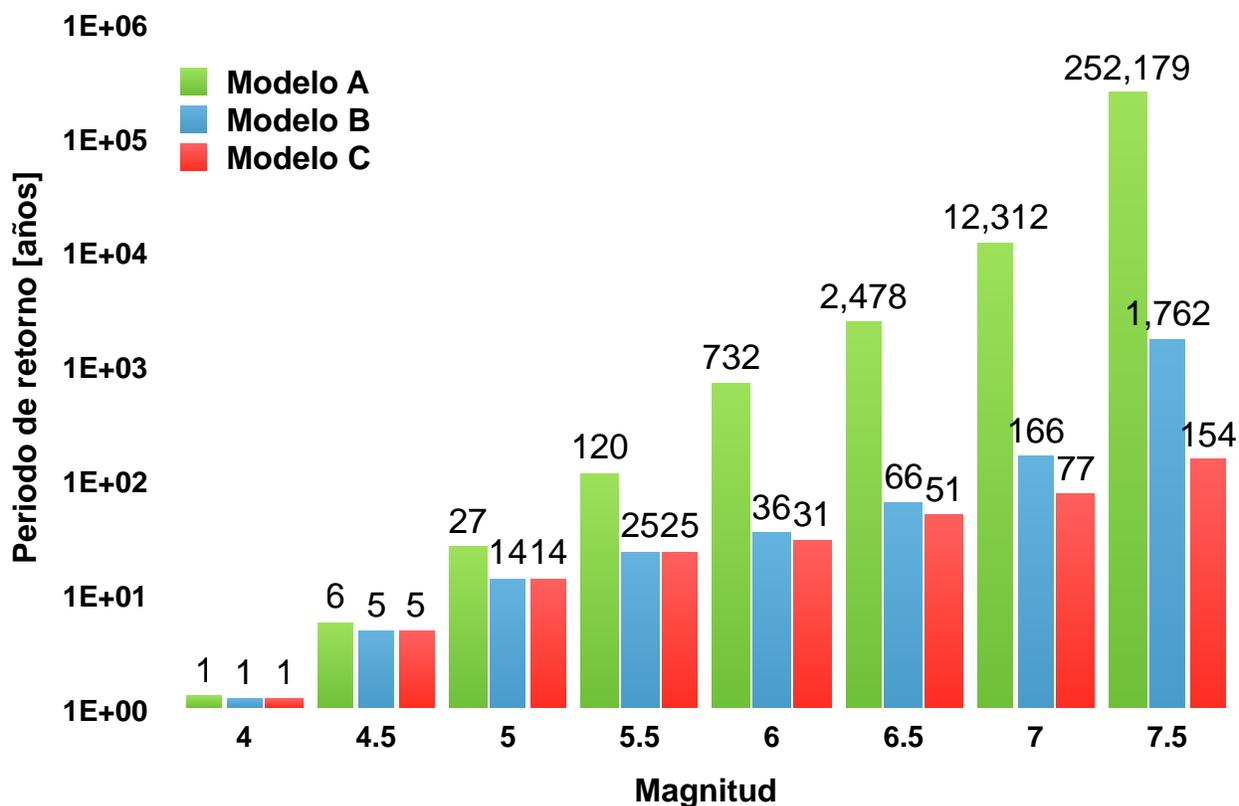


Figura 4.6: Periodos de retorno promedio para sismos corticales de diversas magnitudes en la FVTM. En verde, se presentan los periodos calculados a partir de un modelo que considera la información de 36 sismos instrumentados, en azul, se reportan los periodos de retorno esperados por un modelo de sismicidad que considera el registro de 5 sismos históricos en la región y, en rojo, los periodos de retorno observados a partir del catálogo sísmico empleado en este estudio.

Dado que en la mayor distribución de los datos se encuentra en sismos de magnitudes menores, se adoptaron los periodos de retorno del Modelo B como medias de diferentes distribuciones para calcular las funciones de densidad de probabilidad (FDP) de sismos en la FVTM para los próximos 50 años.

4.2. Probabilidades de ocurrencia de sismos con epicentro en la FVTM

En esta investigación, se proponen cuatro FDP's para cuantificar las probabilidades de ocurrencia de sismos de determinadas magnitudes en la FVTM: el modelo gaussiano, la distribución Weibull, la función de densidad de probabilidad log-normal y la aproximación poissoniana.

En todas ellas, se pretende determinar la probabilidad de que un sismo de determinado tamaño acaezca a partir del instante en que ocurrió el último evento de la misma magnitud. Además, al integrar estas funciones con el tiempo, se pueden obtener las curvas de probabilidad acumulada de sismos en la FVTM que permitirán especular acerca de las probabilidades condicionales de ocurrencia de sismos en algún sitio de esta estructura geológica en los años venideros.

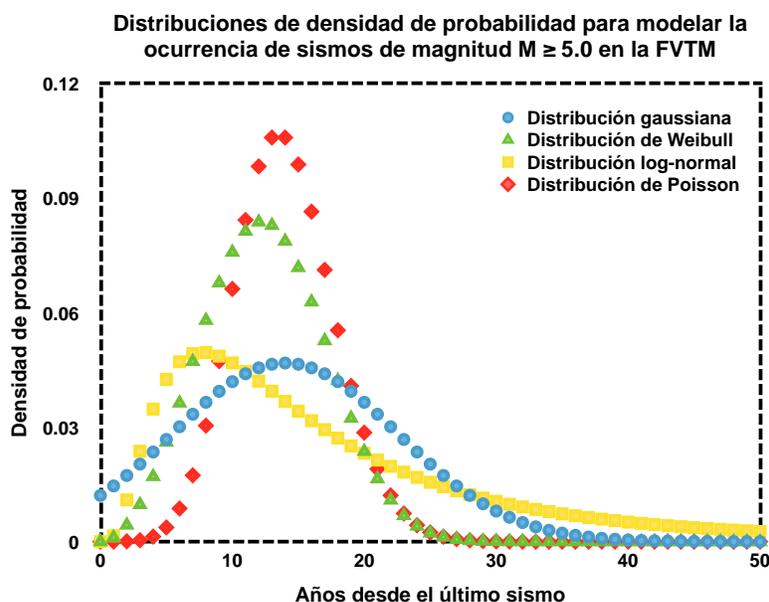


Figura 4.7: Funciones de densidad de probabilidad que describen las probabilidades de ocurrencia de sismos corticales de magnitud $M \geq 5.0$ en la FVTM.

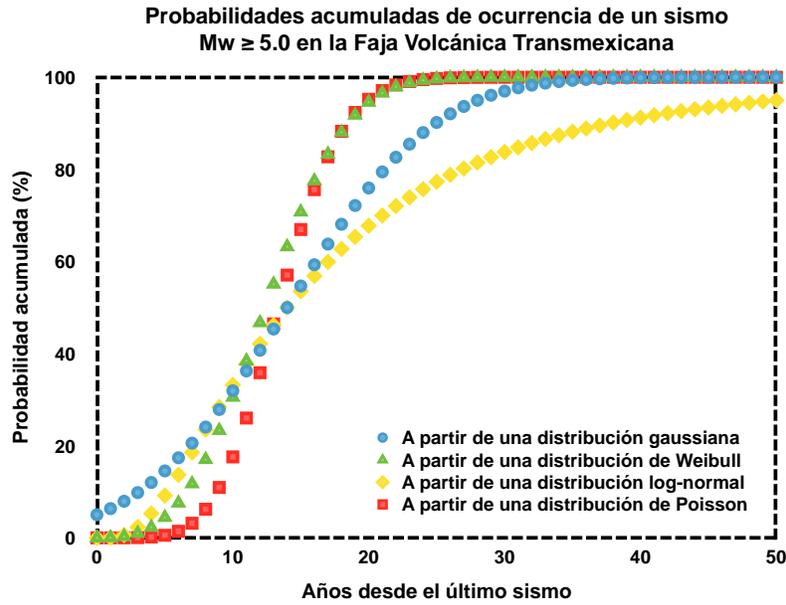


Figura 4.8: Curvas de probabilidad acumulada para un sismo $M = 5.0$ en la FVTM.

Al hacer uso de las curvas de probabilidad acumulada y sustituyendo los valores deseados en las Ec. 3.8 y 3.11, se pueden estimar las probabilidades condicionales de sismos corticales en la FVTM para los próximos años.²

Tabla 4.2: Probabilidades condicionales de ocurrencia de sismos de naturaleza cortical en algún sitio de la Faja Volcánica Transmexicana entre 2015 y 2065.

| Magnitud Modelo | M = 5.0 | M = 5.5 | M = 6.0 | M = 6.5 | M = 7.0 | M = 7.5 |
|--------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| GAUSSIANO | 99.99 % | 99.99 % | 99.99 % | 91.31 % | 25.97 % | 0.62 % |
| WEIBULL | 99.99 % | 99.99 % | 99.99 % | 99.96 % | 42.94 % | 0.08 % |
| LOG-NORMAL | 91.45 % | 79.06 % | 53.27 % | 43.90 % | 22.85 % | 0.72 % |
| POISSON | 99.92 % | 98.17 % | 93.78 % | 78.02 % | 45.25 % | 5.52 % |

²En esta sección, no se reportan más curvas de densidad de probabilidad ni funciones de probabilidad acumulada pues éstas reproducen, esencialmente, las mismas formas que las Fig. 4.6 y 4.7 y sólo varían en sus respectivas ventanas temporales. No obstante, en la sección de Anexos se presentan todas las curvas para sismos de $M \geq 5.5$ obtenidas en este estudio.

4.3. Estimación del peligro sísmico de la FVTM y en la porción central de México

En este apartado, se presenta un mapa de peligro sísmico de la Faja Volcánica Transmexicana y un mapa de peligro uniforme de la región central del país, de acuerdo con el Modelo B de sismicidad en la FVTM. Éste último, muestra las aceleraciones máximas esperadas en la zona considerando como fuentes, sismos corticales en esta estructura geológica, sismos de subducción en la Trinchera Mesoamericana y sismos de profundidad intermedia generados dentro de la placa de Cocos.

Para la generación de los mapas de peligro uniforme, se utilizó la relación de atenuación propuesta por García et al., (2005) y los parámetros de sismicidad reportados por Ordaz y otros (2012), los cuales, describen la sismicidad de profundidad intermedia en México.

Por otro lado, para modelar la sismicidad en la Trinchera Mesoamericana, se determinó la distribución Gutenberg-Richter (Ec. 3.3) empleando información disponible en la base de datos del GCMT. 288 sismos registrados entre las latitudes 15° N y 24° N y longitudes 106° O y 92° O, fueron tomados en cuenta. Estos eventos fueron registrados entre el día 1 de enero de 1976 y el 12 de enero de 2015, poseen una magnitud $M > 4.7$ y una profundidad focal menor a los 40 km. En este caso, el modelo de atenuación adoptado, es aquél publicado por Arroyo y otros (2010).

De este modo, los parámetros de sismicidad utilizados en la generación de este mapa son:

Tabla 4.3: Parámetros de sismicidad empleados para los propósitos de esta investigación.

| Tipo de sismos | λ | β | $\delta\beta$ | M_{Max} | M_c | GMPE empleada |
|--------------------------------|-----------|---------|---------------|-----------|-------|---------------------------|
| Corticales instrumentados FVTM | 0.7500 | 3.3333 | 0.17 | 7.6 | 4.0 | Abrahamson et al., (2014) |
| Corticales históricos FVTM | 0.0325 | 1.2821 | 0.45 | 7.6 | 6.0 | Abrahamson et al., (2014) |
| Profundidad intermedia centro | 9.063 | 2.590 | 0.04 | 8.1 | 4.0 | García et al., (2005) |
| Profundidad intermedia oeste | 6.452 | 2.078 | 0.04 | 8.1 | 4.0 | García et al., (2005) |
| Subducción | 7.3846 | 1.2349 | 0.06 | 8.1 | 4.7 | Arroyo et al., (2010) |

Finalmente, se muestran los mapas y curvas de peligro sísmico de la FVTM y la región central del país para un $\tau = 500$ años, el cálculo de sus correspondientes espectros de respuesta y la comparación de los valores de PGA esperados en localidades importantes ubicadas en esta estructura geológica para periodos de retorno de 100, 2500 y 10000 años.

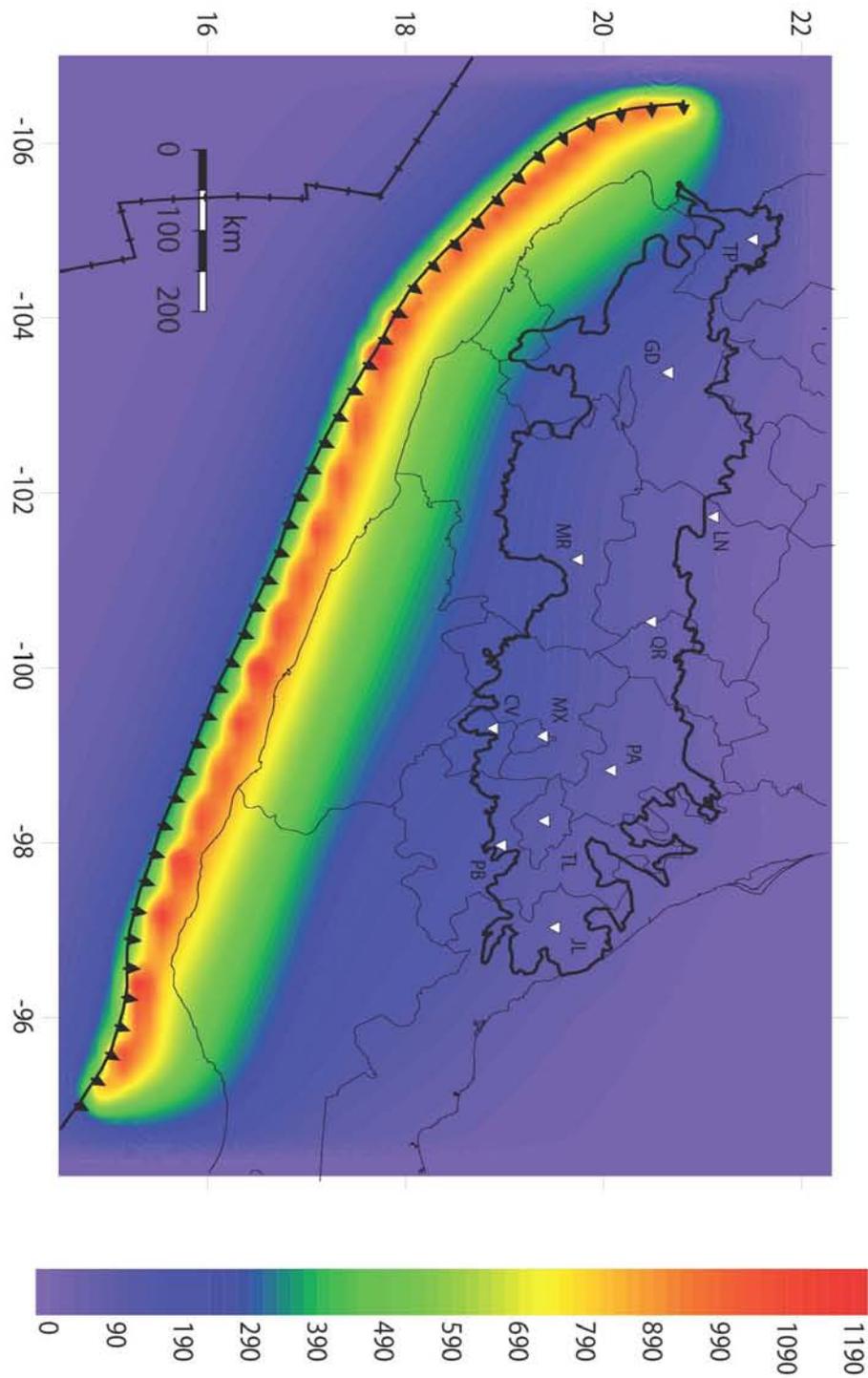


Figura 4.10: Mapa de peligro sísmico en suelo rígido de la FVTM para un periodo de retorno de 500 años.

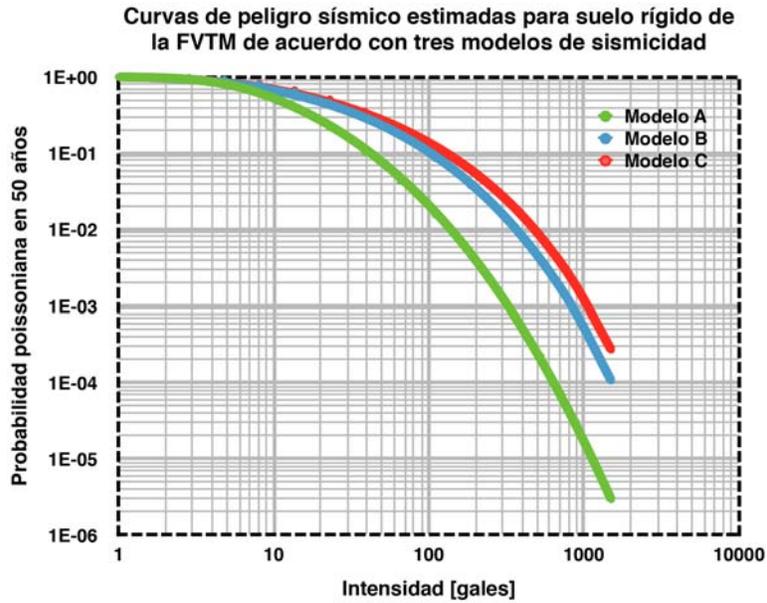


Figura 4.11: Curvas de peligro sísmico calculadas para cualquier localidad de la FVTM. Estas curvas fueron estimadas siguiendo tres diferentes modelos que describen la sismicidad de esta estructura geológica.

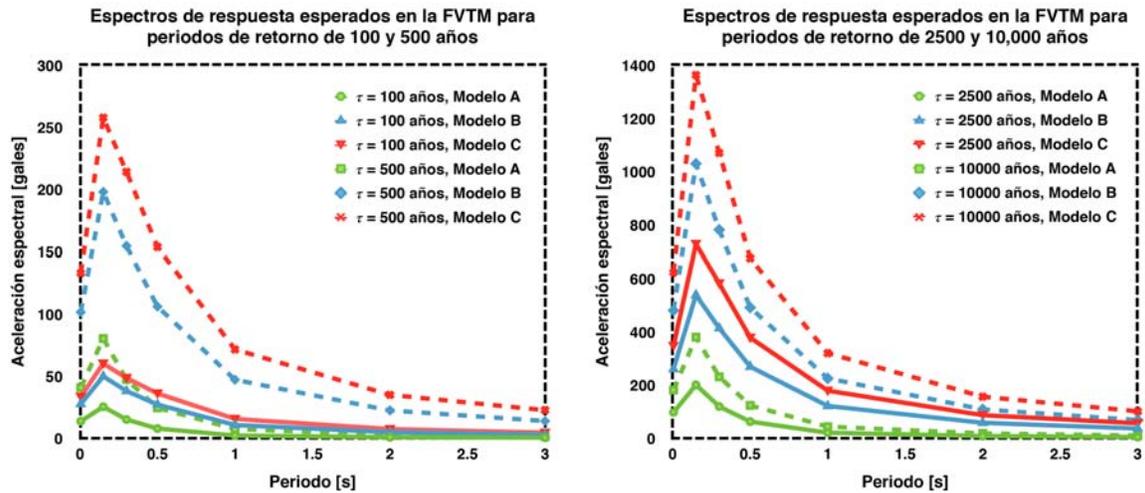


Figura 4.12: Izquierda: Espectros de respuesta esperados en la FVTM para periodos de retorno de 100 y 500 años, dados tres modelos de sismicidad de la región. Derecha: Espectros de aceleración estimados en la FVTM para periodos de retorno de 2,500 y 10,000 años, de acuerdo con tres modelos que describen su actividad sísmica.

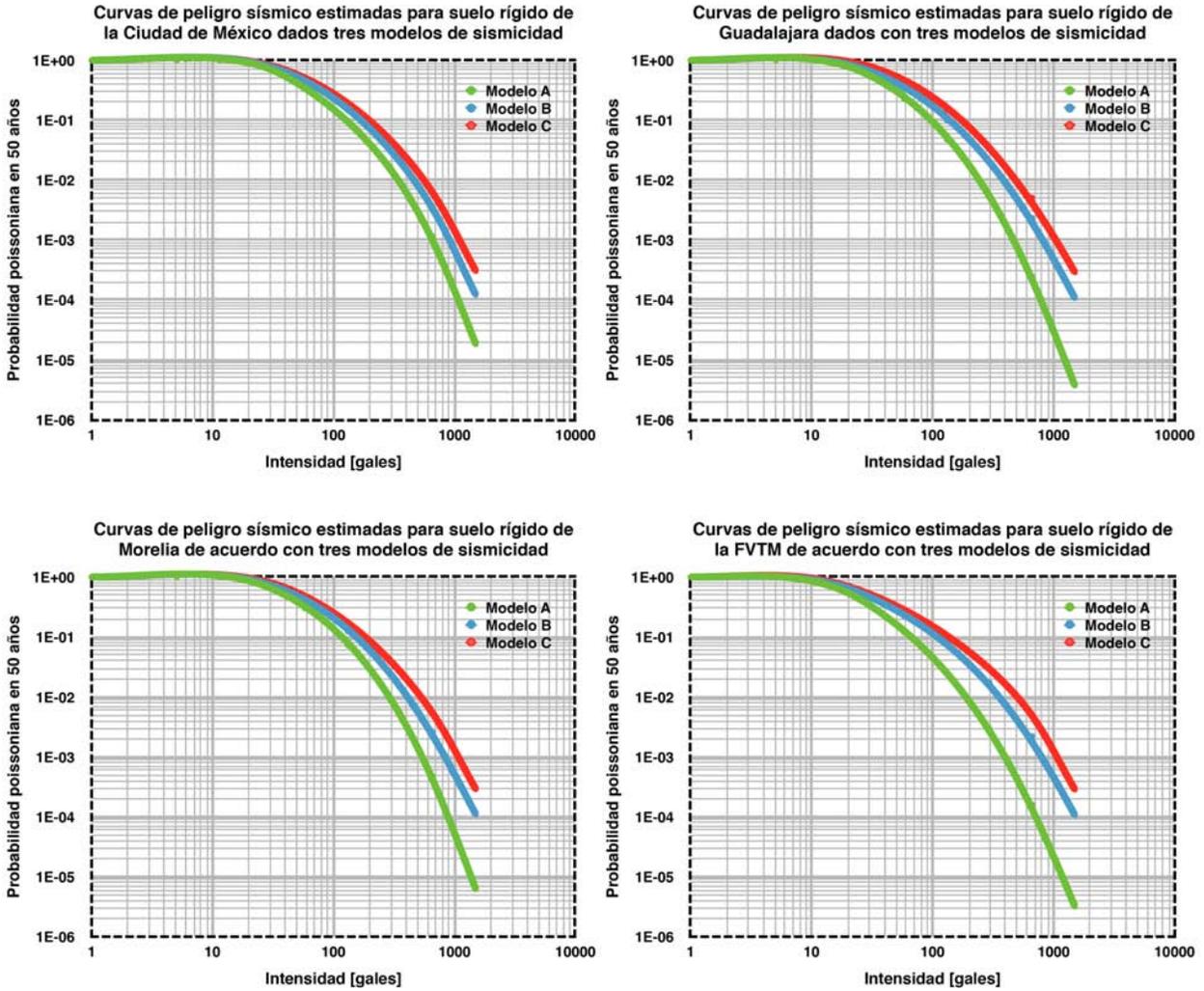


Figura 4.13: Curvas de peligro uniforme estimadas para cuatro de las ciudades más importantes de la FVTM: la ciudad de México (arriba-izquierda), Guadalajara (arriba-derecha), Morelia (abajo-izquierda) y Jalapa (abajo-derecha). Todas las curvas fueron obtenidas partiendo de tres modelos de sismicidad del arco volcánico: Modelo A (curva verde), Modelo B (curva azul) y Modelo C (curva roja).

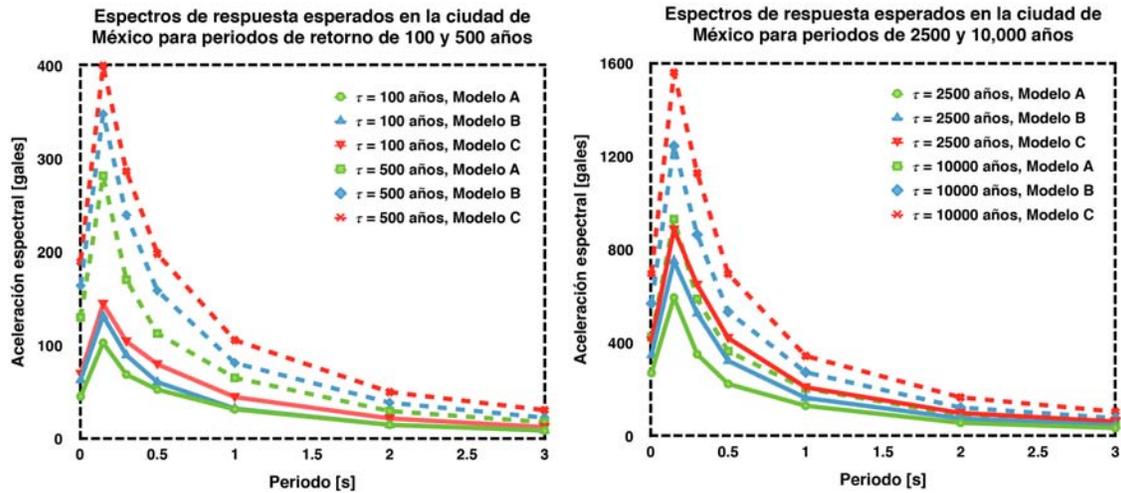


Figura 4.14: Izquierda: Espectros de respuesta uniforme esperados en la ciudad de México para periodos de retorno de 100 y 500 años. Derecha: Espectros de aceleración estimados también para la ciudad de México, pero para periodos de retorno de 2,500 y 10,000 años. Todos los espectros fueron calculados siguiendo tres modelos que describen la sismicidad de la FVTM.

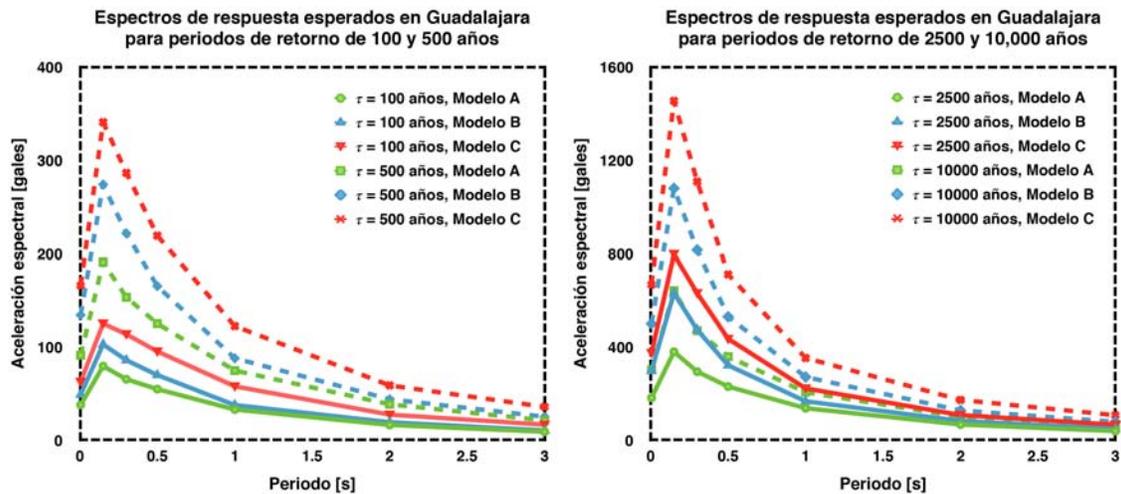


Figura 4.15: Izquierda: Espectros de respuesta uniforme esperados en Guadalajara para periodos de retorno de 100 y 500 años. Derecha: Espectros de aceleración estimados también para Guadalajara, pero para periodos de retorno de 2,500 y 10,000 años. Todos los espectros fueron calculados siguiendo tres modelos que describen la sismicidad de la FVTM.

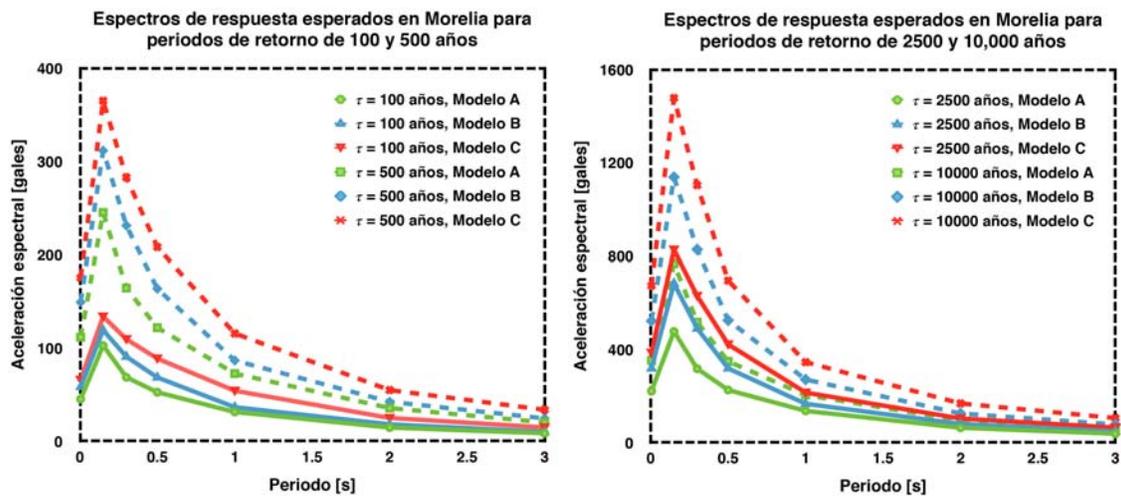


Figura 4.16: Izquierda: Espectros de respuesta uniforme esperados en Morelia para periodos de retorno de 100 y 500 años. Derecha: Espectros de aceleración estimados también para Morelia, pero para periodos de retorno de 2,500 y 10,000 años. Todos los espectros fueron calculados siguiendo tres modelos que describen la sismicidad de la FVTM.

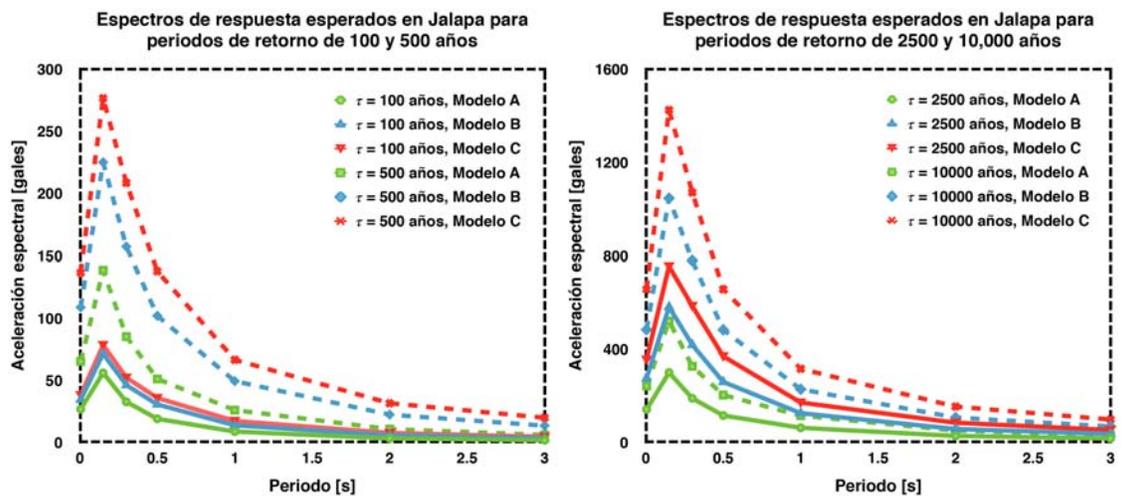


Figura 4.17: Izquierda: Espectros de respuesta uniforme esperados en Jalapa para periodos de retorno de 100 y 500 años. Derecha: Espectros de aceleración estimados en la FVTM para periodos de retorno de 2,500 y 10,000 años. Todos los espectros fueron calculados siguiendo tres modelos que describen la sismicidad de la FVTM.

Capítulo 5

Discusión y conclusiones

5.1. Sobre la inclusión de datos históricos al catálogo sísmico

Como se mencionó anteriormente, se sabe que el catálogo sísmico, en el que se basa este estudio, no es completo para magnitudes $M \geq 4$ desde los últimos 200 años. De hecho, en un intento por alcanzar la completitud del mismo, se incorporaron datos de sismos históricos que, sin lugar a dudas, permitieron observar el comportamiento tectónico de la FVTM por un periodo mayor al ofrecido por datos instrumentales.

De igual modo, se consideró incluir los datos de eventos paleosismológicos presentados en la Tabla 5.1 para extender la ventana temporal de observación y así, realizar un análisis de peligro sísmico más robusto de la FVTM. Sin embargo, el carácter local de estos sismos no permite generar una muestra estadísticamente representativa que permita adherirlos a otros datos históricos e instrumentados para compilar un catálogo sísmico de toda la región.

Tabla 5.1: Estudios de la actividad paleosismológica de algunas de las fallas mapeadas de la FVTM. En esta nomenclatura, O= margen occidental y RV= ruptura variable.

| Referencia | Falla | τ considerado | # sismos | τ retorno | Mw |
|----------------------------------|---------------|--------------------|----------|------------------------|-----|
| Langrigde et <i>al.</i> (2000) | Acambay | $\approx 11,570$ | 3 | ≈ 3.6 ka | 6.9 |
| Langridge, (2013) | Pastores | $\approx 35,000$ | 3 | ≈ 10 a 15 ka | 7 |
| Suñé-Puchol et <i>al.</i> (2014) | Temascalcingo | $\approx 27,000$ | 3 | ≈ 9 ka | 6.4 |
| Ortuño et <i>al.</i> (2015) | Pastores O. | $\approx 4,000$ | 5 | 1,100 - 2,600 | RV |

No obstante, es un hecho que el estudio de sismos históricos permite contar una historia que los datos instrumentados no consiguen relatar. En este caso, la incorporación del sismo de Michoacán de 1858 ($M \approx 7.6$), del de Jalisco de 1875 ($M \approx 7$) y del sismo de Pinal de Amoles de 1887 ($M \approx 6.1$) al catálogo, modifica de manera significativa la distribución de tamaños de terremotos en la FVTM.

Como muestra de ello, basta observar con atención la siguiente figura:

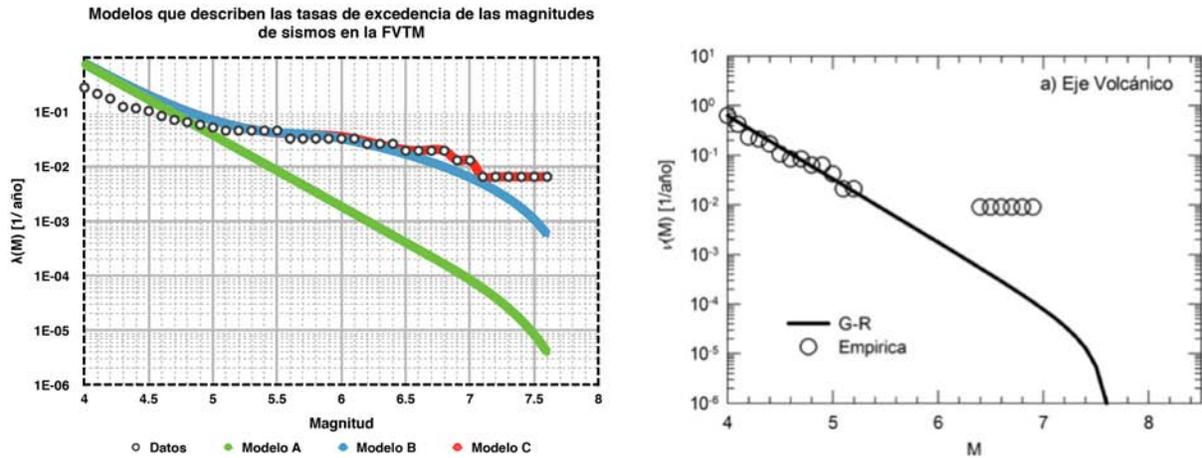


Figura 5.1: Izquierda: Tasas de excedencia para sismos en la FVTM determinadas en este estudio. Derecha: Tasas de excedencia de las magnitudes de sismos obtenidas por Ordaz y otros (2012). Todas las curvas fueron obtenidas adoptando el modelo de Gutenberg-Richter modificado (Ec. 3.3), sin embargo, exhiben valores diferentes de $\lambda = \lambda(M)$.

Nótese que, en ambas figuras, las tasas de excedencia de las magnitudes presentan valores significativamente diferentes entre sí. Por ejemplo, las tasas de excedencia de un sismo magnitud $M \geq 7.0$ determinada en este estudio, son 12312, 166, 77 años, de acuerdo con los modelos A, B y C, respectivamente. De manera paralela, Ordaz y otros (2012), reportan para el mismo tamaño de sismo, una tasa de excedencia de $1E-04$ (aproximadamente 10,000 años), la cual, es semejante a la tasa de excedencia reproducida por el modelo A, pero uno y dos órdenes de magnitud menor que las calculadas por los modelos B y C de esta investigación.

Estas discrepancias se explican teniendo en cuenta que, Ordaz y otros (2012), consideran al sismo de Jalapa de 1920 ($M = 6.4$) y al sismo de Acambay de 1912 ($M = 6.9$), como los eventos de mayor magnitud de su catálogo sísmico. En contraste, los eventos con las mayores magnitudes considerados en esta investigación, son los sismos de Jalisco de 1875 ($M = 7$) y el de Michoacán de 1858 ($M = 7.6$), mencionados anteriormente.

Es importante hacer notar que los estudios de paleosismología realizados en algunos segmentos de fallas activas de la FVTM (Tabla 5.1), muestran periodos de retorno consistentes con los calculados teóricamente en este trabajo. En opinión del autor, esto representa, sin duda, una clara correlación entre los resultados obtenidos en campo sobre periodos de retorno de sismos en la FVTM y los modelos matemáticos utilizados en este estudio para describirlos.

De este modo, se demuestra que la incorporación de sismos históricos a los catálogos sísmicos y el estudio de la actividad paleosismológica, tienen un fuerte impacto en la evaluación del peligro sísmico regional.

5.2. Sobre las funciones de densidad de probabilidad

De acuerdo a la información presentada en la Tabla 4.1, una función de densidad de probabilidad de Weibull, con parámetro de forma $\beta = 3$, así como una distribución poissoniana reproducen, prácticamente, las mismas probabilidades condicionales de ocurrencia de sismos en la Faja Volcánica Transmexicana para los próximos 50 años. A diferencia de las distribuciones normal y log-normal, estos modelos parecen ser las funciones de probabilidad más realistas para llevar a cabo estudios estadísticos aplicados a la sismología.

Por un lado, la distribución gaussiana (matemáticamente definida entre $-\infty$ y ∞) presenta probabilidades positivas para tiempos previos al último sismo (Fig. 4.7). Esto implica que existe una probabilidad mayor a cero de que un segundo sismo ocurra antes de un primero, lo cual, carece de todo sentido físico.

Por su parte, la distribución log-normal tampoco aparenta ser la función que mejor modela la probabilidad de ocurrencia de sismos. Esta apreciación, resulta de observar que las probabilidades condicionales obtenidas a partir de esta distribución parecen estar subestimadas en comparación con las probabilidades reproducidas por los otros dos modelos (Tabla. 4.1).

Con base en estas observaciones, en este estudio se prefiere dar mayor credibilidad al modelo poissoniano y a la distribución Weibull. Esta postura se tomó tras considerar que ambas funciones reproducen probabilidades bajas justo después del último sismo y que los picos máximos se encuentran en localidades cercanas a las medias de las distribuciones, es decir; entre el tiempo de retorno promedio del sismo (de acuerdo con la distribución Gutenberg-Richter) y más menos dos desviaciones estándar.

Por ello, se optó por llevar a cabo el análisis probabilístico de peligro sísmico suponiendo que la probabilidad de ocurrencia de sismos en la región obedece una distribución de probabilidad poissoniana.

5.3. Sobre la estimación del peligro sísmico

Dadas las incertidumbres epistémicas que resultan de la falta de completitud en el catálogo, fue necesario generar escenarios que representasen cotas mínimas y máximas de peligro sísmico en la región. Por tal motivo, se propusieron tres modelos para caracterizar la actividad sísmica de la FVTM. En todos ellos, se supuso una magnitud máxima $M = 7.6$, la cual, es una propuesta conservadora derivada de las observaciones de sismos en la FVTM desde el siglo XIX a la fecha (Suaréz y Jiménez, (2013)).

Como resultado de estas aproximaciones, se obtuvieron diversos valores de aceleración pico esperados en diversas localidades de esta provincia geológica, los cuales, son presentados y comparados con otros modelos a continuación:

Tabla 5.2: Valores de aceleración pico estimados en suelo rígido de cualquier localidad de la FVTM siguiendo tres modelos de sismicidad en la región.

| Periodo de retorno | Modelo A | Modelo B | Modelo C |
|--------------------|-----------|-----------|-----------|
| 100 años | 14 gales | 28 gales | 35 gales |
| 500 años | 41 gales | 102 gales | 133 gales |
| 2,500 años | 98 gales | 260 gales | 347 gales |
| 10,000 años | 181 gales | 481 gales | 623 gales |

Tabla 5.3: Valores de aceleración máxima esperados en suelo rígido de la **ciudad de México, Guadalajara, Morelia y Jalapa** para cuatro periodos de retorno, de acuerdo con tres caracterizaciones de la actividad sísmica de la FVTM. Estas estimaciones representan cotas máximas y mínimas de peligro uniforme (Modelos B y C y modelo A, respectivamente) en el sitio.

| Periodo de retorno | Sitio | Modelo A | Modelo B | Modelo C |
|--------------------|------------------|-----------|-----------|-----------|
| 100 años | Ciudad de México | 45 gales | 63 gales | 70 gales |
| 100 años | Guadalajara | 38 gales | 49 gales | 63 gales |
| 100 años | Morelia | 45 gales | 59 gales | 66 gales |
| 100 años | Jalapa | 27 gales | 34 gales | 38 gales |
| 500 años | Ciudad de México | 130 gales | 164 gales | 190 gales |
| 500 años | Guadalajara | 91 gales | 134 gales | 166 gales |
| 500 años | Morelia | 112 gales | 149 gales | 176 gales |
| 500 años | Jalapa | 65 gales | 109 gales | 136 gales |
| 2,500 años | Ciudad de México | 271 gales | 348 gales | 411 gales |
| 2,500 años | Guadalajara | 182 gales | 299 gales | 374 gales |
| 2,500 años | Morelia | 221 gales | 319 gales | 386 gales |
| 2,500 años | Jalapa | 141 gales | 275 gales | 355 gales |
| 10,000 años | Ciudad de México | 425 gales | 570 gales | 698 gales |
| 10,000 años | Guadalajara | 303 gales | 500 gales | 668 gales |
| 10,000 años | Morelia | 353 gales | 523 gales | 674 gales |
| 10,000 años | Jalapa | 241 gales | 484 gales | 656 gales |

Finalmente, se contrastan los valores de PGA estimados en estas cuatro localidades para un periodo de 500 años, reportados por Ordaz (2004), el GSHAP y este estudio:

Tabla 5.4: Aceleraciones pico estimadas en la ciudad de México, Guadalajara, Morelia y Jalapa para un periodo de retorno de 500 años, de acuerdo con el GSHAP, Ordaz (2004) y este estudio.

| Modelo \ Sitio | D.F. | Guadalajara | Morelia | Jalapa |
|------------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
| GSHAP, (1999) | 80 - 240 gales | 160 - 320 gales | 80 - 240 gales | 80 - 240 gales |
| Ordaz, (2004) | \approx 125 gales | \approx 75 gales | \approx 100 gales | \approx 90 gales |
| Este estudio, Modelo A | 130 gales | 91 gales | 112 gales | 65 gales |
| Este estudio, Modelo B | 164 gales | 134 gales | 149 gales | 109 gales |
| Este estudio, Modelo C | 190 gales | 166 gales | 176 gales | 136 gales |

Dado que el modelo del GSHAP no presenta líneas de isoaceleraciones o una barra de colores más finamente particionada (Fig. 2.3), la discusión se centrará en contrastar únicamente el modelo propuesto por Ordaz (2004) y los reportados por el autor.

Por un lado, Ordaz (2004) reporta valores máximos de aceleración de aproximadamente 125, 75, 100 y 90 gales estimados en la ciudad de México, Guadalajara, Morelia y Jalapa, para un periodo de retorno de 500 años, respectivamente. En este estudio, se estiman aceleraciones pico en tales ciudades de 139, 91, 112 y 65 gales, de acuerdo con el modelo A. Adicionalmente, tales valores de aceleración incrementan a 164, 134, 149 y 109 gales para tales periodos de retorno, asumiendo el modelo de sismicidad B y a 190, 166, 176 y 136 gales tomando en cuenta el modelo C.

Esto significa que, de acuerdo con estos últimos modelos, los posibles escenarios de peligro sísmico en la región son más desalentadores que aquél reportado por Ordaz, es decir; los resultados de esta investigación, que parecen ser consistentes con aquéllos reproducidos por algunos estudios paleosismológicos, sugieren que los cálculos de peligro uniforme en algunas ciudades de la FVTM reportados por Ordaz (2004), podrían estar subestimados.

Las diferencias en las estimaciones de peligro uniforme son atribuibles a la incorporación de sismos históricos, a la disposición de más datos instrumentales al catálogo sísmico de la región y a la contribución de sismos corticales en la FVTM a la evaluación del peligro sísmico regional.

En este sentido, valdría la pena reflexionar sobre el impacto de este estudio en la redacción de normas y reglamentos de construcción en la región central del país, una vez incorporados los efectos de sitio observados en el valle de México al análisis de peligro sísmico.

De este modo, se demuestra que el estudio de sismos históricos tiene implicaciones importantes en cuanto a la evaluación del peligro sísmico regional se refiere. En opinión del autor, esta observación es la aportación más valiosa de esta investigación al estado de conocimiento actual sobre sismología en México pues, no sólo permite reducir las incertidumbres epistémicas asociadas a la estimación de la amenaza sísmica en el país, sino también contribuye con el desarrollo de la sociedad que en él habita.

5.4. Recomendaciones

Se pueden citar diversas recomendaciones que podrían reducir las incertidumbres epistémicas asociadas a la evaluación del peligro sísmico en la FVTM. Por ejemplo:

- Se recomienda ampliamente seguir invirtiendo recursos, tanto humanos como económicos, en la investigación de la actividad histórica y paleosismológica de la región pues, como se ha demostrado, los resultados tienen aplicaciones significativas en la estimación del peligro sísmico.
- Se exhorta a incorporar más estaciones sismológicas en la FVTM, que formen parte de la Red de Banda Ancha del SSN. En particular, se sugiere que dichas instalaciones se lleven a cabo entre las ciudades de Morelia y Guadalajara donde, de acuerdo con la Fig. 1.2, existe un gran número de fallas mapeadas. Esta acción permitiría determinar la relación magnitud-frecuencia de sismos en la zona con mayor objetividad.
- Como parte de estas instalaciones, se aconseja incluir acelerógrafos que permitan registrar movimientos fuertes. De este modo, se podría calibrar una relación de atenuación para la FVTM tras la ocurrencia de un sismo de magnitud considerable en el futuro.
- Se sabe que la evaluación del peligro sísmico en suelo rígido no es un ejercicio completo si no se consideran los efectos de sitio provocados por las condiciones locales del suelo. En este sentido, se reporta que, para la publicación de esta investigación, dicha estimación incluirá los efectos de suelo blando determinados para el valle de México.
- Se invita al lector ingeniero, interesado en la mecánica de suelos, a llevar a cabo estudios de microzonificación en otras localidades contenidas en la FVTM. Así, se podría cuantificar el peligro sísmico tomando en cuenta la respuesta del suelo en cada sitio.
- Finalmente, se recomienda realizar más estudios que evalúen la vulnerabilidad socio-económica, estructural, física, institucional, etc., de millones de personas que habitan la región en vías de que, junto con estudios de esta naturaleza, algún día la evaluación del riesgo sísmico característico de la FVTM sea una actividad viable.

Bibliografía

- [1] ABRAHAMSON, N. A., SILVA, W. J., y KAMAI, R., (2014). *Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions*, Earthquake Spectra: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp. 1025-1055.
- [2] AKI, K., (1965). *Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits*, Bulletin of the Earthquake Research Institute, vol. 43, pp. 237-239.
- [3] ALANIZ-ÁLVAREZ, S. A., NIETO-SAMANIEGO, A. F., OROZCO-ESQUIVEL, M. T., VASSALLO, L. F. y SHUNSHAN, X., (2002). *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 55, no. 1: 12-29.
- [4] ALANIZ-ÁLVAREZ, S. A., y NIETO-SAMANIEGO, A. F., (2005). *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 57, no. 1: 65-82.
- [5] ARROYO, D. y ORDAZ, M., (2010). *Multivariate Bayesian Regression Analysis Applied to Ground-Motion Prediction Equations, Part 2: Numerical Example with Actual Data*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 100, no. 4, 1568-1577.
- [6] BAKUN, W. H. y WENTWORTH C. M., (1997). *Estimating Earthquake location and magnitude from seismic intensity data*, Bulletin of the Seismological Society of America, 87 (6), 1502-1521.
- [7] CARDONA, O. D., (2011). *Disaster risk and vulnerability: Concepts and measurement of human and environmental insecurity*, In Coping with Global Environmental Change, Disasters and Security, pp. 107-121. Springer Berlin Heidelberg.

- [8] 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.
- [9] ESTEVA, L., (1968). *Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico*, Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- [10] FERRARI, L., OROZCO-ESQUIVEL, T., MANEA, V. y MANEA, M., (2012). *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*, Tectonophysics, 522, 122-149.
- [11] FLORES, T. y CAMACHO, H., (1922). *Terremoto Mexicano del 3 de enero de 1920*, Boletín 38, Instituto Geológico Mexicano.
- [12] GARCÍA-ACOSTA, V. y SUÁREZ, G., (1996). *Los Sismos en la Historia de México, Tomo I*, UNAM/CIESAS/Fondo de Cultura Económica, Mexico City, 719 pp.
- [13] GLOBAL CENTROID MOMENT TENSOR PROJECT (GLOBAL CMT). www.globalcmt.org
- [14] GUTENBERG R. y RICHTER C., (1944). *Frequency of earthquakes in California*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 34, pp. 185-188.
- [15] HUSKER, A. y DAVIS, P. M., (2009). *Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 114(B4).
- [16] INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA Y GEOGRAFÍA (INEGI). www.inegi.org.mx
- [17] INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE (ISC). www.isc.ac.uk
- [18] ISHIMOTO, M. e IDA, K., (1939). *Observations sur les seisms enregistres par le microseismograph construit dernièrement*, Bull.Earthqu.Res. Int., 17, 443-478.
- [19] ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA, (1999) *Annali di Geofisica. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992 - 1999*, vol. 42; no. 6; p. 994 - 1211.
- [20] JOHNSON, C.A. y HARRISON, C.G.A., (1990). *Neotectonics in central Mexico*, Phys. Of the Earth Int., 64, 187-210.
- [21] KIM, Y., CLAYTON, R. W. y JACKSON, J. M., (2010). *Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 115(B6).

- [22] KOSSOBOKOV V.I. y KEILIS-BOROK, V., (1990). *Localization of intermediate-term earthquake prediction*, Journal of Geophysical Research, vol. 92, B12, pp. 19763- 19772.
- [23] LANGRIDGE, R. M., PERSAUD, M. J., ZÚÑIGA, F. R., AGUIRRE-DÍAZ, G. DE J., VILLAMOR, P. y LACAN, P., (2013). *Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 30, no. 3: 463-481.
- [24] LANGRIDGE, R. M., WELDON, R. J., MOYA, J. C. y SUÁREZ, G., (2000). *Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 105(B2), 3019-3037.
- [25] MCCANN, W. R., NISHENKO, S. P., SYKES, L. R. y KRAUSE, J., (1979). *Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries*, In Earthquake Prediction and Seismicity Patterns, pp. 1082-1147, Birkhäuser Basel.
- [26] MELGAR, D. y PÉREZ-CAMPOS, X., (2011). *Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions*, Pure and applied geophysics, 168(8-9), 1449-1460.
- [27] NISHENKO, S. P., (1991). *Circum-Pacific seismic potential: 1989 - 1999*, Pure and applied geophysics, 135, 169-259.
- [28] ORDAZ M., (2004). *Mapa de peligro sísmico en México con fines de calificación de equipo eléctrico*, Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
- [29] ORDAZ M., AGUILAR A. y ARBOLEDA J., (2007). *Program for computing seismic hazard: CRISIS 2007 V1.1*, Institute of Engineering, UNAM, Mexico.
- [30] ORDAZ M., ARROYO, D., SINGH, S. K. y SUÁREZ, G., (2012). *Estudios para la reevaluación del riesgo sísmico para el sitio de la Central Nucleoeléctrica Laguna Verde (CNLV)*, Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
- [31] ORTUÑO, M., ZÚÑIGA, F. R., AGUIRRE-DÍAZ, G. J., CARREÓN-FREYRE, D., CERCA, M. y ROVERATO, M., (2015). *Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt)*, Geosphere, v. 11; no. 1; p. 160 - 184.
- [32] PARDO, M. y SUÁREZ, G., (1995). *Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 100(B7), 12357-12373.

- [33] PÉREZ-CAMPOS, X., KIM, Y., HUSKER, A., DAVIS, P. M., CLAYTON, R. W., IGLESIAS, A., PACHECO J. F., SINGH S. K., MANEA, V. y GURNIS, M., (2008). *Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico*, Geophysical Research Letters, 35(18).
- [34] PERSAUD, M., ZÚÑIGA, F. R., AGUIRRE-DÍAZ, G., VILLAMOR, P. y LANGRIDGE, R., (2006). *First Steps Towards the Paleoseismological History of the Pastores and Venta de Bravo Faults, Acambay Graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Central Mexico*, In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 1, p. 0501).
- [35] PONCE, L., GAULON, R., SUÁREZ, G. y LOMAS, E., (1992). *Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico*, Geophys. Res. Lett., 19, 773–776.
- [36] RONG, Y., JACKSON, D., D. y KAGAN, Y., Y., (2003). *Seismic gaps and earthquakes*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 108, no. B10.
- [37] SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL (SSN). www.ssn.unam.mx
- [38] SUÁREZ, G., MONFRET, T. y DAVID, C., (1990). *Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico*, Nature, 345, 336–338.
- [39] SUÁREZ, G. (2000). *El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920*, Revista Mexicana de Ingeniería Sísmica, v. 42, p. 3-15.
- [40] SUÁREZ, G. y JIMÉNEZ, G., (2013). *Determination of magnitude and epicenter of historical earthquakes on the Trans-Mexican Volcanic Belt*, In AGU Fall Meeting Abstracts (S13C-08).
- [41] SUÑÉ-PUCHOL, I., (2014). *Estudio neotectónico del volcán Temascalcingo y de la actividad paleosísmica de la falla San Mateo (graben de Acambay, Cinturón Volcánico Mexicano)*, Tesis de Maestría, 93 pp., Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.
- [42] SUTER, M., QUINTERO, O. y JOHNSON, C., (1992). *Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. 1. The Venta de Bravo fault*, Journal of Geophysical Research 97, 11,983–11,994.
- [43] SUTER, M., CARRILLO-MARTÍNEZ, M. y QUINTERO-LEGORRETA, O., (1996). *Macro-seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico*, Seismological Society of America Bulletin 86, 1952–1963.

- [44] STEIN, S. y WYSESSION, M., (2003). *An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing Ltd.
- [45] UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). *www.usgs.gov*
- [46] YANG, T., GRAND, S. P., WILSON, D., GUZMÁN-SPEZIALE, M., GÓMEZ-GONZÁLEZ, J. M., DOMINGUEZ-REYES, T., LAWTON, T. y NI, J., (2009). *Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 114(B1).

Capítulo 6

Anexos*

Tabla 6.1: Catálogo de sismos con $M \geq 4$ utilizado en este estudio.

| Año | Mes | Día | Longitud | Latitud | Prof. [km] | Magnitud |
|------|-----|-----|-----------|---------|------------|----------|
| 1858 | 06 | 19 | -100.9550 | 19.5099 | | 7.6 |
| 1875 | 02 | 01 | -103.4230 | 21.0811 | | 7.0 |
| 1887 | 05 | 29 | -99.6580 | 21.0059 | | 6.1 |
| 1912 | 11 | 19 | -99.8000 | 19.9300 | 33 | 6.8 |
| 1920 | 01 | 04 | -97.0800 | 19.2700 | 33 | 6.4 |
| 1950 | 03 | 11 | -98.8700 | 20.3500 | 0 | 4.9 |
| 1959 | 04 | 06 | -97.7800 | 19.2500 | 15 | 4.7 |
| 1976 | 03 | 25 | -99.7500 | 20.5780 | 15 | 5.5 |
| 1979 | 02 | 22 | -100.1800 | 19.8900 | 9 | 5.5 |
| 1979 | 02 | 28 | -100.3000 | 20.1600 | 18 | 5.0 |
| 1980 | 09 | 18 | -99.9000 | 19.8000 | 19 | 4.2 |
| 1980 | 09 | 29 | -102.6000 | 19.7000 | 20 | 4.5 |
| 1980 | 11 | 21 | -99.2000 | 20.3000 | 5 | 4.8 |
| 1981 | 03 | 08 | -99.4000 | 19.2000 | 3 | 4.0 |
| 1981 | 08 | 22 | -99.3000 | 19.4000 | 3 | 4.2 |
| 1981 | 10 | 08 | -98.9000 | 20.7000 | 1 | 4.0 |
| 1983 | 01 | 24 | -101.5000 | 19.5000 | 5 | 4.4 |
| 1987 | 01 | 27 | -99.2100 | 20.3100 | 15 | 4.0 |
| 1989 | 09 | 10 | -99.4300 | 21.0400 | 10 | 4.5 |

| Año | Mes | Día | Longitud | Latitud | Prof. [km] | Magnitud |
|------|-----|-----|-----------|---------|------------|----------|
| 1989 | 12 | 06 | -102.5939 | 19.2484 | 20 | 4.6 |
| 1989 | 12 | 07 | -103.4800 | 19.0500 | 14 | 4.4 |
| 1994 | 09 | 11 | -99.5160 | 19.5860 | 33 | 4.6 |
| 1998 | 03 | 04 | -104.3040 | 20.6800 | 16 | 4.0 |
| 2000 | 06 | 05 | -96.2900 | 18.7700 | 16 | 4.2 |
| 2002 | 09 | 04 | -101.5800 | 19.8800 | 32 | 4.1 |
| 2002 | 11 | 03 | -97.8200 | 19.0400 | 2 | 4.0 |
| 2003 | 02 | 04 | -98.5120 | 18.9180 | 2 | 4.1 |
| 2003 | 04 | 07 | -102.5900 | 19.6700 | 20 | 4.0 |
| 2003 | 12 | 05 | -101.2500 | 19.7200 | 7 | 4.2 |
| 2003 | 12 | 15 | -99.5300 | 20.5600 | 4 | 4.1 |
| 2004 | 07 | 08 | -102.8380 | 20.3200 | 15 | 4.0 |
| 2004 | 10 | 07 | -103.4780 | 20.8140 | 5 | 4.2 |
| 2005 | 08 | 06 | -98.5800 | 19.8000 | 21 | 4.0 |
| 2006 | 04 | 30 | -100.8300 | 19.9700 | 15 | 4.2 |
| 2007 | 05 | 12 | -104.6710 | 20.8040 | 4 | 4.5 |
| 2010 | 04 | 17 | -99.0390 | 20.4480 | 2 | 4.0 |
| 2010 | 05 | 18 | -98.9600 | 20.3800 | 3 | 4.3 |
| 2010 | 07 | 15 | -103.0200 | 19.5200 | 16 | 4.1 |
| 2010 | 12 | 18 | -97.1900 | 18.9400 | 7 | 4.1 |
| 2011 | 05 | 12 | -96.7600 | 19.2700 | 24 | 4.0 |
| 2011 | 09 | 28 | -96.6420 | 19.7600 | 23 | 4.1 |
| 2011 | 11 | 21 | -97.7500 | 19.2800 | 6 | 4.2 |
| 2012 | 05 | 17 | -95.9830 | 19.0910 | 22 | 4.2 |

*Por alguna razón, desconocida para el autor, no es posible agregar demasiadas tablas en formato LaTeX y, por tanto, no se pueden anexar los datos que reproducen los espectros de aceleración esperados para la ciudad de Jalapa, para cuatro periodos de retorno. No obstante, esta información ser solicitada al correo: nato92(at)ciencias.unam.mx.

Tabla 6.2: Valores de aceleración pico (en gales) esperados en la FVTM para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad A.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 1.3690E+01 | 4.0734E+01 | 9.7310E+01 | 1.8128E+02 |
| 1.5000E-01 | 2.5399E+01 | 8.0335E+01 | 2.0062E+02 | 3.8022E+02 |
| 3.0000E-01 | 1.5111E+01 | 4.7315E+01 | 1.1945E+02 | 2.3108E+02 |
| 5.0000E-01 | 7.8178E+00 | 2.4494E+01 | 6.2527E+01 | 1.2357E+02 |
| 1.0000E+00 | 2.1693E+00 | 7.4193E+00 | 2.0710E+01 | 4.3598E+01 |
| 2.0000E+00 | 7.9823E-01 | 2.7756E+00 | 8.2207E+00 | 1.8315E+01 |
| 3.0000E+00 | 4.1546E-01 | 1.3398E+00 | 4.2671E+00 | 1.0063E+01 |

Tabla 6.3: Aceleraciones máximas (en gales) estimadas en la FVTM para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad B.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 2.7578E+01 | 1.0160E+02 | 2.6042E+02 | 4.8050E+02 |
| 1.5000E-01 | 4.9845E+01 | 1.9799E+02 | 5.3844E+02 | 1.0301E+03 |
| 3.0000E-01 | 3.8082E+01 | 1.5454E+02 | 4.1400E+02 | 7.8179E+02 |
| 5.0000E-01 | 2.7145E+01 | 1.0609E+02 | 2.6896E+02 | 4.9128E+02 |
| 1.0000E+00 | 1.0685E+01 | 4.7120E+01 | 1.2142E+02 | 2.2508E+02 |
| 2.0000E+00 | 4.8271E+00 | 2.2402E+01 | 5.8030E+01 | 1.0860E+02 |
| 3.0000E+00 | 2.7986E+00 | 1.3889E+01 | 3.6577E+01 | 6.8148E+01 |

Tabla 6.4: Aceleraciones máximas (en gales) esperadas en la FVTM para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad C.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 3.3461E+01 | 1.3305E+02 | 3.4707E+02 | 6.2327E+02 |
| 1.5000E-01 | 6.0202E+01 | 2.5779E+02 | 7.2839E+02 | 1.3634E+03 |
| 3.0000E-01 | 4.8533E+01 | 2.1419E+02 | 5.8211E+02 | 1.0704E+03 |
| 5.0000E-01 | 3.6102E+01 | 1.5370E+02 | 3.7813E+02 | 6.7604E+02 |
| 1.0000E+00 | 1.5557E+01 | 7.1527E+01 | 1.7892E+02 | 3.1988E+02 |
| 2.0000E+00 | 7.3613E+00 | 3.4954E+01 | 8.6840E+01 | 1.5621E+02 |
| 3.0000E+00 | 4.4973E+00 | 2.2604E+01 | 5.6286E+01 | 1.0128E+02 |

Tabla 6.5: Estimaciones de peligro sísmico en la FVTM de acuerdo con tres caracterizaciones de su sismicidad.

| Intensidad [gal] | Modelo A [%] | Modelo B [%] | Modelo C [%] |
|------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1.0000E+00 | 9.9848E-01 | 9.9945E-01 | 9.9944E-01 |
| 1.6860E+00 | 9.8772E-01 | 9.9541E-01 | 9.9544E-01 |
| 2.8427E+00 | 9.4003E-01 | 9.7596E-01 | 9.7681E-01 |
| 4.7928E+00 | 8.1615E-01 | 9.1800E-01 | 9.2337E-01 |
| 8.0808E+00 | 6.1545E-01 | 8.0339E-01 | 8.2106E-01 |
| 1.3624E+01 | 3.9518E-01 | 6.3989E-01 | 6.7661E-01 |
| 2.2971E+01 | 2.1723E-01 | 4.5881E-01 | 5.1265E-01 |
| 3.8730E+01 | 1.0360E-01 | 2.9475E-01 | 3.5442E-01 |
| 6.5299E+01 | 4.3154E-02 | 1.6899E-01 | 2.2143E-01 |
| 1.1001E+02 | 1.5558E-02 | 8.5778E-02 | 1.2347E-01 |
| 1.8563E+02 | 4.7279E-03 | 3.7837E-02 | 6.0266E-02 |
| 3.1297E+02 | 1.1637E-03 | 1.3931E-02 | 2.4777E-02 |
| 5.2767E+02 | 2.2116E-04 | 3.9876E-03 | 7.9844E-03 |
| 8.8967E+02 | 3.0744E-05 | 8.0815E-04 | 1.8272E-03 |
| 1.5000E+03 | 2.9406E-06 | 1.0571E-04 | 2.6915E-04 |

Tabla 6.6: Estimaciones de peligro uniforme en la Ciudad de México de acuerdo con tres modelos de sismicidad en la FVTM.

| Intensidad [gal] | Modelo A [%] | Modelo B [%] | Modelo C [%] |
|------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 9.9944E-01 |
| 2.2537E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 9.9544E-01 |
| 5.0792E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 9.7681E-01 |
| 1.1447E+01 | 9.9533E-01 | 9.9734E-01 | 9.2337E-01 |
| 2.5799E+01 | 7.8826E-01 | 8.4777E-01 | 8.2106E-01 |
| 5.8143E+01 | 3.4127E-01 | 4.3712E-01 | 6.7661E-01 |
| 1.3104E+02 | 9.4318E-02 | 1.4590E-01 | 5.1265E-01 |
| 2.9532E+02 | 1.6510E-02 | 3.1413E-02 | 3.5442E-01 |
| 6.6557E+02 | 1.1516E-03 | 3.2362E-03 | 2.2143E-01 |
| 1.5000E+03 | 1.8223E-05 | 1.2156E-04 | 1.2347E-01 |

Tabla 6.7: Estimaciones de peligro uniforme en Guadalajara de acuerdo con tres modelos de sismicidad en la FVTM.

| Intensidad [gal] | Modelo A [%] | Modelo B [%] | Modelo C [%] |
|------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 2.2537E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 5.0792E+00 | 9.9998E-01 | 9.9999E-01 | 1.0000E+00 |
| 1.1447E+01 | 9.7068E-01 | 9.8187E-01 | 9.9723E-01 |
| 2.5799E+01 | 6.4713E-01 | 7.3760E-01 | 8.5502E-01 |
| 5.8143E+01 | 2.2673E-01 | 3.3294E-01 | 4.3620E-01 |
| 1.3104E+02 | 4.7380E-02 | 1.0012E-01 | 1.4380E-01 |
| 2.9532E+02 | 5.4816E-03 | 2.0408E-02 | 3.4853E-02 |
| 6.6557E+02 | 2.4566E-04 | 2.3284E-03 | 5.0619E-03 |
| 1.5000E+03 | 3.7298E-06 | 1.0709E-04 | 2.8842E-04 |

Tabla 6.8: Estimaciones de peligro uniforme en Morelia de acuerdo con tres modelos de sismicidad en la FVTM.

| Intensidad [gal] | Modelo A [%] | Modelo B [%] | Modelo C [%] |
|------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 2.2537E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 5.0792E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 1.1447E+01 | 9.8804E-01 | 9.9311E-01 | 9.9769E-01 |
| 2.5799E+01 | 7.3844E-01 | 8.1029E-01 | 8.6930E-01 |
| 5.8143E+01 | 2.9748E-01 | 3.9700E-01 | 4.6451E-01 |
| 1.3104E+02 | 7.2186E-02 | 1.2378E-01 | 1.5985E-01 |
| 2.9532E+02 | 9.6867E-03 | 2.4469E-02 | 3.8005E-02 |
| 6.6557E+02 | 4.7208E-04 | 2.5440E-03 | 5.2087E-03 |
| 1.5000E+03 | 6.1683E-06 | 1.0928E-04 | 2.8840E-04 |

Tabla 6.9: Estimaciones de peligro uniforme en Jalapa de acuerdo con tres modelos de sismicidad en la FVTM.

| Intensidad [gal] | Modelo A [%] | Modelo B [%] | Modelo C [%] |
|------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 2.2537E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 | 1.0000E+00 |
| 5.0792E+00 | 9.9912E-01 | 9.9946E-01 | 9.9963E-01 |
| 1.1447E+01 | 8.6513E-01 | 90633E-01 | 9.1801E-01 |
| 2.5799E+01 | 4.1207E-01 | 5.3521E-01 | 5.6851E-01 |
| 5.8143E+01 | 1.1886E-01 | 2.2314E-01 | 2.6095E-01 |
| 1.3104E+02 | 2.3950E-02 | 7.3705E-02 | 1.0113E-01 |
| 2.9532E+02 | 2.9750E-03 | 1.7438E-02 | 2.9862E-02 |
| 6.6557E+02 | 1.6151E-04 | 2.2204E-03 | 4.8349E-03 |
| 1.5000E+03 | 3.1784E-06 | 1.0616E-04 | 2.8464E-04 |

Tabla 6.10: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en la Ciudad de México para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad A.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 4.5333E+01 | 1.3027E+02 | 2.7133E+02 | 4.2547E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.0286E+02 | 2.8168E+02 | 5.9525E+02 | 9.2982E+02 |
| 3.0000E-01 | 6.8778E+01 | 1.7067E+02 | 3.5179E+02 | 5.8968E+02 |
| 5.0000E-01 | 5.2678E+01 | 1.1294E+02 | 2.2411E+02 | 3.6429E+02 |
| 1.0000E+00 | 3.1477E+01 | 6.5302E+01 | 1.3042E+02 | 2.0392E+02 |
| 2.0000E+00 | 1.4799E+01 | 2.9530E+01 | 5.6892E+01 | 8.9536E+01 |
| 3.0000E+00 | 8.6149E+00 | 1.7550E+01 | 3.4654E+01 | 5.2558E+01 |

Tabla 6.11: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en la Ciudad de México para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad B.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 6.2909E+01 | 1.6425E+02 | 3.4830E+02 | 5.7010E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.3170E+02 | 3.4785E+02 | 7.5234E+02 | 1.2438E+03 |
| 3.0000E-01 | 8.9616E+01 | 2.3956E+02 | 5.2726E+02 | 8.6299E+02 |
| 5.0000E-01 | 6.0668E+01 | 1.5890E+02 | 3.2326E+02 | 5.3406E+02 |
| 1.0000E+00 | 3.2168E+01 | 8.1194E+01 | 1.6409E+02 | 2.7400E+02 |
| 2.0000E+00 | 1.4692E+01 | 3.8535E+01 | 7.5977E+01 | 1.2252E+02 |
| 3.0000E+00 | 8.7485E+00 | 2.2428E+01 | 4.5874E+01 | 7.6879E+01 |

Tabla 6.12: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en la Ciudad de México para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad C.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 6.9574E+01 | 1.9012E+02 | 4.1086E+02 | 6.9839E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.4478E+02 | 3.9987E+02 | 8.8491E+02 | 1.5594E+03 |
| 3.0000E-01 | 1.0440E+02 | 2.8657E+02 | 6.5025E+02 | 1.1272E+03 |
| 5.0000E-01 | 7.9864E+01 | 1.9842E+02 | 4.2125E+02 | 6.9732E+02 |
| 1.0000E+00 | 4.4589E+01 | 1.0576E+02 | 2.0954E+02 | 3.4447E+02 |
| 2.0000E+00 | 2.1577E+01 | 4.9926E+01 | 9.9035E+01 | 1.6623E+02 |
| 3.0000E+00 | 1.2337E+01 | 3.0553E+01 | 6.2357E+01 | 1.0466E+02 |

Tabla 6.13: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en Guadalajara para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad A.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 3.7968E+01 | 9.1223E+01 | 1.8204E+02 | 3.0267E+02 |
| 1.5000E-01 | 7.9588E+01 | 1.9096E+02 | 3.7982E+02 | 6.4202E+02 |
| 3.0000E-01 | 6.5494E+01 | 1.5343E+02 | 2.9470E+02 | 4.7044E+02 |
| 5.0000E-01 | 5.4922E+01 | 1.2518E+02 | 2.3051E+02 | 3.5930E+02 |
| 1.0000E+00 | 3.3044E+01 | 7.4831E+01 | 1.3784E+02 | 2.0624E+02 |
| 2.0000E+00 | 1.6444E+01 | 3.8594E+01 | 6.7671E+01 | 1.0035E+02 |
| 3.0000E+00 | 9.1810E+00 | 2.1357E+01 | 3.9392E+01 | 5.8637E+01 |

Tabla 6.14: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en Guadalajara para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad B.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 4.9082E+01 | 1.3446E+02 | 2.9868E+02 | 5.0035E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.0292E+02 | 2.7387E+02 | 6.3132E+02 | 1.0788E+03 |
| 3.0000E-01 | 8.5931E+01 | 2.2141E+02 | 4.7418E+02 | 8.1509E+02 |
| 5.0000E-01 | 7.0009E+01 | 1.6539E+02 | 3.2178E+02 | 5.3033E+02 |
| 1.0000E+00 | 3.7809E+01 | 8.7989E+01 | 1.6736E+02 | 2.7161E+02 |
| 2.0000E+00 | 1.9402E+01 | 4.4008E+01 | 8.3088E+01 | 1.2833E+02 |
| 3.0000E+00 | 1.0537E+01 | 2.5311E+01 | 4.8673E+01 | 7.8847E+01 |

Tabla 6.15: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en Guadalajara para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad C.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 6.2725E+01 | 1.6599E+02 | 3.7473E+02 | 6.6827E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.2524E+02 | 3.4067E+02 | 7.9728E+02 | 1.4542E+03 |
| 3.0000E-01 | 1.1381E+02 | 2.8632E+02 | 6.3147E+02 | 1.1078E+03 |
| 5.0000E-01 | 9.5331E+01 | 2.1892E+02 | 4.3541E+02 | 7.1184E+02 |
| 1.0000E+00 | 5.7910E+01 | 1.2254E+02 | 2.2280E+02 | 3.5334E+02 |
| 2.0000E+00 | 2.7531E+01 | 5.8890E+01 | 1.0817E+02 | 1.7319E+02 |
| 3.0000E+00 | 1.6744E+01 | 3.5898E+01 | 6.6715E+01 | 1.0745E+02 |

Tabla 6.16: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en Morelia para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad A.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 4.5333E+01 | 1.1180E+02 | 2.2115E+02 | 3.5300E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.0286E+02 | 2.4508E+02 | 4.7713E+02 | 7.6787E+02 |
| 3.0000E-01 | 6.8778E+01 | 1.6450E+02 | 3.1734E+02 | 5.1725E+02 |
| 5.0000E-01 | 5.2678E+01 | 1.2200E+02 | 2.2559E+02 | 3.4875E+02 |
| 1.0000E+00 | 3.1477E+01 | 7.2769E+01 | 1.3606E+02 | 2.0397E+02 |
| 2.0000E+00 | 1.4799E+01 | 3.5655E+01 | 6.3514E+01 | 9.5002E+01 |
| 3.0000E+00 | 8.6149E+00 | 2.0350E+01 | 3.7991E+01 | 5.6054E+01 |

Tabla 6.17: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en Morelia para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad B.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 5.8555E+01 | 1.4947E+02 | 3.1864E+02 | 5.2259E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.1931E+02 | 3.1144E+02 | 6.8347E+02 | 1.1375E+03 |
| 3.0000E-01 | 9.0896E+01 | 2.3097E+02 | 4.9018E+02 | 8.2708E+02 |
| 5.0000E-01 | 6.8551E+01 | 1.6388E+02 | 3.1850E+02 | 5.2510E+02 |
| 1.0000E+00 | 3.6630E+01 | 8.6738E+01 | 1.6634E+02 | 2.7065E+02 |
| 2.0000E+00 | 1.8256E+01 | 4.2452E+01 | 8.0052E+01 | 1.2479E+02 |
| 3.0000E+00 | 1.0136E+01 | 2.4628E+01 | 4.7724E+01 | 7.7611E+01 |

Tabla 6.18: Estimaciones de peligro uniforme (en gales) esperadas en Morelia para periodos de retorno de 100, 500, 2500 y 10000 años. Estas cantidades fueron estimadas para cada 7 periodos de oscilación de acuerdo con el modelo de sismicidad C.

| Periodo [s] | $\tau = 100$ años | $\tau = 500$ años | $\tau = 2500$ años | $\tau = 10,000$ años |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------------------|
| 5.0000E-03 | 6.6039E+01 | 1.7567E+02 | 3.8555E+02 | 6.7363E+02 |
| 1.5000E-01 | 1.3407E+02 | 3.6498E+02 | 8.2616E+02 | 1.4772E+03 |
| 3.0000E-01 | 1.0971E+02 | 2.8282E+02 | 6.2983E+02 | 1.1030E+03 |
| 5.0000E-01 | 8.8867E+01 | 2.0797E+02 | 4.2175E+02 | 6.9553E+02 |
| 1.0000E+00 | 5.4252E+01 | 1.1580E+02 | 2.1468E+02 | 3.4542E+02 |
| 2.0000E+00 | 2.5091E+01 | 5.4996E+01 | 1.0326E+02 | 1.6792E+02 |
| 3.0000E+00 | 1.4929E+01 | 3.3858E+01 | 6.4300E+01 | 1.0532E+02 |

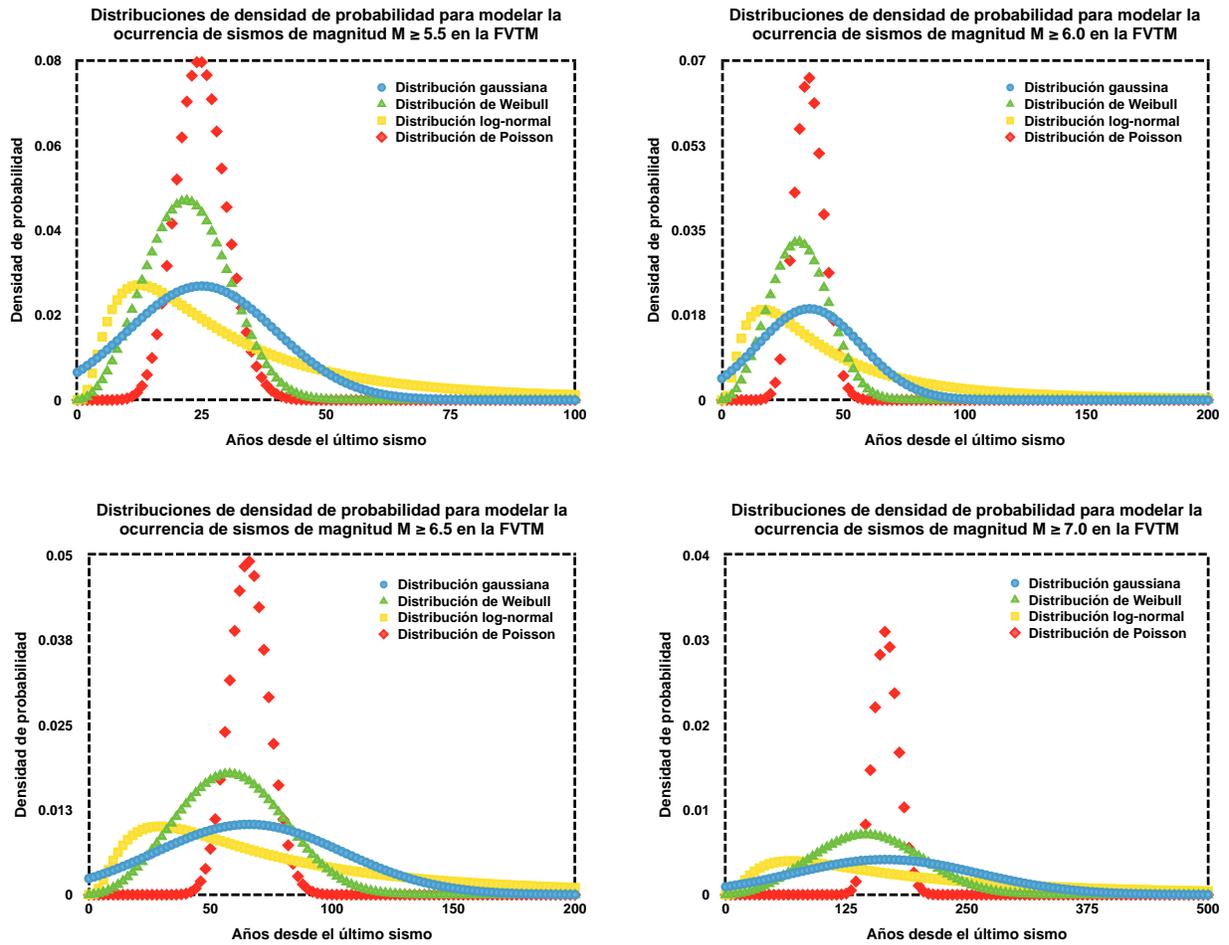


Figura 6 . 1: Funciones de probabilidad acumulada estimadas en esta investigación para determinar las probabilidades condicionales de sismos en la FVTM en los próximos 50 años.

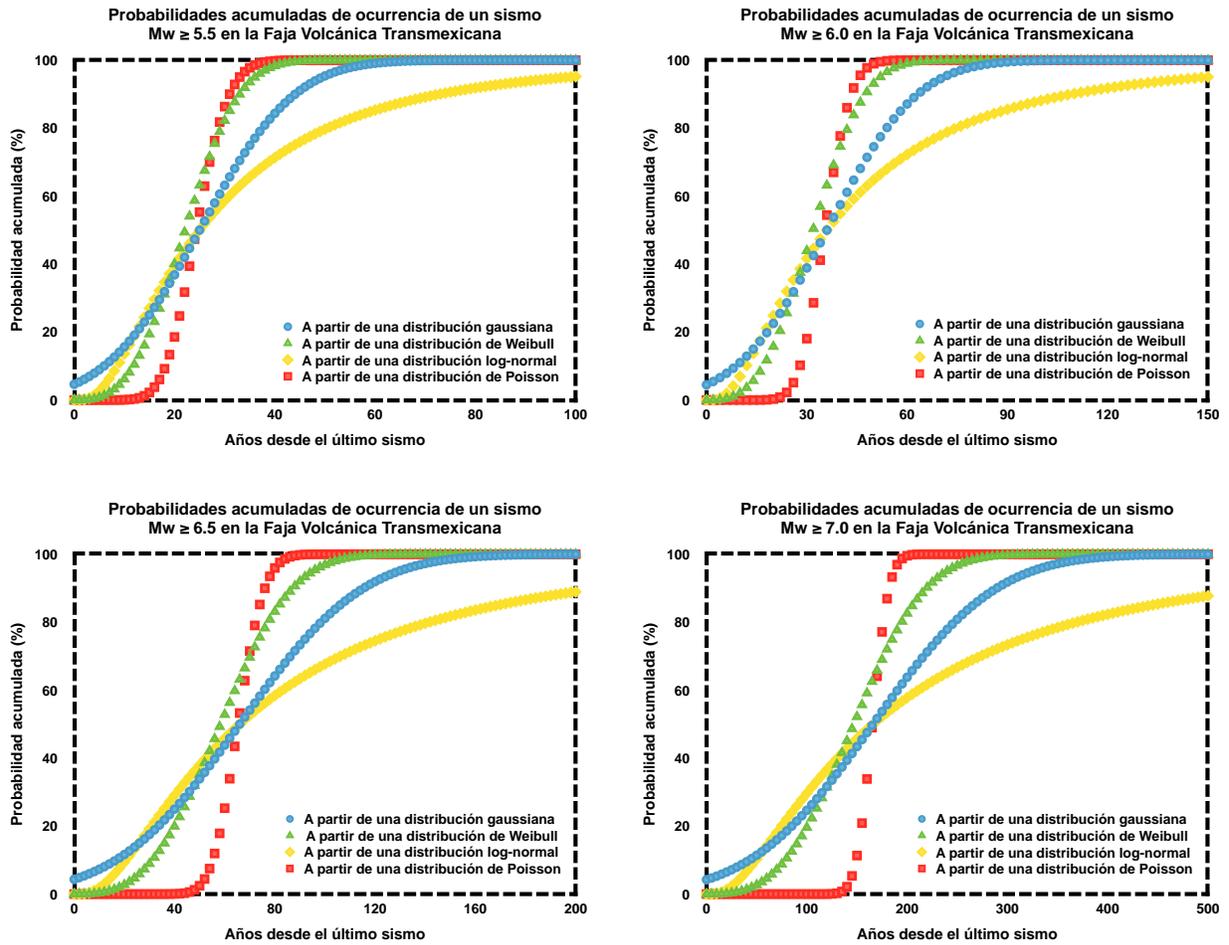


Figura 6 . 2: Funciones de probabilidad acumulada estimadas en esta investigación para determinar las probabilidades condicionales de sismos en la FVTM en los próximos 50 años.