



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE
HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**REGIONALIZACIÓN SÍSMICA DE MICHOACÁN Y
DETERMINACIÓN DE PERIODOS DE RECURRENCIA
PARA SISMOS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:

L.F.M. NANCY MAGAÑA GARCÍA

ASESOR DE TESIS:

DOCTOR EN CIENCIAS EN EL ÁREA DE SISMOLOGÍA

DR. ÁNGEL FIGUEROA SOTO

COASESOR:

MAESTRO EN CIENCIAS

M.C ALEJANDRO CLEMENTE CHÁVEZ



MORELIA MICH.

AGOSTO, 2017

A mis padres... Álvaro Magaña y Fabiola García

Agradecimientos

Agradezco a mi asesor Ángel G. Figueroa Soto por su tiempo, dedicación y múltiples consejos, por su ayuda en el manejo de los datos y por su constante interés en mi comprensión del tema. A mi coasesor Alejandro Clemente Chávez, por su gran ayuda y por sus observaciones para mejorar esta tesis.

A mis padres Álvaro y Fabiola por su apoyo durante toda mi vida, por siempre estar al pendiente de mi y ayudarme en todo lo que he necesitado, por quererme y confiar en mi, que todo eso me ha motivado a ser una buena hija y una mejor persona. A mi hermano Álvaro que además de ser mi familia ha sido mi amigo, que me ha alentado a seguir adelante y cumplir todas mis metas.

A mi amigo Bedolla que me ha ayudado mucho durante toda mi carrera y por hacerme presión para titularme pronto al igual que en la licenciatura. A mi amiga Zoila quien ha compartido tiempo conmigo y hemos pasado muchas cosas juntas durante esta maestría. A mi querido Alex, que siempre me ha apoyado en las situaciones más difíciles que he tenido que pasar y con quien he pasado momentos geniales.

Gracias a CONACYT por la beca de maestría con registro No. 665890 y al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEgeo) especialmente al Departamento de Recursos Humanos por su apoyo para la conclusión de esta tesis.

Y no por ser los últimos, son los menos importantes, gracias a mis sinodales los Drs. Víctor Hugo Garduño Monroy, Erna López Granados, Hortencia Flores Estrella, Orlando Miguel Espinoza que gracias a su tiempo y disposición para revisar mi tesis, pude titularme a tiempo.

Gracias a todos.

Índice general

Agradecimientos	I
Índice general	II
Resumen	v
Abstract	VI
1. Introducción	1
1.1. Hipótesis	2
1.2. Objetivos	2
2. Antecedentes	4
2.1. Sismicidad Histórica en el Estado de Michoacán	4
2.2. Revisión de catálogos de sismicidad	7
2.2.1. Sismos reportados por Pardo y Suárez (1995) y Martínez-López (2016)	7
2.2.2. Sismos reportados por Pacheco <i>et al.</i> (1999)	10
2.2.3. Sismos reportados por Ego y Ansan (2002)	12
2.2.4. Sismos reportados por Campos-Enríquez (2015)	13
2.2.5. Proyecto Global Centroide del Tensor de Momento	14
2.2.6. Catálogo Homogeneizado por Zúñiga <i>et al.</i> (Comunicación personal)	15
2.3. Antecedentes sobre tiempo de recurrencia	16
2.3.1. Zona de subducción	16
2.3.2. Centro de Michoacán	17
2.3.3. Zona correspondiente al SFMA	18
3. Marco Teórico	21
3.1. Zona de Estudio: Encuadramiento tectónico y geológico del Estado de Michoacán	21
3.1.1. Tipos de magnitudes sísmicas	24

3.1.2.	Saturación de magnitud	26
3.1.3.	Mecanismos focales	28
3.2.	Caracterización estadística de la sismicidad	30
3.3.	Determinación de periodos de recurrencia	33
3.3.1.	Cálculo de M_c	33
3.3.2.	Máxima Curvatura (MAXC)	34
3.3.3.	Método de Rango total de Magnitudes (EMR)	35
3.3.4.	Cálculo del valor b	35
3.4.	Determinación de errores	37
3.4.1.	Método de "bootstrap"	37
3.4.2.	Propagación del error para la estimación del tiempo de recurrencia (<i>Trec</i>)	38
4.	Metodología	39
4.1.	Construcción del catálogo homogéneo de sismicidad para Michoacán	39
4.2.	Regionalización sísmica	40
4.3.	Determinación de la estabilidad para el valor b	47
4.4.	Tiempo de recurrencia	50
5.	Resultados y discusión	52
5.1.	Análisis con EMR	54
5.1.1.	Zona A (Zona de subducción)	54
5.1.2.	Zona B1	56
5.1.3.	Zona B2	58
5.1.4.	Zona C (SFMA)	61
5.2.	Análisis con MAXC	63
5.2.1.	Zona A (Zona de subducción)	63
5.2.2.	Zona B1	65
5.2.3.	Zona B2	67
5.2.4.	Zona C (SFMA)	69
5.3.	Comparación entre EMR y MAXC	71
5.3.1.	Zona A (Zona de subducción)	71
5.3.2.	Zona B1	72
5.3.3.	Zona B2	74
5.3.4.	Zona C	75
5.4.	Discusión	77
6.	Conclusiones	80
A.	Histogramas	82

Resumen

Michoacán es uno de los estados con mayor ocurrencia de sismos en México debido a que se encuentra en el límite de convergencia generado por la subducción de la Placa de Cocos sobre la Placa Norteamericana localizada en la zona del Océano Pacífico adicionalmente a la existencia de fallas activas en el interior del estado como lo representa el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA). Es importante realizar una combinación de estudios sísmicos, paleosismológicos y geológicos para tener una planificación y desarrollo de complejos urbanos con el fin de mitigar desastres en presencia de sismos destructivos. Por medio de la sismología estadística, es posible caracterizar el grado de actividad sísmica así como estimar los periodos de recurrencia para sismos.

Para este trabajo, se compiló un catálogo de sismicidad para el estado de Michoacán y se homogeneizó en tiempo y magnitud. Dicha información se obtuvo de agencias nacionales y mundiales (SSN, CMT, etc), de algunos datos publicados por Mendoza y Martínez-López (2015) y partiendo del catálogo sísmico homogeneizado por F. R. Zúñiga (Comunicación personal). A partir del análisis de los diferentes mecanismos focales reportados en la literatura y de estudios geológicos, se complementó la regionalización sísmica del estado de Michoacán presentada por Vázquez-Rosas (2012) y se determinaron los periodos de recurrencia para sismos dentro de las cuatro diferentes regiones sismotectónicas. Además se determinaron periodos estables para el valor b de la relación de Gutenberg-Richter(1944) utilizando las técnicas de Máxima Curvatura y EMR (Entire Magnitude Range Method, 2005), lo que nos permitió determinar periodos de recurrencia para la zona de subducción de 282.78 ± 0.63 años para terremotos mayores a 7.5 con la técnica EMR y 38.47 ± 2.22 años con la técnica MAXC; 33.26 ± 4.96 años para terremotos mayores a 5 para la zona B1 con la técnica EMR y 24.92 ± 6.68 con la técnica MAXC; 102.9011 ± 0.71222 años para terremotos mayores a 7.0 para la zona B2 con la técnica EMR y 32.0252 ± 2.1003 años con la técnica MAXC; y la última, la zona C 11693 ± 0.014 años para terremotos mayores a 5 con la técnica EMR y 9567.98 ± 0.027 años con la técnica MAXC. Si consideramos que el SFMA cruza Zacapu, Pátzcuaro, Morelia, Cuitzeo, Maravatío y Acambay, la población afectada estaría alrededor de 1132807 habitantes.

PALABRAS CLAVE: Sismología, Gutenberg-Richter, Recurrencia, Regionalización, EMR.

Abstract

Michoacán is one of the states with the highest occurrence of earthquakes in Mexico and it is a limit of convergence triggered by the subduction of Cocos plate over the North American plate, located in the zone of the Pacific Ocean of our country, in addition to the existence of active faults inside of the state like the Morelia-Acambay Fault System (MAFS). It is important to make a combination of seismic, paleoseismological and geological studies to have good planning and development of urban complexes to mitigate disasters if destructive earthquakes appear. With statistical seismology it is possible to characterize the degree of seismic activity as well as to estimate the recurrence periods for earthquakes.

For this work, seismicity catalog of Michoacán was compiled and homogenized in time and magnitude. This information was obtained from world and national agencies (SSN, CMT, etc), some data published by Mendoza and Martínez-López (2015) and starting from the seismic catalog homogenized by F. R. Zúñiga (Personal communication). From the analysis of the different focal mechanisms reported in the literature and geological studies, the seismic regionalization of the state of Michoacán complemented the one presented by Vázquez-Rosas (2012) and the recurrence periods for earthquakes within the Four different seismotectonic regions. In addition, stable periods were determined for the b value of the Gutenberg-Richter (1944) using the Maximum Curvature and EMR (Entire Magnitude Range Method, 2005) techniques, which allowed us to determine recurrence periods: 282.78 ± 0.63 years for earthquakes upper to 7.5 for the subduction zone with EMR technique and 38.47 ± 2.22 years with MAXC technique for the same zone; 33.26 ± 4.96 years for earthquakes upper to 5 for B1 zone with EMR technique and 24.92 ± 6.68 years with MAXC technique; 102.9011 ± 0.71222 years for earthquakes upper to 7.0 for B2 zone with EMR technique and 32.0252 ± 2.1003 years with MAXC technique; and the last one, the C zone 11693 ± 0.014 years for earthquakes upper to 5 with EMR technique and 9567.98 ± 0.27 years with MAXC technique. This recurrence periods are very similar to periods calculated by Garduño-Monroy (2009) and Sunye-Puchol (2015) using paleoseismological methods. If we consider that the MAFS cross Zacapu, Pátzcuaro, Morelia, Cuitzeo, Maravatío and Acambay, the affected population would be around 1132807 habitants.

KEY WORDS: Sismology, Gutenberg-Richter, Recurrence, Regionalization, EMR.

Capítulo 1

Introducción

En promedio, al año México experimenta más de 90 movimientos sísmicos con una magnitud mayor o igual a 4.0 en la escala de Richter debido principalmente a la sismicidad provocada por la actividad de varias placas tectónicas sobre las cuales está asentado el territorio del país, a ello hay que agregar una serie de fallas geológicas continentales y regionales que atraviesan y circundan el país [Schroeder y Medina, 2012]. Las placas tectónicas incluyen la placa de Cocos, en el Pacífico y la falla de San Andrés, y la fractura de Clarión, que se extienden de norte a sur y de este a oeste. Las entidades federativas mexicanas con la mayor incidencia de terremotos se ubican en una zona que se extiende de Chiapas a Jalisco, abarcando los estados de Oaxaca, Veracruz, Guerrero, Michoacán, Colima, México, Morelos, Puebla y el Distrito Federal [Schroeder y Medina, 2012].

La Ley General de Protección Civil de México define como un 'desastre' al resultado de la ocurrencia de uno o más agentes perturbadores severos y/o extremos, concatenados o no, de origen natural o de la actividad humana, que cuando acontecen en un tiempo y en una zona determinada, causan daños y que por su magnitud exceden la capacidad de respuesta de la comunidad afectada [Schroeder y Medina, 2012].

El Estado de Michoacán se tienen registros de sismos que han afectado poblaciones como: Pátzcuaro y Araró (1845 y 1858), Zinapécuaro y Tlapaujahuá (siglo XIX), Acambay (1912) y Maravatío (1979) y en el año 2007 ocurrieron sismos en los alrededores de la Ciudad de Morelia como consecuencia del movimiento de fallas activas [Garduño-Monroy *et al.*, 2009]. Por ello es importante determinar la peligrosidad sísmica bajo la cual viven las poblaciones de Michoacán y para esto se necesita una combinación de estudios sísmicos, paleosismológicos y geológicos que ayudan a la planificación y desarrollo de complejos urbanos con el fin de mitigar desastres en presencia de sismos destructivos.

En Michoacán, los sismos están relacionados principalmente al contacto de las placas tectónicas Cocos y Rivera con la placa de Norte América, sin embargo es posible identificar

varios sismos de magnitudes entre 1 y 6 que ocurrieron al interior del estado, particularmente en los alrededores de las ciudades de Morelia, Uruapan y hacia el noreste del estado, en los límites con el Estado de México. Esta zona del estado de Michoacán se conoce como el "Sistema de Fallas Morelia-Acambay" (SFMA). El SFMA es un conjunto de fallas, en su mayoría de tipo normal, que se presentan desde Pátzcuaro, pasando por la ciudad de Morelia, Queréndaro, la zona de Los Azufres y Maravatío hasta llegar al municipio de Acambay. Estas fallas han sido originadas por sismos antiguos en la parte noreste del Estado de Michoacán y en su colindancia con el Estado de México [Garduño-Monroy *et al.*, 2009]. El último sismo destructivo fue el terremoto de Acambay de 1912, con una magnitud aproximada de 7 en escala de Richter.

La relación Gutenberg-Richter representa la relación lineal teórica que existe entre el número de eventos (a un escalamiento) con respecto a sus magnitudes. La pendiente de esta línea recta se conoce como valor b , que actúa como un medidor de tensión que depende inversamente del esfuerzo diferencial de la falla [Schorlemmer *et al.*, 2005].

Por medio de la sismología estadística, es posible caracterizar el grado de actividad sísmica así como estimar los periodos de recurrencia para sismos, utilizando en particular el valor b de la relación Gutenberg-Richter [Zúñiga *et al.*, 2017].

1.1. Hipótesis

- Utilizando las relaciones de Gutenberg-Richter para la sismicidad es posible complementar la regionalización sísmica del Estado de Michoacán y determinar los periodos de recurrencia para sismos.

1.2. Objetivos

OBJETIVO GENERAL

- El objetivo principal del presente proyecto es recopilar información de sismos históricos y la construcción de un catálogo homogéneo para así poder calcular periodos de recurrencia para sismos con magnitud mayor a 5 en la escala de Richter, tomando como base la regionalización sísmica del Estado de Michoacán, con el fin de detallar la sismicidad asociada a las cuatro zonas sísmicas en las que se ha dividido el estado en estudios previos.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilar la información de catálogos históricos, nacionales e internacionales para los sismos que han ocurrido en Michoacán, con el fin de construir un catálogo homogéneo en magnitud y tiempo.

-
- Partiendo de estudios geológicos, tectónicos y sismológicos, caracterizar las regiones sísmicas de Michoacán, con base en estudios publicados previamente.
 - Generar un mapa que contenga la sismicidad y mecanismos focales para las zonas en las que se dividió el Estado de Michoacán en estudios previos.
 - Obtener los periodos de recurrencia usando dos metodologías y hacer una comparación entre ellas y con otros estudios.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. Sismicidad Histórica en el Estado de Michoacán

Los arcos volcánicos del Mesozoico (terreno Guerrero) y la tectónica edificaron la Sierra Madre del Sur, que es una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias donde se desarrollaron algunas incipientes plataformas calcáreas o en otros casos secuencias dístales de rocas terrígenas tipo turbiditas [Garduño-Monroy *et al.*, 1999]. Estas secuencias han sido deformadas por dos fases plicativas durante el Cretácico superior, por una tectónica de fallas transcurrentes del Mioceno y por una tectónica primero transensiva y después distensiva, que afecta al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) [Garduño-Monroy *et al.*, 1999].

El Estado de Michoacán representa una de las zonas con mayor sismicidad de nuestro país, donde han ocurrido sismos con magnitudes mayores a ocho. Al realizar una recopilación histórica con datos que se remontan a 1882 se encontró que en el estado se tienen tres fuentes potenciales de generación de sismos [Vázquez-Rosas *et al.*, 2012]:

- **Artificiales:** provocados por la construcción de presas o simplemente derrumbe de actividades mineras.
- **Fallas locales:** los sismos producto de las fallas locales tienen focos superficiales esto provoca que la energía liberada incida directamente (Sistema de Fallas Morelia-Acambay 1912).
- **Volcánicos:** que generan sismos de baja magnitud salvo en erupciones del Jorullo (1759) y del Parícutín (1943).
- **Subducción:** corresponde al choque de placas tectónicas que se desliza una por encima de la otra, en Michoacán ocurre por la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica y el sismo de 1985.

- **Intraplaca:** producto de la subducción pero con epicentro dentro de la placa continental, son sismos con magnitudes menores a cuatro y a profundidades donde la placa comienza a fundirse.

A través de la historia, Michoacán ha sido testigo de infinidad de movimientos telúricos, como el del 19 de Junio de 1858 ($M_w = 7.0$), o el del 19 de Septiembre de 1985 ($M_w = 8.1$), que derivaron en pérdidas humanas y materiales [Martínez, 1987]. En el Estado de Michoacán, la sismicidad relacionada al proceso de subducción de las placas del Pacífico y Norte América es la que presenta mayores magnitudes respecto a la del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA).

En el siglo XVIII, algunos terremotos fueron reportados en 1786 y 1787 que causaron daños en Tlalpujahuá, Araró y Zinapécuaro [Urquiza, 1872]. Otros terremotos fueron reportados en 1806, 1837, 1839, 1843, 1857, 1858, 1873, 1875, 1887, 1894, 1895 en Morelia, Zinapécuaro, Queréndaro, Araró y Tlalpujahuá [Suter *et al.*, 1996]. La mayoría de los daños de los terremotos se concentraron a lo largo de la falla E-O del SFMA [Garduño-Monroy *et al.*, 2009].

Algunos de los sismos antiguos recopilados para esta base de datos se muestran en la siguiente tabla (2.1):

NÚMERO	FECHA	INTENSIDAD	DURACIÓN	CARACTERÍSTICAS
1	3 abril de 1786	Fuerte	Más de 2 min	Ocurrido a las 18:28
2	28 marzo de 1787	Considerable	2 min	Dirección S-N, Ocurrido 21:27
3	25 marzo de 1806	-	-	Ruinoso
4	9 noviembre de 1837	-	-	Ruinoso. Ocurrido 18:30
5	1 octubre de 1839	-	-	-
6	7 abril de 1843	-	-	Ruinoso en Araró
7	10 abril de 1843	-	-	Ruinoso en Araró
8	28 septiembre de 1849	-	-	-
9	19 agosto de 1857	-	-	-
10	19 junio de 1858	Muy fuerte	1.5 min	Ruinoso en Morelia y Pátzcuaro, dirección N-S
11	21 julio de 1858	-	5 min	-
12	3 enero de 1873	Fuerte	-	Daños en edificios y repitió 3 veces
13	4 enero de 1873	Fuerte	-	Ruido subterráneo perceptible
14	mar-oct-nov de 1874	-	-	Distintas horas
15	9 marzo de 1875	Muy fuerte	4-5 seg	Oscilatorio
16	julio de 1882	-	-	-
17	marzo de 1883	-	-	Oscilatorio
18	16 septiembre de 1883	-	-	Trepidatorio
19	septiembre de 1885	-	Ligeramente prolongado	Oscilatorio
20	29 mayo de 1887	Fuerte	6 seg	Oscilatorio, dirección N-S
21	24 noviembre de 1877	-	Ligera duración	Oscilatorio
22	26 noviembre de 1877	Perceptible	-	-
23	23 octubre de 1889	-	-	Oscilatorio, dirección O-P.
24	2 noviembre de 1894	Fuerte	30 seg	Oscilatorio desastroso
25	5 noviembre de 1894	Ligero	2-3 seg	Oscilatorio
26	10 enero de 1895	-	Pocos seg	Ruido parecido a descarga eléctrica, Osilatorio
27	16 marzo de 1895	-	Pocos seg	Oscilatorio, dirección N-S
28	27 septiembre de 1895	Fuerte	7 seg	Trepidatorio, direccion NE-SE
29	2 marzo de 1896	-	20 seg	Trepidatorio
30	7 marzo de 1897	-	6 seg	Osilatorio
31	13 enero de 1899	-	5 seg	Oscilatorio, dirección O-P
32	24 enero de 1899	-	45 seg	Trepidatorio, Oscilatorio y ondulatorio, dirección NNE-SSE

Tabla 2.1: Catálogo tomado del libro *"Descripción histórica de la sismicidad en Colima, Jalisco y Michoacán"* [Garduño-Monroy *et al.*, 1998]. En ella se muestran sismos organizados por fecha, intensidad, duración y características que la gente propia del lugar describió.

2.2. Revisión de catálogos de sismicidad

La mayoría de los catálogos sísmicos utilizados para caracterizar zonas sismogénicas carecen de homogeneidad y distan de ser completos en magnitud. Adicionalmente, las diferentes consideraciones para determinar las magnitudes pueden inducir sesgos en las estimaciones de riesgo sísmico, por lo que es necesario realizar correcciones de magnitud [Mendoza-Ponce, 2012].

Desafortunadamente, no todas las agencias proporcionan la información de los sismos con magnitud M_w , generalmente reportan los sismos con magnitud M_s en los catálogos de sismicidad pero ésta se satura para eventos con $M_s > 8.0$. Existe una regresión lineal que permite relacionar estas dos magnitudes [Zúñiga *et al.*, 2017], por lo cual para eventos mayores a ocho se toma la magnitud M_w y para menores de ocho la magnitud M_s . Si la agencia no proporciona ésta magnitud, se utiliza la fórmula de conversión entre magnitudes detallada más adelante (Ec 4.1).

Recientemente, se han hecho estudios para probar que esta homogeneización de magnitudes es importante y se debe tener en cuenta al hacer un análisis de valor b , de lo contrario, los resultados distan de ser certeros [Godano, 2017].

2.2.1. Sismos reportados por Pardo y Suárez (1995) y Martínez-López (2016)

En el suroeste de México, la zona de subducción abarca desde la costa de Jalisco hasta la frontera con Guatemala a lo largo de la costa del Océano Pacífico. Esta zona de subducción incluye la región de Michoacán-Colima-Jalisco donde las Placas oceánicas de Cocos y de Rivera subducen bajo la Placa Continental de Norteamérica [Pardo y Suárez, 1995]. Los trabajos que se han realizado hasta la fecha han aportado conocimientos importantes sobre la naturaleza del contacto sismogénico en México. Sin embargo, existe información sismológica adicional para la región de Michoacán-Colima-Jalisco que no se ha tomado en cuenta [Martínez-López y Mendoza, 2016].

Pardo y Suárez (1995) mencionan que la losa descendente muestra cambios drásticos en el ángulo de inmersión, que van desde la subducción subhorizontal en el centro de México hasta una pendiente relativamente pronunciada donde se está el reborde de Tehuantepec. Estos cambios en la inmersión de la losa descendente no parecen tener lugar en fallas lacrimógenas, lo que sugiere que las contorsiones lisas acomodan estos cambios de inmersión. Los contornos de 80 y 100 km de profundidad de la placa subducida se encuentran debajo del frente sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), que indica que

existe una asociación directa anormalmente alineada con la compleja geometría de subducción de las placas Rivera y Cocos en el sur de México [Pardo y Suárez, 1995]. En algunos de sus trabajos, obtienen y reportan algunos de los mecanismos focales más importantes de la zona (Ver Fig. 2.1).

Por otra parte, Martínez-López y Mendoza (2016) examinaron las localizaciones de los eventos y los mecanismos focales disponibles para conocer el ancho de la zona de acoplamiento sismogénico de la zona de subducción de Michoacán-Colima-Jalisco donde encuentra que la profundidad máxima de esta zona es de 40 km, la cual sugiere que el ancho sismogénico es de aproximadamente 95 km tomando un ángulo de buzamiento de 25 grados para la porción noreste de la placa de Cocos (Ver Figs. 2.2, 2.3).

Fecha (día/mes/año)	Latitud (°) N	Longitud (°) W	Magnitud
20/01/1900	20.00	-105.00 ¹	Mw 7.4 ¹⁴
16/05/1900	20.00	-105.00 ¹	Mw 7.0 ¹⁴
07/06/1911	17.50	-102.50 ²	Mw 7.6 ¹⁴
03/06/1932	19.57	-104.42 ³	Ms 8.2 ⁴
18/06/1932	19.50	-103.50 ⁴	Ms 7.6 ⁴
15/04/1941	18.85	-102.94 ⁵	Ms 7.7 ⁵
22/02/1943	17.62	-101.15 ⁶	Mw 7.4 ¹⁴
30/01/1973	18.39	-103.21 ⁷	Mw 7.6 ⁷
14/03/1979	17.46	-101.45 ⁸	Mw 7.4 ¹⁵
25/10/1981	17.75	-102.25 ⁹	Mw 7.2 ¹⁶
19/09/1985	18.14	-102.71 ¹⁰	Mw 8.1 ¹⁷
21/09/1985	17.62	-101.82 ¹⁰	Mw 7.6 ¹⁷
09/10/1995	18.79	-104.47 ¹¹	Mw 7.9 ¹⁸
22/01/2003	18.71	-104.13 ¹²	Mw 7.5 ¹²
18/04/2014	17.38	-101.06 ¹³	Mw 7.2 ¹⁹

Figura 2.1: Mecanismos focales reportados por Pardo y Suárez (1995) incorporados a este trabajo.

Evento	Fecha (día/mes/año)	Hipocentro			Mecanismo**			Magnitud Local (M _L)
		Latitud (°)	Longitud (°)	H* (km)	R _m (°)	B _z (°)	A ₃ (°)	
3M	17-02/2006	19.076	-105.255	11.5	220	7	45	4.1
4M	17-02/2006	17.945	-101.687	11.6	175	45	-45	3.2
8M	17-03/2006	18.760	-102.529	71.0	213	60	-84	3.7
11M	26-03/2006	18.278	-103.292	5.7	192	82	-55	3.6
12M	29-03/2006	18.848	-104.489	8.6	86	65	79	3.8
14M	03-04/2006	18.532	-103.538	18.1	158	81	70	3.9
18M	16-04/2006	18.436	-101.611	32.5	225	40	-90	3.7
19M	22-04/2006	18.118	-101.657	12.6	124	69	58	3.3
22M	01-05/2006	18.846	-104.559	5.5	115	40	90	3.7
26M	18-05/2006	18.797	-103.704	45.7	122	36	14	4.6
27M	19-05/2006	19.255	-102.684	4.5	61	74	-20	3.4
30M	30-05/2006	18.420	-101.636	74.1	91	77	59	3.8
32M	07-06/2006	18.531	-101.593	78.4	145	41	-40	2.8
34M	29-06/2006	17.993	-101.569	8.2	143	55	-45	2.8
35M	16-07/2006	18.855	-102.456	81.5	65	45	83	3.4
36M	17-07/2006	18.461	-102.689	6.8	220	50	-83	3.8
43M	05-08/2006	19.240	-103.818	15.3	185	45	-90	3.3
44M	11-08/2006	18.576	-103.300	38.0	165	50	90	2.5
48M	16-09/2006	19.440	-104.438	16.2	270	40	-58	4.4
49M	18-09/2006	18.415	-103.347	5.4	15	65	90	2.5
50M	20-09/2006	19.363	-104.701	39.4	330	40	-90	3.3
51M	13-10/2006	19.445	-104.440	17.8	279	75	-48	3.7
52M	14-10/2006	19.315	-103.516	87.2	215	25	0	3.7
55M	21-10/2006	18.280	-103.270	5.0	7	90	45	4.0
58M	30-10/2006	18.592	-101.948	61.3	293	80	-80	3.5
61M	28-11/2006	18.594	-101.091	20.3	145	41	-41	3.0
65M	27-12/2006	18.533	-103.266	22.3	248	33	62	3.8
67M	29-12/2006	18.279	-103.320	5.4	271	33	-24	3.7
71M	07-01/2007	18.615	-104.088	10.7	231	90	75	2.1
72M	08-01/2007	19.383	-103.788	18.1	263	16	18	2.5
74M	21-06/2007	18.295	-101.614	47.0	254	27	-141	6.3
80M	04-02/2007	18.537	-101.748	35.4	162	56	-53	2.7
81M	11-02/2007	18.641	-104.179	6.1	211	38	-65	3.1
85M	01-03/2007	18.339	-103.592	16.7	165	65	90	3.2
88M	07-03/2007	18.075	-102.956	7.6	164	84	-40	3.6
94M	02-04/2007	18.302	-103.314	18.0	357	72	64	3.8
95M	04-04/2007	19.340	-103.515	13.8	190	75	-90	2.2
97M	10-04/2007	19.212	-104.966	14.1	251	60	-35	3.6
99M	13-04/2007	18.298	-103.048	7.7	346	42	51	3.6
108M	13-05/2007	19.307	-103.816	6.7	308	79	-49	2.9
110M	17-05/2007	18.258	-103.190	12.8	246	80	-85	3.4

Figura 2.2: Mecanismos focales reportados por Martínez-López y Mendoza (2016) recopilados con la red MARS en 2006 e incorporados en este trabajo.

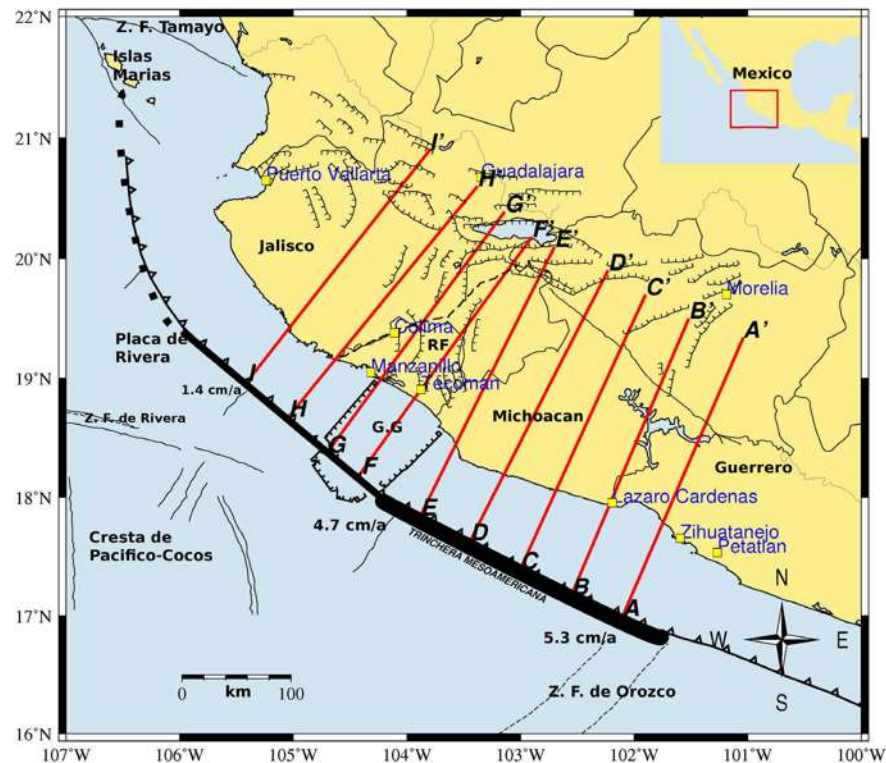


Figura 2.3: Perfiles perpendiculares a la trinchera Mesoamericana (líneas rojas) [Martínez-López y Mendoza, 2016]. Los incorporados a este trabajo son los perfiles que caen dentro de la zona de Estudio (Michoacán), es decir, los perfiles B-E.

2.2.2. Sismos reportados por Pacheco *et al.* (1999)

Pacheco *et al.* (1999) estudiaron las implicaciones tectónicas del terremoto de 1997 en el triángulo de Michoacán y mencionan que un estudio de estos eventos proporciona la oportunidad para mapear las fallas activas en el área y para aprender si la orientación y el sentido del movimiento en estas fallas son consistentes con las asignadas y la alineación de conos monogenéticos en la región. Los focos de 230 terremotos se distribuyen entre 10 y 18 km de profundidad y muestran una alineación en una dirección NE (Ver Fig. 2.4).

Los mecanismos focales y los momentos sísmicos de los 27 eventos registrados fueron determinados por el modelado de ondas P y S. Más del 50 % de las soluciones de los mecanismos focales reportados son laterales izquierdos de deslizamiento con una componente normal [Pacheco *et al.*, 1999].

La actividad de estos eventos alcanzó su máximo el 21 de febrero de 1997 cuando el

Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó cinco terremotos con magnitudes entre 3.9 y 4.1. Los autores presentan localizaciones para 230 eventos ocurridos entre los dos volcanes (Parícutín y Tancítaro) los cuales se concentran entre 10-18 km de profundidad pero la falta de estaciones no permitió obtener un mecanismo focal principal, sin embargo usando la inversión lineal encontraron un mecanismo focal individual usando las ondas P, SV y SH.

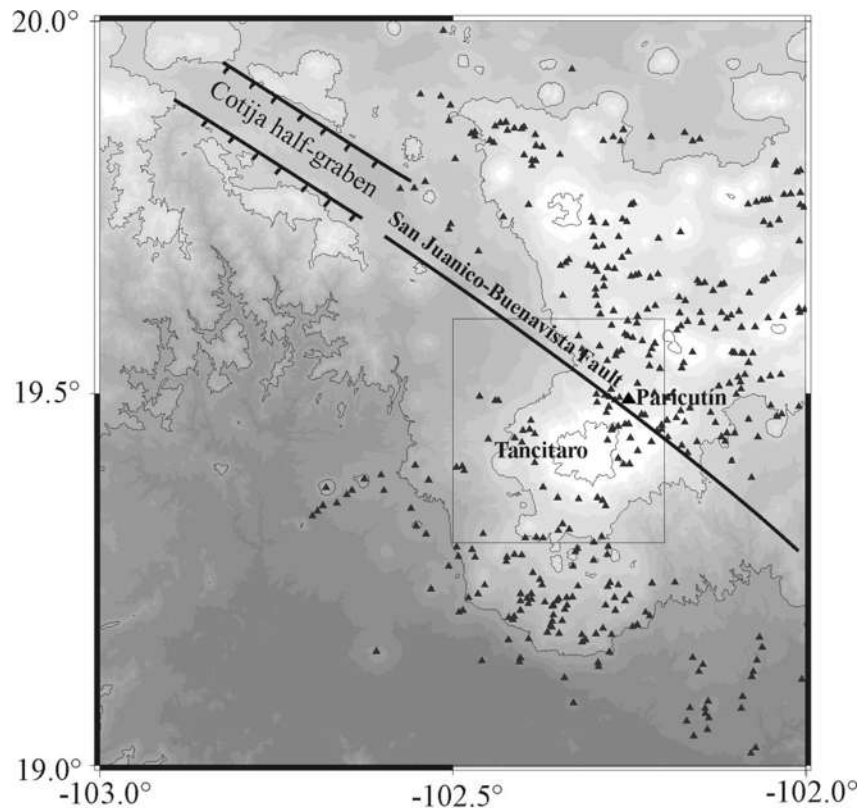


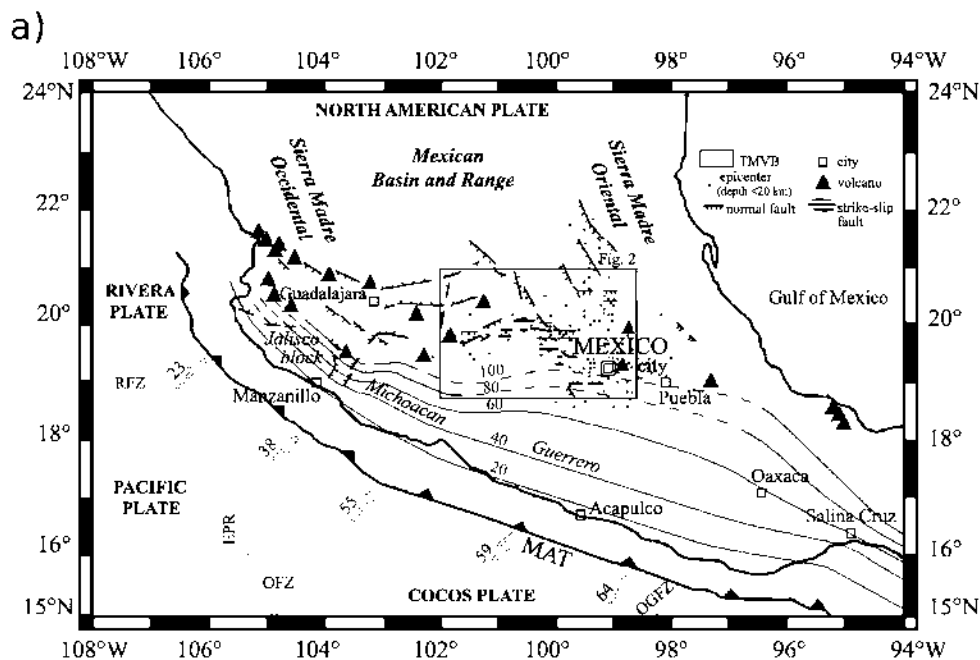
Figura 2.4: Distribución de cono de cenizas dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Las líneas sólidas son fallas asignadas. Cuadrado encierra el área entre las fallas que pasan por el volcán Tancítaro y el Parícutín [Pacheco *et al.*, 1999].

Se encontraron dos tipos de eventos: los primeros que siguen una orientación NE y muestran fallamiento lateral izquierdo con una componente normal considerable en el plano de falla $\sim 210^\circ$ y $\sim 85^\circ$ de buzamiento; el segundo tipo son eventos alineados paralelamente a la falla San Juanico-Buenavista (SJBFB) que muestra fallamiento lateral izquierdo de compresión sobre un plano de falla $\sim 140^\circ$ y buzamiento $\sim 50^\circ$ hacia el SO para los eventos de empuje y $\sim 80^\circ$ para los eventos de deslizamiento [Pacheco *et al.*, 1999].

2.2.3. Sismos reportados por Ego y Ansan (2002)

El CVTM Central es sísmicamente activo y se han documentado eventos históricos [Suárez y Ponce, 1986]. Las redes sísmicas locales e internacionales han registrado terremotos profundos. Durante el último siglo, se produjeron ocho terremotos poco profundos con una magnitud media ($4.1 < M_b < 6.9$) en la parte central del CVTM a lo largo de las fallas E-O. Se señala además que el área de la Ciudad de México y el límite norte del CVTM tienen una importante sismicidad intraplaca. Además, la red sísmica mexicana registró 90 eventos durante febrero y junio de 1979, a lo largo de la E-O, falla de Venta de Bravo, a 100 km al noroeste de la ciudad de México. El choque principal del 22 de febrero de 1979, ocurrió en 19.89°N y 100.17°O , 27.8 kilómetros al este de Moravatio, en una profundidad de 8.2 kilómetros. Astiz (1980) calculó su magnitud ($M_b = 5.3$), su momento sísmico ($M_o = 1.75 \times 10^{18}\text{Nm}$) y su solución de mecanismo focal (Fig. 2.5).

En total reportaron 140 eventos de profundidad ($< 30\text{ km}$) que se han extraído del catálogo del Centro Sismológico Internacional desde 1964.



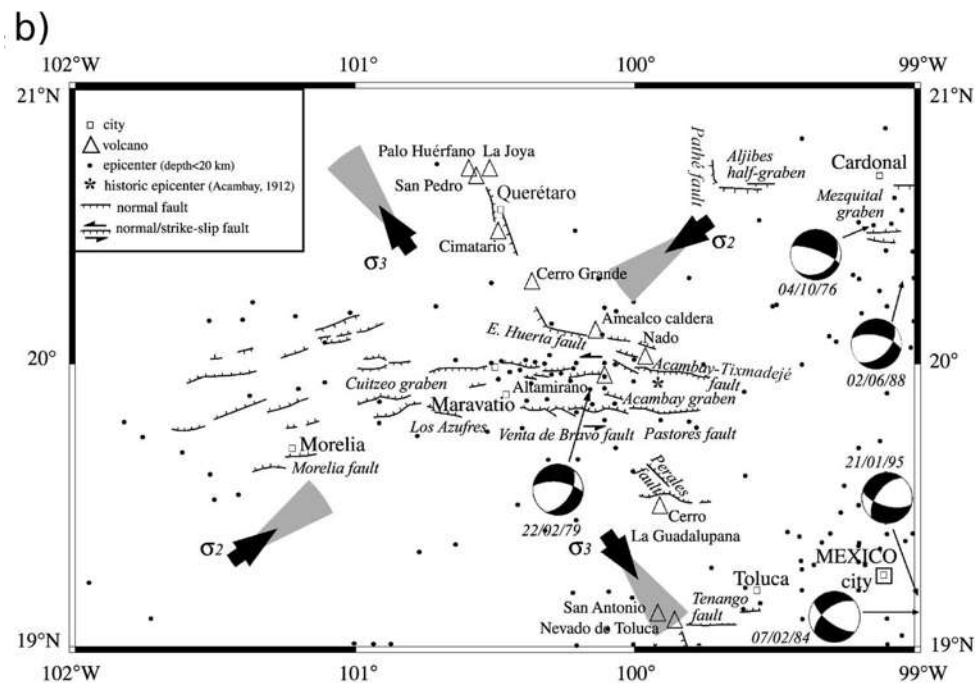


Figura 2.5: a) Mapa geodinámico y neotectónico de México. El recuadro del centro delimita el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano [Ego y Ansan, 2002]. b) Vista cercana del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Las flechas negras indican la dirección principal de los esfuerzos. Contiene cinco mecanismos focales obtenidos por la UNAM & CENAPRED los cuales indican una falla lateral-izquierda en la dirección E-O [Ego y Ansan, 2002].

2.2.4. Sismos reportados por Campos-Enríquez (2015)

Campos-Enríquez (2015) muestra cuatro zonas principales donde se observan mecanismos focales diferentes entre sí. El plano nodal, que se sumerge hacia el norte (y que corresponde a una falla normal) obtenido para la zona I, se correlacionaría con la falla normal de Xochimilco (Ver Fig. 2.6). Sobre el mecanismo transcurrente lateral derecho NO-SE, no se ha cartografiado ninguna falla. Sin embargo también se informaron alineaciones de cono secundario en una dirección NO-SE [Márquez *et al.*, 1999]. En la zona III el plano elegido se correlaciona con las fallas descritas por Ávila-Bravo (1998). El mecanismo transcurrente de la Zona IV se correlaciona con un E-O Norte, asociado con el sistema de fallas Tenango. Los mecanismos focales de las zonas II y III no están claramente limitados.

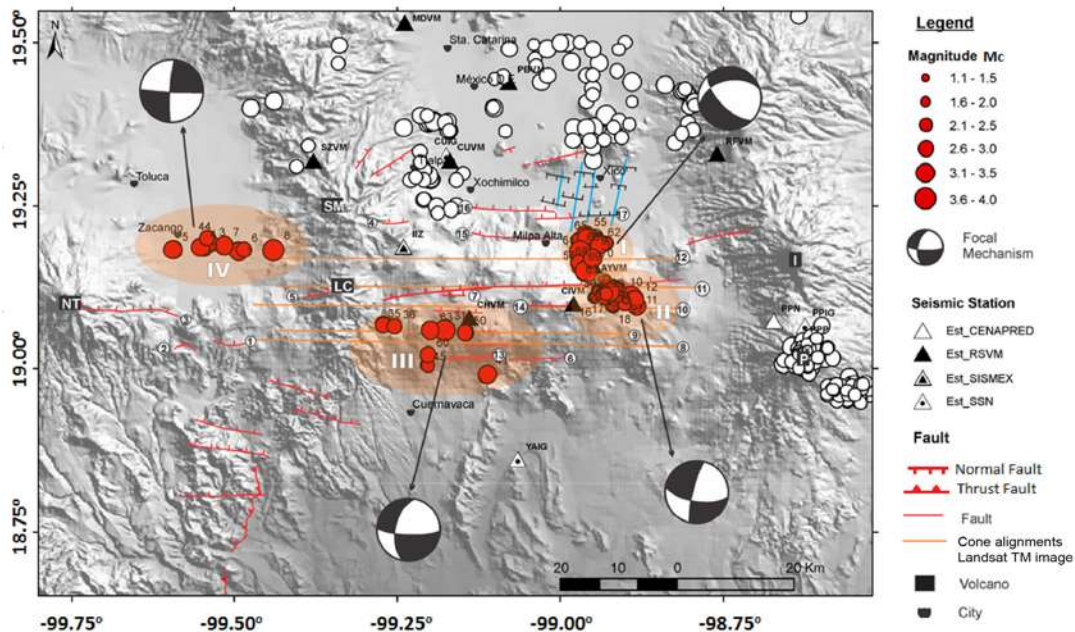


Figura 2.6: Distribución de los eventos analizados por Campos-Enriquez (2015). Las líneas rojas representan lineamientos de Márquez *et al.* (1999) y los azules son perfiles estudiados por Campos-Enriquez (1997).

2.2.5. Proyecto Global Centroide del Tensor de Momento

El Proyecto Global Centroide del Tensor de Momento (CMTP por sus siglas en inglés), reporta los mecanismos focales para magnitudes mayores a 5.0. Además que mantiene y amplía el catálogo de tensores de momento sísmico que comienzan con los terremotos de 1976. A partir de los terremotos en 2004, el análisis CMTP aprovecha los avances en la cartografía de las características de propagación de las ondas de superficie intermedia del período e incluye estas ondas en las inversiones del tensor de momento. Esta modificación del algoritmo de CMTP hace posible la determinación uniforme en el nivel global de los tensores de momento para terremotos de $M_w = 5.0$. Para el periodo 2004-2010, se reportan 13.017 nuevos tensores de momento central [Dziewonski *et al.*, 1981].

Los mecanismos focales obtenidos de esta plataforma consta de aquellos eventos ocurridos del año 2008 al 2016 entre las coordenadas -104° de longitud y 17° de latitud. Estos eventos fueron separados en 65 inversos, 29 normales y 16 laterales, haciendo un total de 110 eventos (Ver Fig. 2.7).

Las profundidades de los eventos están entre 12 y 95 km. Los valores del rake para los mecanismos inversos están entre 47° - 122° , para los mecanismos normales de entre -129° y

-51°.

LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	STRIKE1	DIP1	RAKE1	STRIKE2	DIP2	RAKE2	MAGNITUD
CMT INVERSAS									
17.22	-100.91	29	289	18	83	116	72	92	6.4
17.83	-102.7	32	103	44	80	296	47	99	5.2
17.23	-100.21	33	302	24	110	101	67	81	6.6
17.17	-100.81	20	302	22	99	112	68	86	5.8
17.22	-100.9	19	319	21	117	110	71	80	5.5
17.12	-100.92	32	303	22	101	111	68	85	5.7
17.78	-101.37	27	306	15	110	106	76	85	7.4
17.43	-100.77	21	316	27	116	107	66	78	5.6
17.56	-103.49	27	285	29	78	118	62	96	5.9
17.28	-101.67	18	276	23	77	110	68	95	5.5
18.28	-102	32	287	20	82	115	70	93	7.2
17.91	-101.99	21	301	18	105	106	73	85	8
17.57	-101.42	21	296	17	85	121	73	91	7.5
17.93	-102.92	23	293	24	91	112	66	90	5.7
17.62	-102.05	15	270	15	77	103	75	93	5.9
18.25	-102.92	21	290	18	87	113	72	91	6.9
18.05	-102.69	20	271	23	66	117	69	100	5.9
17.06	-102.98	15	300	18	96	114	73	88	5.2
17.03	-100.35	48	261	38	63	113	56	110	5.8
17.24	-100.56	15	260	15	59	112	77	98	5.5
18.39	-101.37	68	87	44	47	320	59	124	5.5
17.78	-101.14	34	134	38	96	306	52	85	5.2

Figura 2.7: Algunos de los mecanismos focales de tipo inverso usados en este trabajo obtenidos de CMT.

2.2.6. Catálogo Homogeneizado por Zúñiga *et al.* (Comunicación personal)

El catálogo utilizado para esta tesis fue agregando la recopilación de datos mencionada anteriormente y agregada al proporcionado por Zúñiga *et al.* (comunicación personal), el cual contiene información de los sismos ocurridos desde 1900 al 2008 que a su vez ha sido generado mediante los datos de otros autores como Richter (1954), Figueroa (1970), Singh *et al.* (1984) y de agencias como el Centro Internacional de Sismología, la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) y el Servicio Geológico de los E.E.U.U.

Dicho catálogo contiene eventos desde magnitudes pequeñas hasta magnitudes superiores a 7.0 usando estimaciones de magnitud y/o momento y errores de localización (Zúñiga, 2016, comunicación personal).

Normalmente, en estudios de sismicidad se presentan algunas dificultades con el manejo de los datos, en este caso en particular con la magnitud usada a través del tiempo, es decir, dado que los eventos publicados no han sido reportados con una magnitud en común, se debe tener cuidado al tratarlos de la misma manera. Por esta razón en este trabajo consideramos M_s como la magnitud base.

2.3. Antecedentes sobre tiempo de recurrencia

2.3.1. Zona de subducción

Mendoza-Ponce (2012) propone una división de México de acuerdo a la sismicidad presentada en diferentes zonas, en la correspondiente a la zona de subducción, la divide en cuatro de acuerdo al contacto que tienen las placas tectónicas en ese lugar. En este trabajo consideramos la zona SUB2, que abarca los estados de Colima, Michoacán, Guerrero y el occidente de Oaxaca (Ver Fig. 2.8).

Para este trabajo se analizaron 3900 eventos, los cuales son de profundidad no mayor a 40 km y son relacionados precisamente a este acoplamiento. La zona analizada por Mendoza-Ponce (2012) pensó mayor periodicidad en terremotos mayores a 7.0 de magnitud y los devastadores ocurridos el 19 y 21 de septiembre de 1985 con magnitudes de $M_s = 8.1$ y 7.6 respectivamente.

Los tiempos de recurrencia en la zona SUB2 para sismos con $M > 7.5$ son calculados entre 48.3 ± 63.5 años [Mendoza-Ponce, 2012].

Zúñiga *et al.* (2017) realizaron un estudio con 7202 datos, que presentan profundidades menores a 40 Km y obtuvieron tiempos de recurrencia para sismos de magnitud ($M > 7.5$) de 47 años [Zúñiga *et al.*, 2017].

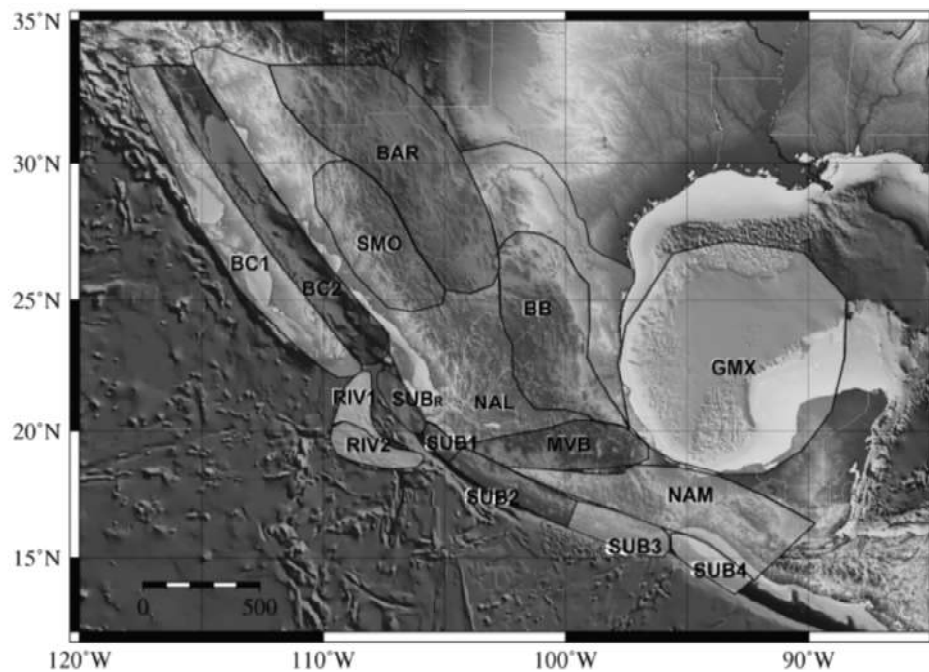


Figura 2.8: División de México por zonas de sismicidad propuesta por Mendoza-Ponce (2012). La zona SUB2 es la considerada en este estudio.

2.3.2. Centro de Michoacán

Recientemente, Zúñiga *et al.* (2017) hicieron un estudio donde calcularon periodos de recurrencia para difentes zonas en el país de México. La zona IN1 (Ver Fig. 2.9) contiene 849 eventos con profundidades de entre 40 km y 180 km ocurridos en la Placa de Cocos. El tiempo de recurrencia calculado para esta zona fuer de 125 años para sismos con $M > 7.0$ [Zúñiga *et al.*, 2017].

Por su parte Mendoza-Ponce (2012) obtuvo periodos de recurrencia de 130 ± 138.8 años para sismos de magnitud ($M > 7.5$). Los datos de los eventos analizados fueron un total de 849 y tenían profundidades $H > 180$ Km.

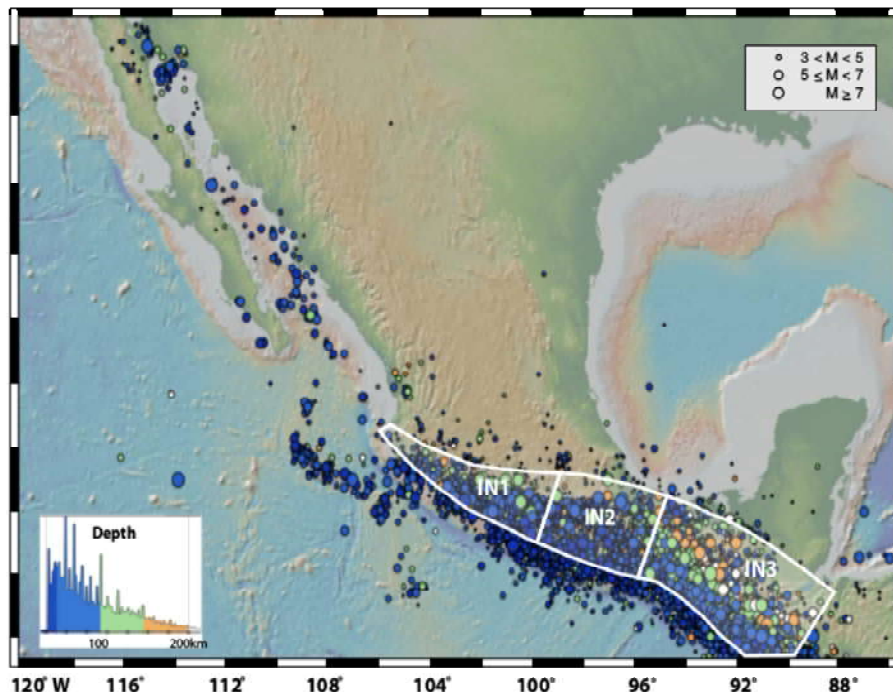


Figura 2.9: Regionalización sísmica de México [Zúñiga *et al.*, 2017].

2.3.3. Zona correspondiente al SFMA

Los estudios paleosismológicos alrededor de Jarácuaro al sur de Pátzcuaro sugieren que al menos dos importantes terremotos pueden haber ocurrido durante los últimos 10.000 años. Una avalancha de escombros se produjo después de 28.000 años más la actividad volcánica durante los últimos 8000 años [Israde-Alcántara *et al.*, 2002].

Los terremotos directamente relacionados con fallas normales en las estructuras del SFMA incluyen los eventos de 1912, 1979 y 1998. El terremoto de Acambay de 1912, de magnitud 6.7 rompió la falla de Acambay-Tixmadejé y varias otras fallas menores en el graben de Acambay, destruyendo en parte la ciudad de Acambay [Urbina y Camacho, 1913].

En estudios realizados por Garduño Monroy *et al.* (2009) se analizaron diferentes segmentos de falla del SFMA en el que se encuentra el segmento Queréndaro-Indaparapeo que comienza en el campo geotérmico de los Azufres y tiene orientación ENE-OSO y encontraron periodos de recurrencia de 9-15 ka.

Por otra parte, Sunye-Puchol *et al.* (2015) encontraron evidencia paleosismológica de fallamiento activo en el Graben de Acambay, México. Los datos Paleosísmicos y las relaciones

empíricas sugieren que la Falla de San Mateo (FSM), ubicada en el SFMA, es una fuente sísmica importante que representa, junto con otras fallas activas, un riesgo sísmico para la población. La recurrencias de terremotos mayores a cinco en estas zonas es, en la mayoría de los casos, más largo que el periodo histórico de la zona y como consecuencia existe una falta de preparación de la sociedad en relación a terremotos; las tasas de deformación de la corteza son moderadas y por tanto las fallas activas son lentas [Sunye-Puchol *et al.*, 2015].

El estudio sistemático de las fallas potencialmente activas se justifica si consideremos la tasa de crecimiento de la población de esta región, así como el desarrollo de infraestructuras críticas cada vez más importantes y potencialmente peligrosas (represas, vías de transporte, plantas químicas, etc. [Bilham, 2013])

Mediante estudios de neotectónica y en particular de paleosismología en fallas es posible reconocer y caracterizar las deformaciones del terreno producidas durante terremotos prehistóricos de magnitud suficiente para generar rupturas superficiales y estimar el momento en que ocurrieron [McCalpin, 2006].

La estimación de la tasa de deslizamiento se realizó considerando desplazamientos verticales acumulados en el plano de falla correspondientes a los últimos tres eventos identificados en la trinchera de La Lechuguilla (2.06 – 3.04m). Para obtener una primera aproximación de la velocidad de la FSM, se calculó la tasa de deslizamiento:

$$SR = \text{Desplazamiento total (mm)} / \text{tiempo transcurrido (años)} \quad (2.1)$$

$$= (2060 - 3040) \text{ mm} / (32295-28522) \text{ años} \quad (2.2)$$

$$= 0.07 - 0.1 \text{ mm/año} \quad (2.3)$$

El intervalo de recurrencia de sismos mayores (i.e., con ruptura superficial) se estimó aplicando la formula de McCalpin (2006):

$$Ri = \text{Desplazamiento vertical prom}(dv_{prom}) / \text{tasa de desliz (SR)} - \text{Creep}(C = 0) \quad (2.4)$$

$$= (687 - 1013) \text{ mm} / 0.07 - 0.1 \text{ mm/año} \quad (2.5)$$

$$= 9.8 - 10.1 \text{ ka.} \quad (2.6)$$

Este resultado de 9.8-10 ka indica que el ciclo sísmico de la FSM es mayor que el que se obtuvo en la falla de Acambay – Tixmadejé (3.6 ka, Langridge *et al.*, 2000) y mayor o comparable a la que se obtuvo en la falla Pastores (10 – 15 ka, Langridge *et al.*, 2013; 1.1 – 2.6 ka, Ortuño *et al.*, 2015). Este resultado podría reflejar un desplazamiento menor de las fallas intra-graben comparado a las fallas que limitan el graben [Sunye-Puchol *et al.*, 2015].

Podemos resumir la información anterior en la siguiente tabla (2.2):

AUTOR	ZONA DE ESTUDIO	CANTIDAD DE EVENTOS	H (Km)	VALOR B	MÉTODO	TREC
Mendoza-Ponce (2012)	México (SUB2)	3900	< 40 km	0.74 ± 0.07	MAXC	$48.3 \pm 63.5 (\geq 7.5)$
Zuñiga <i>et al.</i> (2017)	México (SUB2)	7202	< 40 km	0.75 ± 0.01		47 (≥ 7.5)
Mendoza-Ponce (2012)	México (IN1)	849	< 120 km	0.77 ± 0.06	MAXC	$130 \pm 138.8 (\geq 7.5)$
Zuñiga <i>et al.</i> (2017)	México (IN1)	849	< 180 km	0.80 ± 0.01		125 (≥ 7.0)
Garduño-Monroy (2009)	Queréndaro-Indaparapeo	Segmentos de Fallas	-	-	Paleosismología	9 – 15 Ka
Sunye-Puchol <i>et al.</i> (2015)	Graben Acambay	Segmentos de Fallas	-	-	Paleosismología	9.8 – 10 Ka

Tabla 2.2: Se enlistan los autores con sus respectivas zonas de análisis, la cantidad de datos que usaron, los resultados obtenidos y la técnica aplicada.

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Zona de Estudio: Encuadramiento tectónico y geológico del Estado de Michoacán

El estado de Michoacán se localiza en el extremo sur occidental de la mesa central de México entre las coordenadas $20^{\circ} 23' 27''$ y $17^{\circ} 53' 50''$ de latitud norte y entre $100^{\circ} 03' 32''$ y $103^{\circ} 44' 49''$ de longitud oeste del meridiano de Greenwich (Ver Fig. 3.1). Limita al norte con los estados de Jalisco y Guanajuato, al noroeste con el estado de Querétaro, al este con los estados de México y Guerrero, al oeste con el Océano Pacífico y los estados de Colima y Jalisco, al sur con el Océano Pacífico y el estado de Guerrero [Mercado-Vargas y Palmerín-Cerna, 2012].

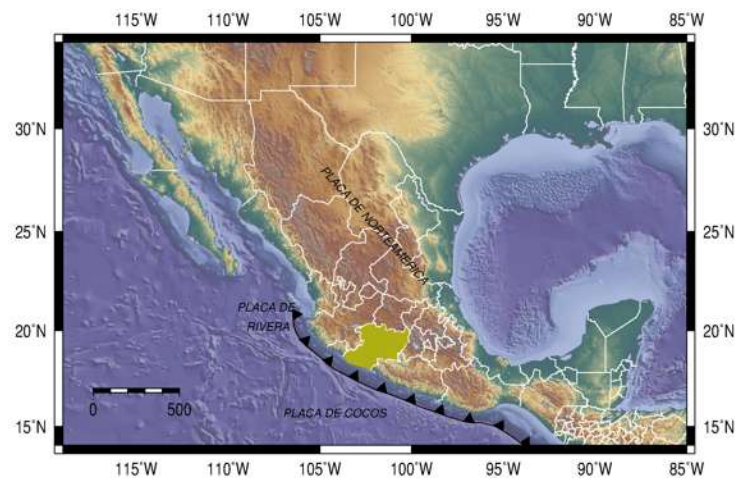


Figura 3.1: Ubicación del Estado de Michoacán en México.

Michoacán tiene una superficie de $59,864 \text{ km}^2$, por su extensión territorial ocupa el décimo sexto lugar nacional, lo que representa 3.04 % de la extensión del territorio nacional. La entidad cuenta con 213 kilómetros de litoral y $1\,490 \text{ km}^2$ de aguas marítimas [Mercado-Vargas y Palmerín-Cerna, 2012].

Algunos de los municipios que se encuentran en Michoacán son: Cuitzeo que cuenta con 29 681 habitantes, Maravatío 88 535, Morelia con 784 776, Pátzcuaro 93 265, Tacámbaro 76 661, Uruapan 334 749, Zacapu 75 632, haciendo un total de 4 584 471 habitantes en todo el Estado [INEGI, 2017].

Michoacán contiene diferentes rasgos geológicos (Ver Fig. 3.2) como son el Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca, la zona de subducción de la Placa de Cocos, el Sistema de Fallas Morelia-Acambay, Complejo Volcánico Michoacán-Guanajuato y algunos volcanes activos como Parícutín y Tancítaro [Garduño-Monroy *et al.*, 1999].

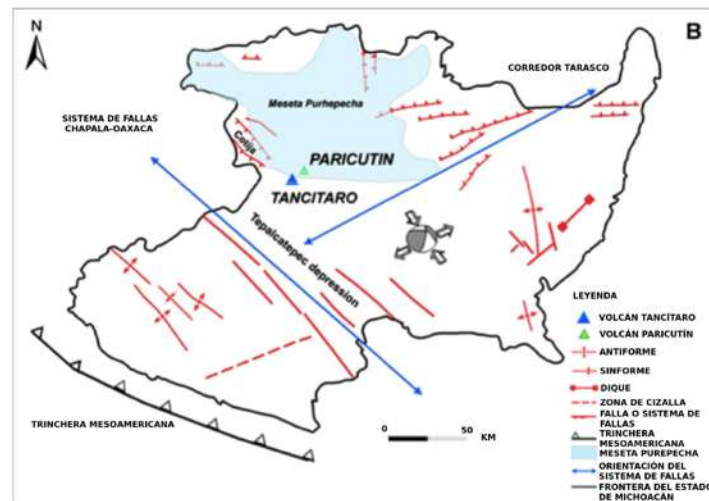


Figura 3.2: Fallas geológicas que pasan dentro del estado de Michoacán, modificado por Garduño-Monroy *et al.* (1999).

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano es el resultado de uno de los sistemas tectónicos convergentes complejos del planeta, el objeto de más de un siglo de investigaciones científicas y también el centro de las controversias notables sobre la geología mexicana [Gómez-Tuena *et al.*, 2005]. En la Fig. 3.3, claramente se muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas que corren con una orientación preferencial NNO-SSE [Gutiérrez *et al.*, 1992]. En el norte de México se encuentra un fallamiento regional con tendencias NO-SE a NNE-SSO. La actividad de estas fallas comenzó hace aproximadamente 30 Ma en los EE.UU. y el norte de México

[Henry y Gomez, 1992] y continúa en la actualidad. En el CVTM las fallas pueden ser contemporáneas con fallas extensionales E-O [Suter *et al.*, 1995].

Además, a lo largo de esta estructura volcánica y hacia el Sur de ella, México está afectado por dos sistemas de fallas principales, el Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca y el Sistema Chapala-Tula. Estos sistemas junto con las depresiones tectónicas Tepic-Zacoalco y Colima parecen fragmentar esta porción de México en varios bloques corticales denominados Jalisco en el occidente y Michoacán hacia el oriente [Mooser, 1972].

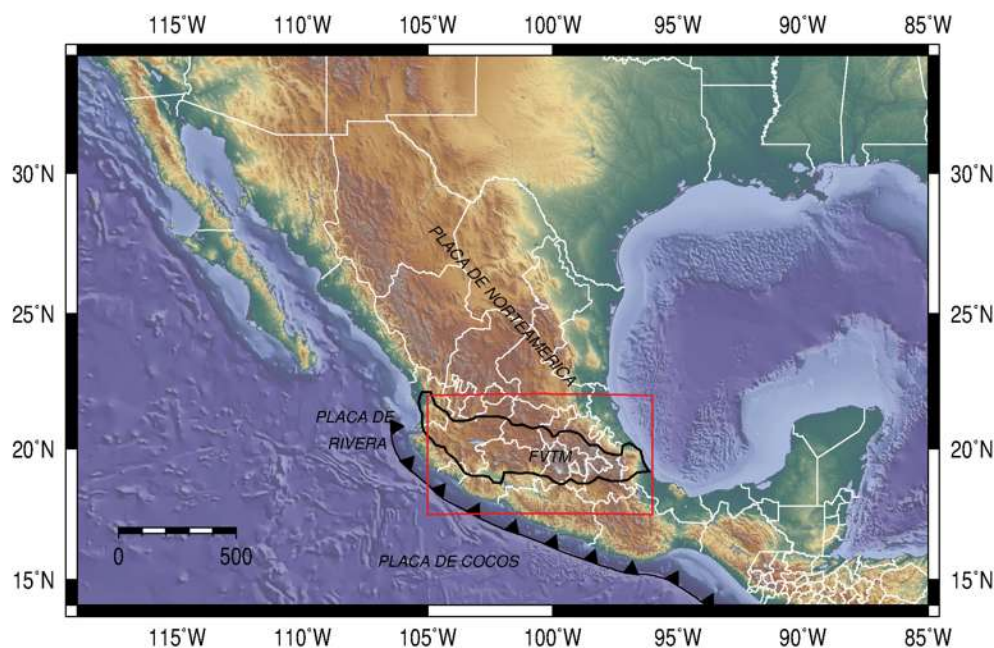


Figura 3.3: Localización del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

El Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca (Ver Fig. 3.2) fue sugerido por Harrison y Johnson (1989) para referirse a un lineamiento de dirección aproximada NO50. En opinión de estos autores el movimiento a lo largo de este sistema es de carácter izquierdo. Pacheco et al. (2005) realizaron un monitoreo sísmico en los alrededores del volcán Tancítaro y registraron una sismicidad de origen tectónico y cuyos mecanismos focales mostraban una componente lateral izquierda; sin embargo la dirección de las estructuras propuestas por Pacheco et al. (2005) es casi ortogonal al sistema Chapala-Oaxaca, es decir paralela a la dirección a lo largo de la cual se emplazaron los conos cineríticos del sur del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato [Rosas-Elguera, 2009]. El sistema Chapala-Oaxaca cruza el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Los volcanes Jorullo (1759-1774) y

Paricutín (1943-1952) son dos de los volcanes históricamente activos de México y fueron desarrollados a lo largo del Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca [Suter, 1991].

Lo notable de estos volcanes es que en ambos casos hay un conducto principal pero también en ambos existen otros conductos que en conjunto están alineados a lo largo de una dirección NE-SO, lo cual significa, como en el resto de los volcanes al sur del Sistema Chapala-Oaxaca, que la dirección del esfuerzo compresivo mínimo es SE-NO [Hasenaka *et al.*, 1985].

El volcán Tancítaro es la estructura principal en la parte sur del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Este volcán de 3800 msnm muestra una caldera que, al igual que el Nevado de Colima, está abierta hacia el oriente.

Al sur del CVTM (Región de Tzitzio), fallas con esta orientación han experimentado movimiento principalmente lateral [Mennella *et al.*, 2000]. El lineamiento de Valle de Santiago forma parte de un conjunto regional en el sector norte del CVTM que incluye a la zona de falla de Querétaro-Taxco [Uribe-Cifuentes y Fucugauchi, 1999], por lo cual la estructura Tzitzio-Valle de Santiago debe ser una componente norte del Sistema de Fallas Taxco-Querétaro que controla firmemente la distribución de la actividad volcánica, provocando el desplazamiento hacia el SE [Garduño-Monroy *et al.*, 1992].

El Sistema de Fallas Morelia-Acambay consiste en una serie de fallas normales de dirección E-O y NE-SO que cortan la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. El sistema de fallas se asocia a la formación de las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio y Acambay [Garduño-Monroy *et al.*, 2009]. Las fallas E-O de SFMA aparecieron hace siete a nueve millones de años durante Mioceno temprano. Las fallas NNO-SSE se han reactivado en el tiempo, desplazando y controlando a las depresiones lacustres E-O [Garduño-Monroy *et al.*, 2009]. Cartografía, geología estructural y paleosismología sugieren que las estructuras de SFMA en la región de Morelia-Cuitzeo han estado activas durante el Holoceno. En la región de Pátzcuaro, las estructuras E-O del SFMA también se ligan a sismos fuertes ocurridos durante épocas prehistóricas e históricas [Garduño-Monroy *et al.*, 2009].

3.1.1. Tipos de magnitudes sísmicas

La magnitud de un sismo es un número que representa o caracteriza el tamaño de un sismo y la energía que libera. Se mide en escala logarítmica y no posee una unidad de medida [Kramer, 1996].

Existen varios tipos de magnitud entre las cuales están la magnitud de coda (M_c), magnitud de energía (M_e), magnitud de amplitud (M_A), magnitud de momento (M_w), magnitud

local (M_L), magnitud de ondas de cuerpo (M_b), magnitud de ondas superficiales (M_s), entre otras.

■ **MAGNITUD DE ENERGÍA (M_e)**

Esta magnitud es proporcional a la energía que se libera del sismo en forma de ondas y cuantifica un aspecto diferente del sismo por lo que normalmente no se reporta por las agencias en los primeros días de ocurrido el sismo [Choy *et al.*, 1995].

■ **MAGNITUD DE AMPLITUD (M_A)**

Esta magnitud está basada en la amplitud máxima observada en el registro de la estación sísmológica. Generalmente son reportadas por el SSN para magnitudes mayores a 4.5 y cuyo epicentro haya estado en las costas de Guerrero [Singh y Pacheco, 1994].

■ **MAGNITUD DE MOMENTO (M_w)**

Expresa la cantidad de energía liberada por el terremoto que se le conoce como momento sísmico, la letra "w" colocada como subíndice proviene de la palabra en inglés "work" que significa trabajo.

Se calcula a partir del momento sísmico, que es proporcional al área de ruptura y al deslizamiento que ocurra en la falla. Requiere de al menos 15 minutos de ocurrido el sismo en caso que se usen datos locales y hasta 30 minutos si se emplean datos de estaciones lejanas. A diferencia de las otras escalas de magnitud M_w no se satura, por lo que la hace confiable además de ser usada para comparar tamaños de sismos [Kanamori, 1977].

La ecuación que representa esta magnitud es la siguiente

$$M_w = \frac{2}{3}(\log_{10} \frac{M_0}{N \cdot m} - 9.1) = \frac{2}{3}(\log_{10} \frac{M_0}{dina \times cm} - 16.1) \quad (3.1)$$

donde M_0 es el momento sísmico y está dado por

$$M_0 = \mu \times A \times u \quad (3.2)$$

donde μ es el módulo de deformación de las rocas involucradas en el terremoto, usualmente de 30 gigapascales; A es el área de ruptura a lo largo de la falla y u el desplazamiento promedio de dicha área [Kanamori, 1977].

■ **MAGNITUD LOCAL (M_L)**

También se conoce como magnitud Richter y originalmente fue empleada para sismos ocurridos en California. Actualmente, esta magnitud ha sido calibrada para poderse usar en diferentes lugares del mundo, sin embargo por limitaciones intrínsecas

ya no es usada con regularidad [Gutenberg, 1956]

$$M_L = \log A + 2.76 \log \Delta - 2.48 \quad (3.3)$$

donde A es la amplitud de la señal tomada y Δ es la distancia que existe hasta el sismómetro [Stein y Wysession, 2009].

■ **MAGNITUD DE ONDAS DE CUERPO (M_b)**

Su valor se obtiene a partir de la amplitud máxima de las ondas de cuerpo, como las ondas P, que se observa en los sismogramas con periodos de oscilación de un segundo. Un problema con esta magnitud es que presenta saturación con magnitudes de 6.5-6.8, es decir, no es posible determinarla para sismos con mayor magnitud a estos valores.

$$M_b = \log(A/T) + Q(h, \Delta) \quad (3.4)$$

donde A es la amplitud del movimiento del suelo en micrómetros después de que el sismómetro sea removido, T es el periodo en segundos, Q es el término empírico dependiente de la distancia y la profundidad [Stein y Wysession, 2009].

■ **MAGNITUD DE ONDAS SUPERFICIALES (M_s)**

Este valor es obtenido mediante la amplitud máxima que se tiene en los registros de las ondas superficiales, generalmente ondas Rayleigh, con periodos de oscilación de 18 a 22 segundos. Permite determinar sismos de mayor intensidad, hasta con magnitudes de 8.3-8.7. La ecuación para obtener la magnitud de las ondas superficiales Rayleigh es de la forma:

$$M_s = \log A + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (3.5)$$

donde A es el máxima desplazamiento en micrómetros y Δ es la distancia epicentral del sismógrafo medido en grados [Stein y Wysession, 2009].

3.1.2. Saturación de magnitud

Las escalas de las magnitudes M_b y M_s fueron diseñadas de acuerdo con la escala local M_L de eventos en California. Sin embargo, no es posible alinear las escalas para toda clase de eventos debido a que cada escala de magnitud se obtiene de diferentes periodos y frecuencias. Por ejemplo: consideremos que un espectro cae a f^{-2} sobre una cierta frecuencia dada [Shearer, 2009a]. Esta frecuencia f_c generalmente se mueve hacia frecuencias bajas para eventos largos (Ver Fig. 3.4). Si suponemos que el esfuerzo es constante, entonces la dimensión de la falla corresponde a la duración de la ruptura que se escalará aproximadamente como $M_0^{1/3}$. La frecuencia de esquina es inversamente proporcional a la duración de la ruptura y se escalará como $M_0^{-1/3}$. En este caso, la posición de la frecuencia caerá como

f^{-3} [Shearer, 2009a].

Para frecuencias por debajo de f_c se conserva una relación entre la magnitud (\log_{10} de la amplitud medida) y el momento, a frecuencias altas, la linealidad se rompe y la escala de magnitud no se conserva con el incremento del tamaño de los eventos. A este fenómeno se le conoce como **saturación de magnitud** [Shearer, 2009a]. Claramente no todos los espectros caen exactamente a f^{-2} pero cualquier grado de decaimiento llevará saturación en la escala de magnitud.

Otro factor que contribuye a la saturación de magnitud puede ser la longitud fija de ventana usada para medir las amplitudes, la cual no sea lo suficientemente grande para capturar la amplitud verdadera de los eventos grandes [Houston y Kanamori, 1986].

Valores observados de M_b se comienzan a saturar a partir de 5.5 y los valores de M_s (medidos a periodos largos) a partir de 8. Por tal razón es raro que M_b exceda de siete y M_s de 8.5 para eventos extremadamente largos.

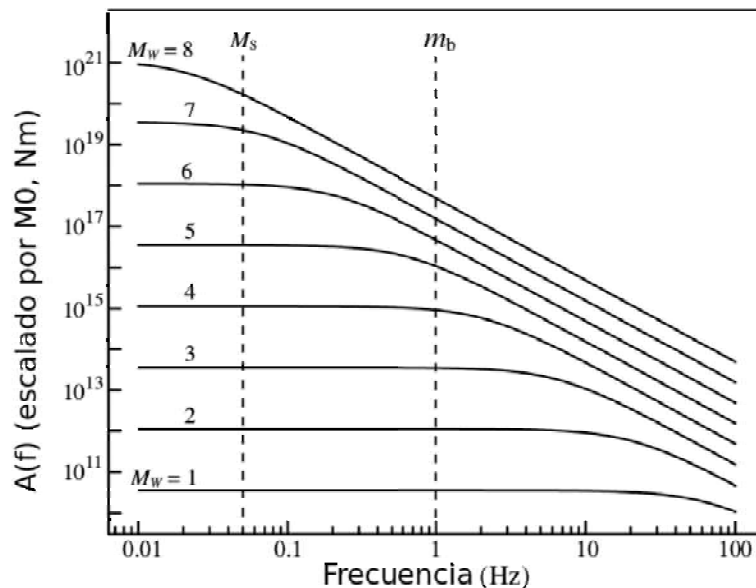


Figura 3.4: Para eventos de mayor magnitud, la esquina del espectro fuente se mueve a bajas frecuencias, reduciendo el aumento observado de la amplitud en las frecuencias usadas en la estimación de M_s y M_b . Figura tomada de [Shearer, 2009a].

La saturación de M_b y M_s para eventos largos motivaron al desarrollo de la magnitud de momento M_w [Hanks y Kanamori, 1978]. Esta magnitud es derivada enteramente del

momento con un factor de escalamiento por lo cual es correlacionable con la magnitud M_s para muchos eventos. La ventaja de M_w es que está relacionada con la propiedad física de la fuente y esto hace que no se sature para eventos sísmicos largos. Por ejemplo, para terremotos pequeños ($M_w < 6$) las amplitudes medidas a 20s se escalarán de manera lineal con el momento y $M_s = \log_{10} M_0$. Para terremotos grandes ($M_w > 8$) el resultado de la frecuencia de esquina f^{-3} caerá y f^{-2} frecuencias espectrales altas caerán a $M_s = 1/3 \log_{10} M_0$ (Ver Fig. 3.5). Entonces M_w fue definida de acuerdo con M_s para eventos entre seis y ocho en magnitud, donde una pendiente de 2/3 es aproximadamente correcta [Shearer, 2009a].

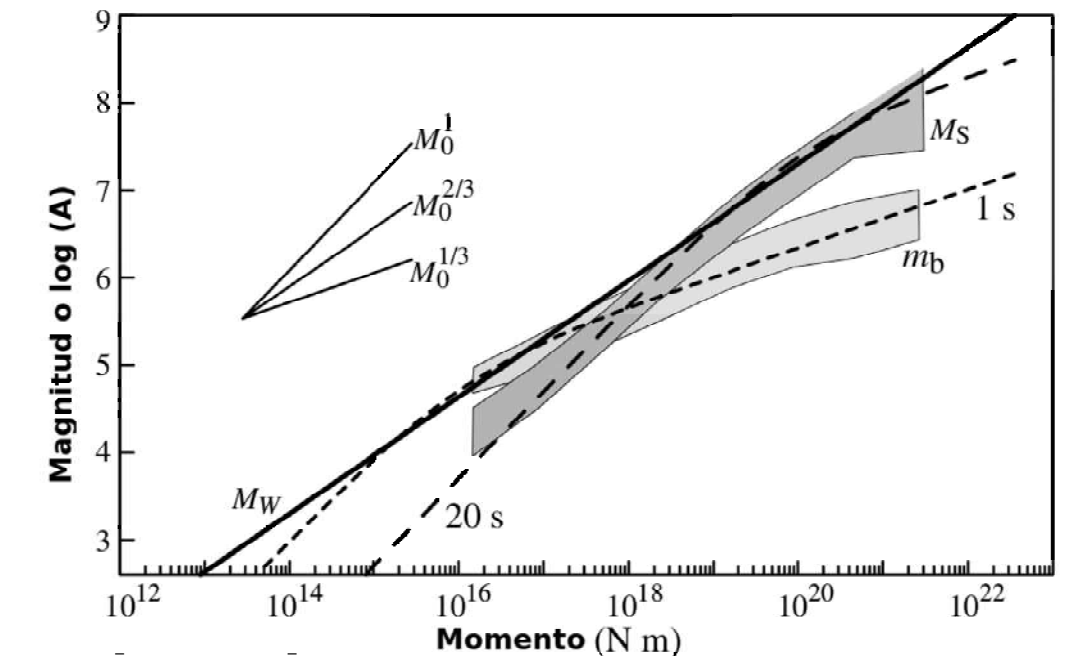


Figura 3.5: Magnitud como función del momento M_0 para M_b , M_s y M_w comparado con las predicciones del $\log(A)$ para una fuente ω^{-2} con periodos de uno y 20 s, donde A es la amplitud. Los espacios color gris muestran los valores de M_s y M_b con su respectiva desviación estándar para diversos catálogos. De acuerdo con la definición de M_w (línea sólida negra), se predicen las amplitudes de la onda P (líneas punteadas) suponiendo una caída de esfuerzo de 3Mpa. Figura tomada de [Shearer, 2009a]

3.1.3. Mecanismos focales

La solución de un mecanismo focal es el resultado de analizar las formas de onda que generan los terremotos y que son registrados por cierto número de sismómetros (generalmente mayor de 10 registros). La proyección estereográfica de la solución de un mecanismo focal son llamadas 'beachballs' y muestran dos cuadrantes blancos y dos negros (Ver Fig.

3.6) separados por un arco orientado a 90° uno del otro. Un ángulo positivo se mide en dirección antihoraria y uno negativo en sentido horario desde la referencia del rumbo.

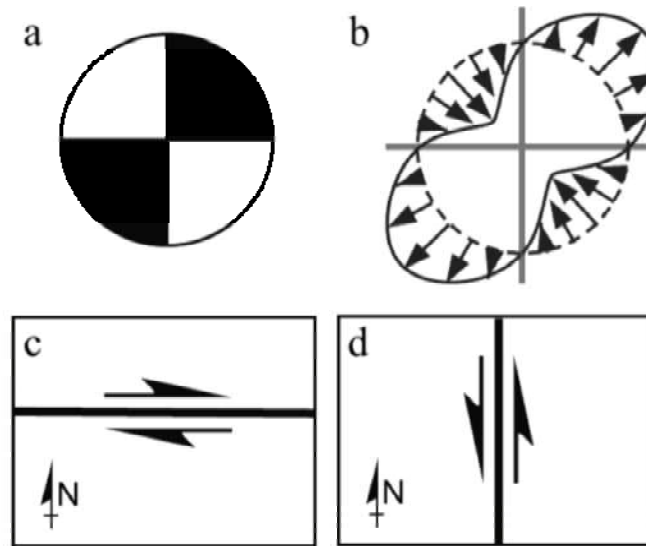


Figura 3.6: (a) Representa el mecanismo focal, (b) Patrón de radiación y (c,d) las fallas posibles dado el mecanismo focal (a). El mecanismo tienen sus planos auxiliares verticales, norte-sur y este-oeste, en el instante en que un terremoto ocurre, el movimiento de la onda P ocasiona que las partículas que se encuentran en el cuadrante negro, se alejen del foco y las del cuadrante blanco, se acercan, lo que causa dos posibilidades de fallas. Figura tomada de [Stein y Wysession, 2009].

Para la construcción del mapa con mecanismos focales se tomaron en cuenta los publicados por Singh (1997), Iglesias (1997), Garduño (1998), Pacheco (1999), Martínez-López (2015) y se separaron en inversos, normales y laterales con base en la orientación del rake (Ver Fig. 3.7), es decir, aquellos que se encuentren entre $-45 / 45^\circ$ y de $-135 / 135^\circ$ se representaron de color azul indicando mecanismos focales principalmente de tipo lateral, los que tuvieran un rake entre $45 / 135^\circ$ de color rojo representando mecanismos principalmente de tipo inverso y por último aquellos que tuvieran un rake de entre -135 y -45° de color negro para los mecanismos de tipo normal.

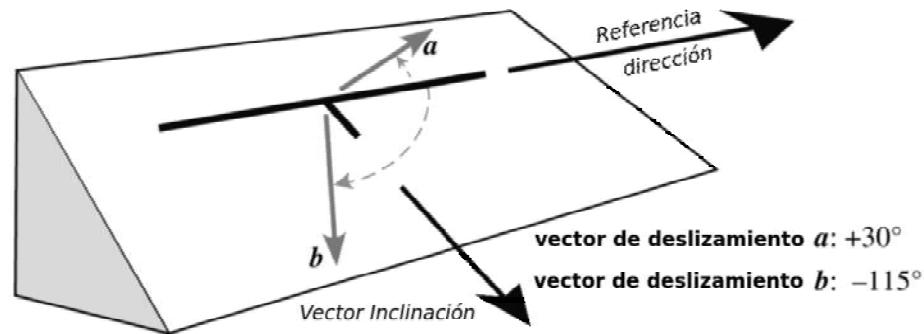


Figura 3.7: Un vector de deslizamiento que va dirigido hacia arriba con respecto al rumbo tiene un rake positivo y si el vector va dirigido hacia abajo, tiene un rake negativo. El rango permitido para los barridos es de 180° a -180° [Stein y Wysession, 2009].

3.2. Caracterización estadística de la sismicidad

La estadística juega un papel importante en el estudio del planeta, ya que algunos parámetros no pueden ser determinados de manera experimental. Generalmente los estudios de sismicidad ponen atención al tema de predicción o pronóstico, debido al peligro que podría representar un evento de gran magnitud en una zona donde no se tengan medidas de prevención para una catástrofe [Stein y Wysession, 2009]. Los estudios de predicción y peligro sísmico descansan en el concepto de autosimilitud de los sismos. Para que un objeto sea autosimilar se exige que tenga medidas numéricas o estadísticas que se preserven con el cambio de escala, tal es el caso de los fractales [Per-Bak, 1997].

El proceso autosimilar de la distribución de los sismos queda definido en la relación Gutenberg-Richter (1944, G-R). Esta relación representa a un escalamiento de eventos con respecto a sus magnitudes y está representada por:

$$\text{Log}N = a - bM \quad (3.6)$$

donde N es el número de eventos acumulados en una región para una ventana de tiempo específica con magnitudes iguales o mayores a M . La constante b o 'valor b ' es la pendiente de la distribución de los sismos en escala logarítmica de la distribución G-R (Ver Fig. 3.8), la cual se ha demostrado que tiene una relación inversa con el esfuerzo promedio para una región en particular [Schorlemmer *et al.*, 2005], es decir:

$$b \propto \frac{1}{\sigma} \quad (3.7)$$

La constante a es una medida del nivel de sismicidad o productividad sísmica de la

región, matemáticamente expresa el logaritmo del número de sismos con magnitudes mayores a cero, es decir, el total esperado de eventos en la región si se extrapola la relación hasta las magnitudes cercanas a uno [Kossobokov *et al.*, 2000].

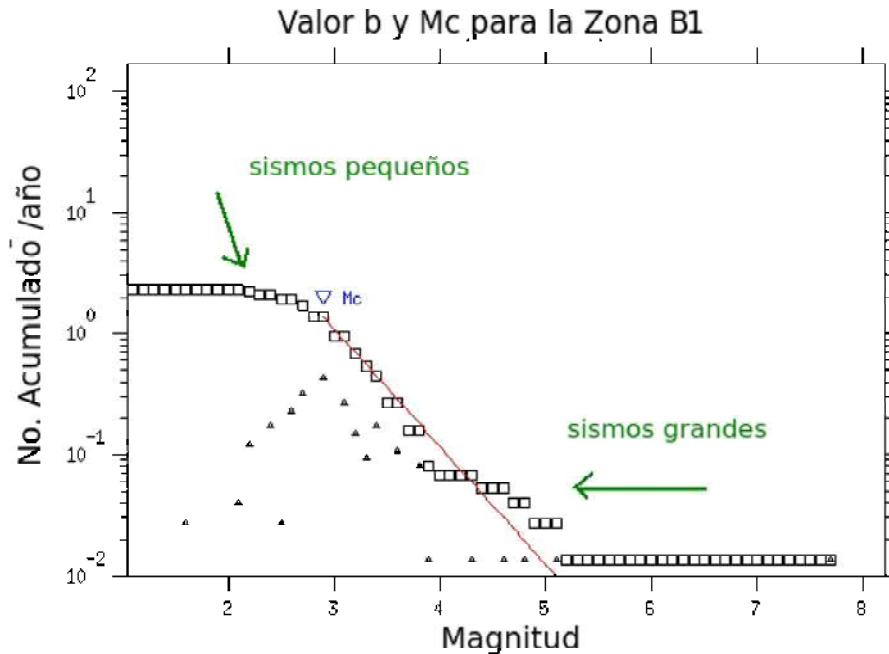


Figura 3.8: Se pueden observar en la parte superior, antes de la magnitud de completitud, los sismos pequeños que no fueron detectados por los aparatos de medición y en la parte inferior, los sismos de magnitud mayor a siete.

Aparecen también algunos parámetros como M_c que se conoce como magnitud de completitud que se define como la magnitud a partir de la cual el catálogo se puede considerar completo [Wiemer y Wyss, 2000].

El valor b generalmente es cercano a uno [Zúñiga y Wyss, 2001]. Valores de $b > 1$ se relacionan con una concentración de esfuerzos menores y viceversa [Zúñiga y Wyss, 2001].

Para un valor $b = 1$ tendríamos una relación lineal perfecta entre la magnitud y el Log (N), que teóricamente es la esperada en los eventos sísmicos, pero debido a la falta de información de la ocurrencia de sismos, ya sea por la baja cantidad de aparatos de medición o falta de precisión en ellos [Zúñiga y Wyss, 2001]. La figura 3.8 representa una gráfica que generalmente se obtiene para valores b .

Un valor alto de b (pendiente con tendencia vertical) conlleva que la región es poco resistente y tiende a fracturarse antes de que los esfuerzos alcancen un valor elevado. Un

valor bajo de b puede implicar una proporción mayor de eventos grandes que un valor alto de b , además de indicar que el medio es capaz de ofrecer resistencia a esfuerzos que al romper provoca terremotos de gran magnitud [Harraiz, 1997].

En algunas regiones volcánicas, el valor b suele ser mucho mayor a uno y muy cercano a dos, para casos de sismos volcano-tectónicos este valor se encuentra cercano a 1.5. Para enjambres sísmicos, el valor b puede tener valores muy altos, cercanos a 2.5 debido a que en este tipo de fenómenos no se puede localizar un evento principal sino que todos los eventos tienen un tamaño similar [Scholz, 1968].

En un estudio realizado en el volcán Soufriere Hills, el valor de b se encontró entre 0.5 y 1.5, que los autores lo relacionan con incrementos de temperatura, heterogeneidad y condiciones de esfuerzo en el medio, mientras que valores menores se encuentran en medios con menos alteración térmica [Power *et al.*, 1998]. Otros autores sugirieron que el fracturamiento que se produce por esfuerzo térmico da como resultado valores b muy altos y con gran número de eventos sísmicos pequeños [Warren y Latham, 1970].

El valor b varía de acuerdo a la falla que se presenta, es decir, para los eventos de falla normal encontramos valores b altos, para fallas laterales encontramos valores intermedios y para fallas inversas valores b bajos. Dado que las fallas inversas tienden a estar bajo una tensión mayor que las fallas normales inferimos que el valor de b se considera como una medición de la tensión que depende inversamente del esfuerzo diferencial (Ver Ec. 3.7) [Schorlemmer *et al.*, 2005].

Existe otro fenómeno que se puede presentar en la estimación del valor b y es el fenómeno llamado sismo característico (Ver Fig. 3.9), que es aquel en el que sismos de una magnitud preferencial ocurren frecuentemente de lo previsto por la relación Gutenberg-Richter [Zöller *et al.*, 2008].

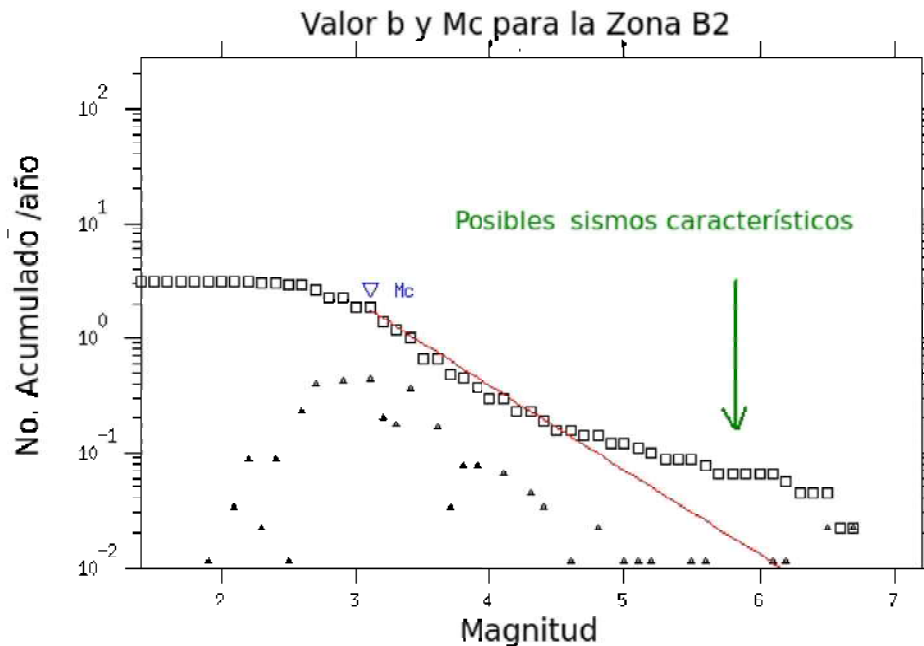


Figura 3.9: Gráfica que muestra la relación G-R para una región determinada. Algunos autores mencionan que la sismicidad de mayor magnitud que se encuentra fuera de la recta roja podría representar una sismicidad característica, es decir, la manera en la que puede romper la falla(s) asociadas a la región.

Zoller et al. (2008) propone un nuevo modelo para la sismicidad que se fundamenta en la idea de que los eventos de magnitud mayor a una dada, está relacionado con el umbral dinámico del proceso de generación de sismos, fenómeno al cual se le conoce como **sismos característicos**; y aquellos que son menores a esta magnitud dada se relacionan con un proceso estocástico [Figuroa-Soto, 2009].

3.3. Determinación de periodos de recurrencia

Todos los cálculos de los diferentes valores de b , M_c y a para determinar los periodos de recurrencia de cada zona de Michoacán se obtuvieron mediante algunas rutinas (R. Zúñiga y A. Figuroa, comunicación personal) y usando el programa Zmap.

3.3.1. Cálculo de M_c

M_c es la magnitud mínima a partir de la cual el total de los eventos sísmicos se detectan completamente, es decir, a partir de la cual los eventos no son demasiado pequeños para

perderse o no ser registrados por los aparatos de registro [Wiemer y Wyss, 2000]. Para tener un buen cálculo de un valor b , es necesario tener una buena aproximación del valor M_c , de lo contrario podría repercutir gravemente en los resultados [Figueroa-Soto, 2009].

Ahora bien, para calcular este parámetro existen varios métodos como son:

- Máxima curvatura (MAXC) (Wiemer y Wyss, 2000)
- Mejor Combinación (BC) (Wiemer y Wyss, 2000)
- Bondad de Ajuste a la distribución Frecuencia-Magnitud (Wiemer y Wyss, 2000; Kagan, 2003)
- Rango Total de Magnitudes (EMR) (Woessner y Weimer, 2005)
- Estabilidad del valor b contra M_c (Cao y Gao, 2002)

De acuerdo a algunos estudios, los métodos Máxima curvatura (MAXC) y EMR presentan una mejor correlación con M_c [Mendoza-Ponce, 2012] por lo cual, para este estudio se usaron los dos métodos y se compararon entre sí y con resultados de paleosismología.

3.3.2. Máxima Curvatura (MAXC)

Este método consiste en encontrar el valor de M_c usando el valor máximo de la primera derivada de la gráfica de frecuencia-magnitud (Ver Fig. 4.9). A pesar de que es de bajo costo computacional y por lo tanto tiene una mayor rapidez comparado con otros métodos, a menudo el valor de M_c es subestimado cuando la gráfica de frecuencia-magnitud presenta una curva pronunciada [Mendoza-Ponce, 2012].

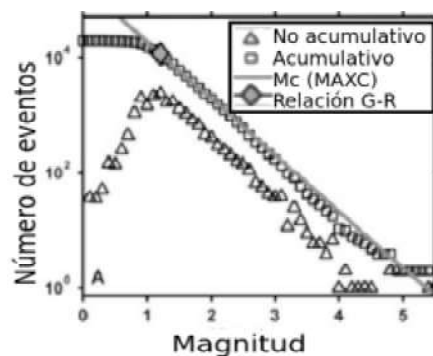


Figura 3.10: Gráfica del cálculo de M_c usando MAXC. Los triángulos representan la distribución no acumulativa y los cuadrados la distribución acumulada correspondiente a esta distribución. Figura tomada de Schorlemmer *et al.* (2005).

3.3.3. Método de Rango total de Magnitudes (EMR)

Este método usa la probabilidad de que una red detecte un evento de cierta magnitud por debajo de la magnitud M_c y la ley de potencias con máxima verosimilitud por arriba de M_c [Aki, 1965]. Es decir, divide el catálogo en dos partes, una que se considera la parte completa (arriba de M_c) y la otra la parte incompleta (debajo de M_c) (Ver Fig. 3.11). Es un método bastante confiable pero de alto costo computacional para un catálogo extenso [Woessner y Wiemer, 2005b].

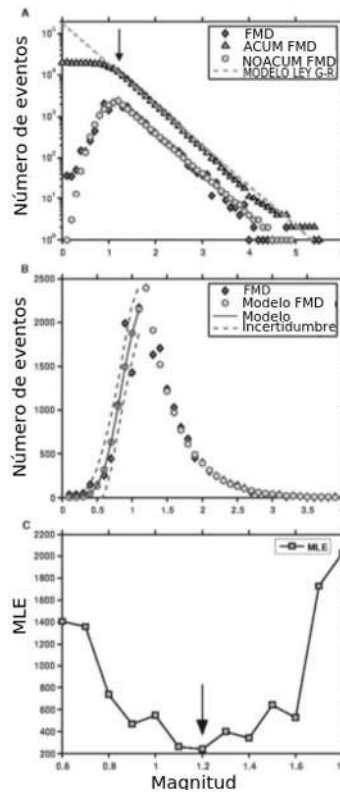


Figura 3.11: Gráfica del cálculo de M_c usando EMR. Imagen obtenida de [Woessner y Wiemer, 2005b].

3.3.4. Cálculo del valor b

Para calcular el valor b , normalmente se usan dos técnicas: por ajuste de mínimos cuadrados y por máxima verosimilitud [Aki, 1965]. Con la primera técnica, se presentan como desventaja la identificación de la parte lineal y sus variaciones por lo que dificulta el análisis; por esta razón, para hacer el cálculo del valor b se utiliza la técnica de máxima verosimilitud ya que podemos observar claramente el ajuste lineal aunque la desventaja

principal es que depende de la magnitud de completitud M_c [Mendoza-Ponce, 2012]. Para estimar el valor b por medio de esta técnica se usa la siguiente ecuación:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{[\langle M \rangle - (M_c - \frac{\Delta M_{bin}}{2})]} \quad (3.8)$$

donde e es el número de Euler, M_c la magnitud de completitud, M es la magnitud promedio y ΔM_{bin} es la dimensión del intervalo mínimo de magnitud que comunmente es que tenga un valor de 0.1 puesto que las magnitudes sísmicas se expresan hasta con un decimal [Aki, 1965].

Woessner y Wiemer (2005) realizaron un estudio para analizar el comportamiento de la magnitud de completitud y sus respectivas incertidumbres usando diferentes técnicas de análisis como lo son EMR, MAXC, MBS, GFT, entre otros donde se encontró que los valores M_c usando MAXC están por debajo de los obtenidos con EMR, de la misma manera con los valores de b (Ver Figs. 3.12, 3.13)

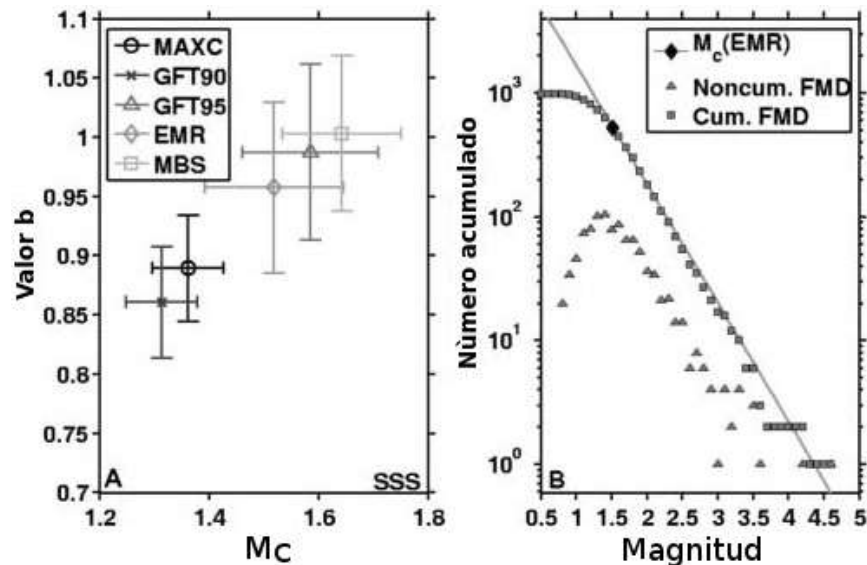


Figura 3.12: Comparación entre técnicas para los valores b , el círculo representa al valor b obtenido con MAXC y el rombo representa el valor b obtenido con EMR [Woessner y Wiemer, 2005a].

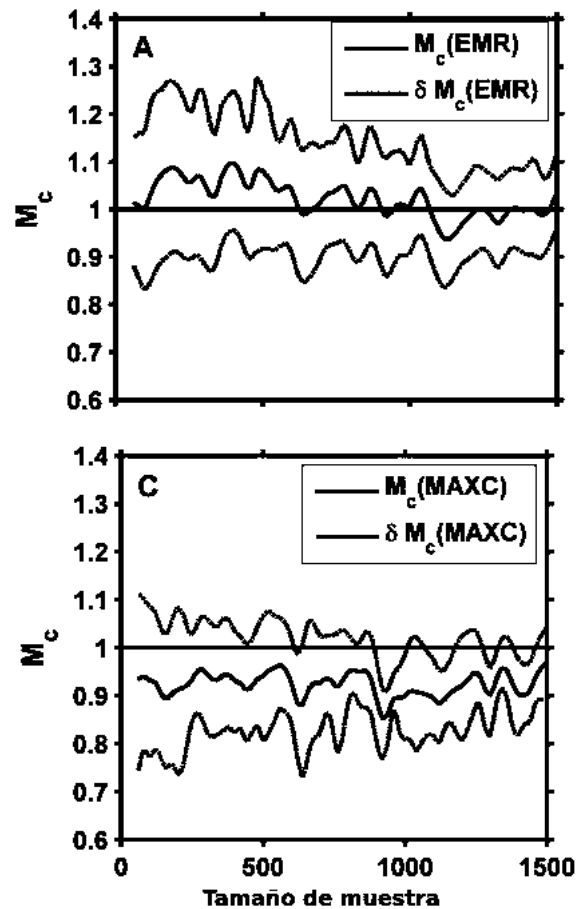


Figura 3.13: Comparación entre técnicas para los valores M_c , se puede apreciar que con la técnica de EMR los valores se encuentran por encima de la unidad y con la técnica de MAXC se localizan por debajo de la unidad [Woessner y Wiemer, 2005a].

3.4. Determinación de errores

3.4.1. Método de "bootstrap"

Este método requiere de un gran poder computacional para ejecutarlo. Consiste en asignarle una mayor precisión al cálculo de algún parámetro que se busque [Bradley, 1992]. La técnica que usa se describe a continuación:

"Dada una población $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$, se obtiene una muestra aleatoriamente con remazamiento, es decir, se toma un dato al azar, se guarda en memoria y se regresa el dato al conjunto original, así hasta llegar a "n" valores y se guarda en la variable $X^* =$

$(x^{*1}, x^{*2}, \dots, x^{*n})$. Un valor típico de "bootstrap" está entre 50–200 muestras [Bradley, 1992]. Por último, se calcula el parámetro de interés $S(X^*) = S(x^{*1}), S(x^{*2}), \dots, S(x^{*B})$ que es la varianza que calcula el sesgo de las estimaciones.

3.4.2. Propagación del error para la estimación del tiempo de recurrencia (*Trec*)

Para realizar un cálculo aceptable sobre el pronóstico de ocurrencia de un sismo, se necesita conocer varios factores como el entorno sismotectónico, la dinámica de deformación existente, la acumulación de esfuerzos, etc., todo esto se lleva a cabo mediante estudios concentrados en el mecanismo físico del evento pero debido a la complejidad del fenómeno puede ser que la incertidumbre del cálculo no sea baja [SSN, 2015]. La herramienta principalmente usada y aceptada para resolver este problema es el análisis probabilístico.

El tiempo de recurrencia se proporciona como un intervalo en el que exista la probabilidad de que suceda un evento y se deben especificar los métodos empleados como la justificación de los mismos, así como también el error que se genera al hacer estos cálculos [Zúñiga y Wyss, 2001].

El error de los tiempos de recurrencia se obtuvieron por el método de propagación de errores puesto que dependen directamente de los valores a y b y sus respectivas incertidumbres, es decir, el error del tiempo de recurrencia del evento sísmico se verá afectado por los errores de las magnitudes a y b [Mendoza-Ponce, 2012].

Este error se propaga mediante el cálculo diferencial:

$$Err(Trec) = \frac{\partial f}{\partial a} \Delta a + \frac{\partial f}{\partial b} \Delta b + \frac{\partial f}{\partial M} \Delta M \quad (3.9)$$

donde f es el tiempo de recurrencia y Δa , Δb son los errores de los valores de a y b respectivamente.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Construcción del catálogo homogéneo de sismicidad para Michoacán

El catálogo usado en esta tesis fue una recopilación de información obtenida de la base de datos de CMT, SSN, Zúñiga et.al. (comunicación personal, 2016), y otros autores. Para la base de datos de los sismos históricos, se usaron los publicados por Garduño-Monroy (1998) y los contenidos en el catálogo de Zúñiga que incluyen los reportados por García-Acosta (1992) y Suárez (1995).

La información recopilada contiene datos de:

- **Epicentro** del sismo expresada en latitud, longitud.
- **Fecha** de ocurrencia detallada en día, mes y año.
- **Magnitud** referenciada en M_s .
- **Profundidad** en kilómetros.

los cuales se encuentran situados en un periodo de poco más de 100 años de sismicidad que comienza de 1900 a la actualidad.

Debido a la diferencia en la determinación de los sismos, se llevó a cabo la **homogeneización** del catálogo, es decir, convertir todas las magnitudes a una en común: la magnitud de ondas superficiales (M_s). La razón para utilizar esta convención es que la magnitud (M_s) tiene una relación inyectiva con la magnitud de momento (M_w) hasta que (M_s) se satura, esto es con ($M_w > 8.0$) [Mendoza-Ponce, 2012]. Para las magnitudes menores a 6.0, en la mayoría de los casos, la información se proporciona con la magnitud (M_b) y para ella,

cinco perfiles y de esta manera, visualizar los mecanismos en las cuatro zonas e identificar las características que presentan.

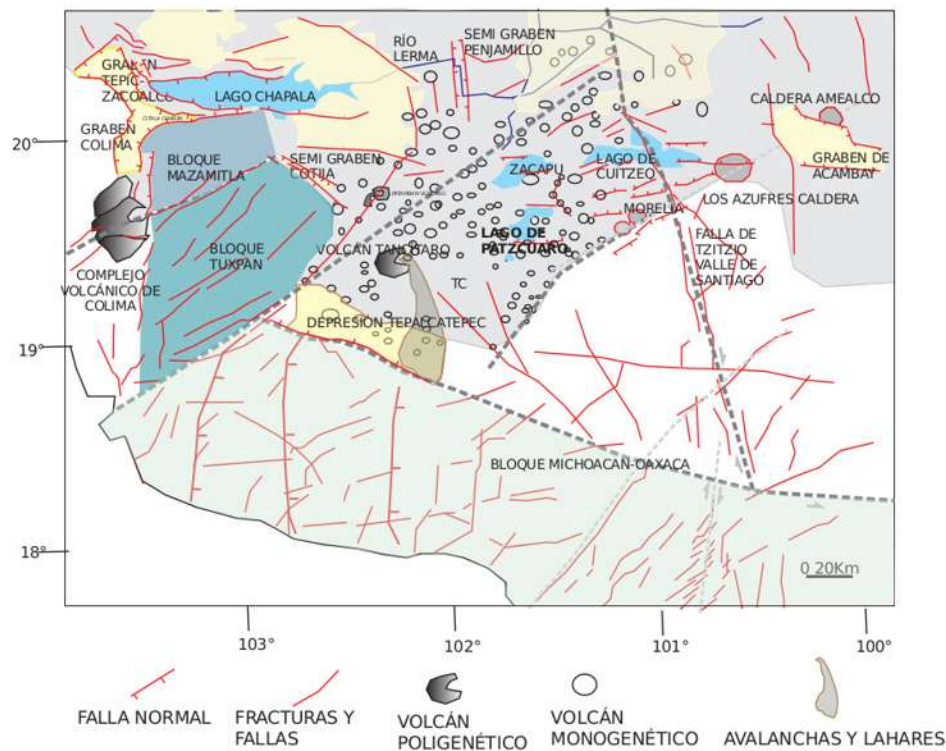


Figura 4.2: Fronteras geológicas del estado de Michoacán (Garduno-Monroy et al., 2015, comunicación personal).

Por último se elaboró el mapa (Fig 4.3) de la regionalización que incluye:

- La división por zonas (líneas punteadas).
- Los mecanismos focales (Representadas por colores: azul para mecanismos laterales, rojo para mecanismos inversos y negro para mecanismos normales).
- Eventos sísmicos de diversas magnitudes (Círculos amarillos, azules, grises, verdes; el tamaño del círculo es proporcional a la magnitud, a mayor tamaño del círculo, mayor magnitud reportada).
- Nombre de algunas ciudades para ubicación y reconocimiento del estado.

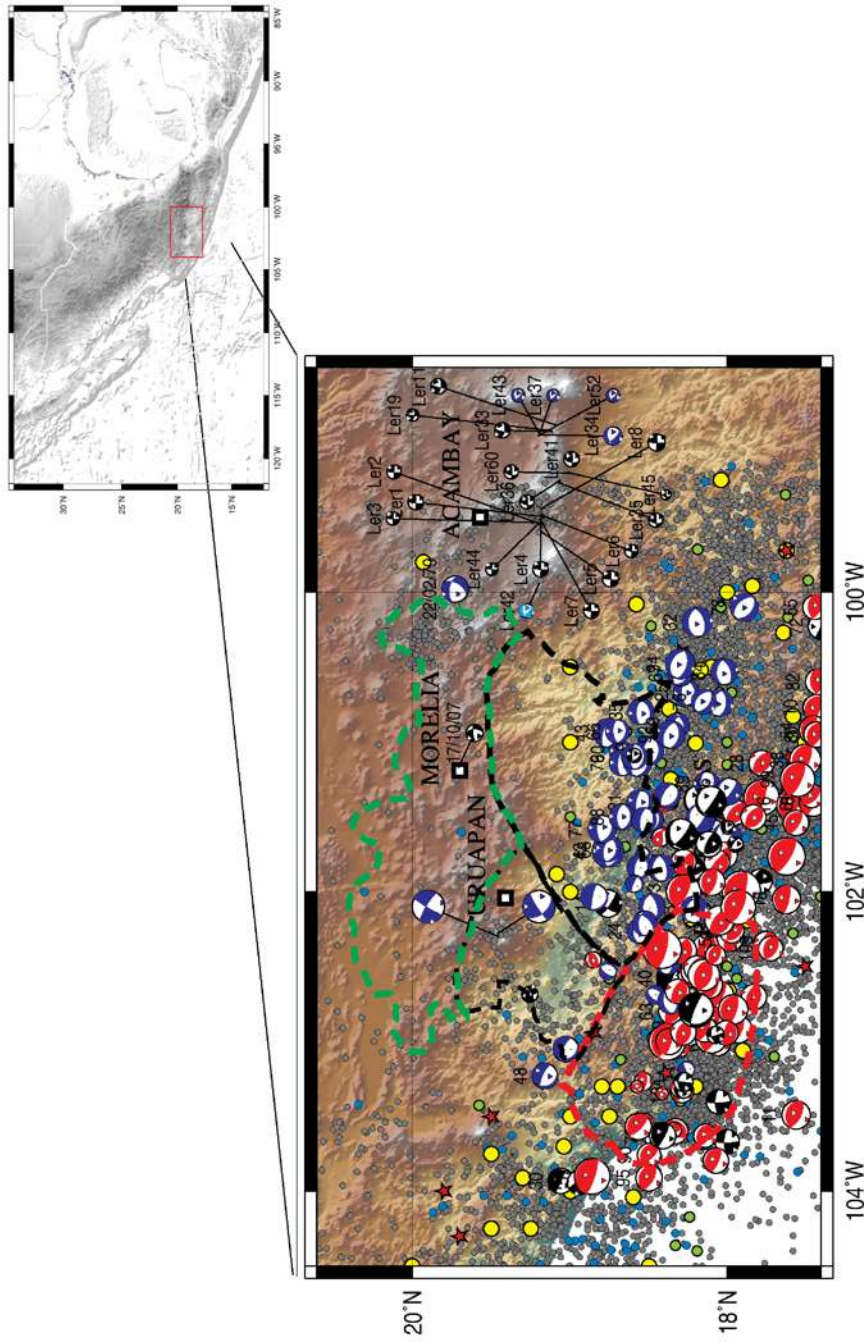


Figura 4.3: Complementación de la regionalización sísmica del estado de Michoacán. Los círculos representan la sismicidad, entre más grande el tamaño del círculo, la magnitud es mayor y los que tienen una estrella dentro son los sismos registrados de mayor magnitud los cuales han ocasionado grandes pérdidas. El polígono con líneas verdes representa la zona C, el polígono negro de lado derecho es la zona B1, por último, la zona A es el polígono con líneas rojas.

Las características que tienen las zonas mostradas en la figura (4.3) son las siguientes:

- **Zona A:** Es la zona del acoplamiento sismogénico de la placa de Cocos-Rivera con la Norteamericana la cual tiene una profundidad máxima de 40 km, 95 km de ancho y 300 km de longitud [Martínez-López y Mendoza, 2016]. Tiene mecanismos focales característicos de tipo inverso y su sismicidad preferente es de entre magnitudes dos y tres, habiendo ocurrido algunos de 6.5 y 6.9 (Ver Apéndice A).

Se trazaron dos perfiles dentro de la zona para proyectar los mecanismos focales en 2D y ver la profundidad a la que éstos se encuentran. La figura (4.4) muestra un perfil perpendicular a la zona de subducción relacionado a fallas de tipo inverso y la figura (4.5) presenta el perfil de sismicidad cortical que se encuentra en los primeros 30km.

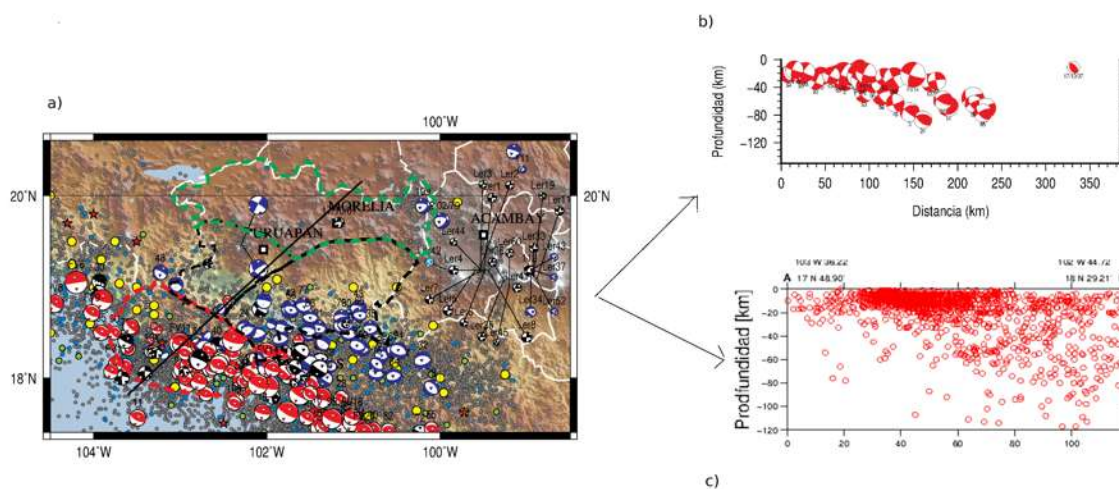


Figura 4.4: a) Perfil A1 perpendicular a la zona de subducción con coordenadas $(-103.603597, 17.815048)$ y $(-100.900508, 20.158843)$ con un ancho de proyección de 100km, b) proyección de los mecanismos focales a lo largo del perfil A1, c) sismicidad reportada en la zona de subducción.

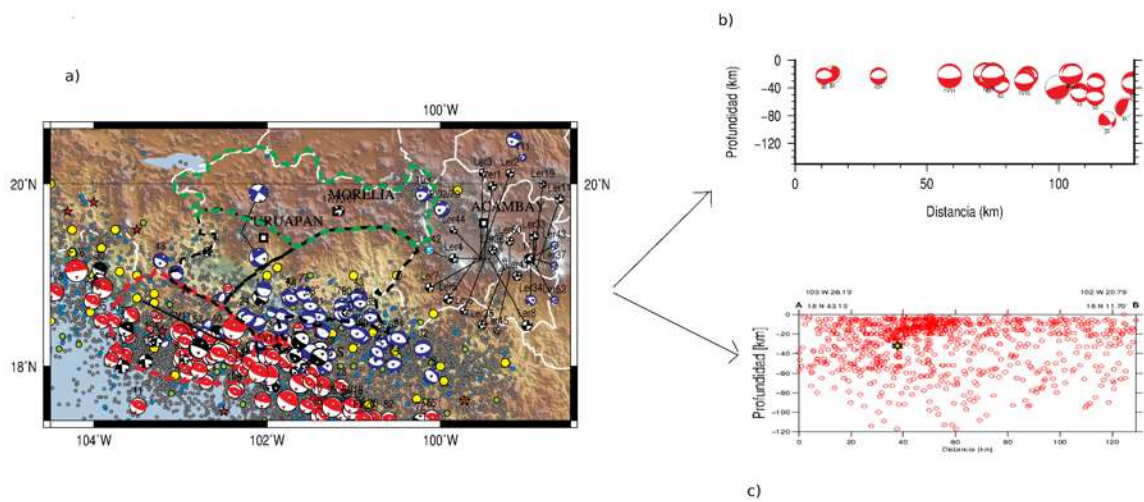


Figura 4.5: Perfil A2 paralelo a la zona de subducción con coordenadas $(-103.436564, 18.718769)$ y $(-102.346574, 18.194969)$ con un ancho de proyección de 100km, b) mecanismos focales a lo largo del perfil A2 y c) sismicidad referente a la zona de subducción sobre el perfil A2.

- Zona B2:** Esta zona está delimitada por la falla de Tzitzio, el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y la Sierra Madre del Sur, además se encuentra Penjamillo y la presa de Infiernillo. Sus mecanismos focales predominantes son de tipo lateral y la sismicidad ocurrida está en el rango de 2.5 y 3.5 de magnitud, con escasa actividad por arriba de la magnitud 6 excepto por algunos eventos de magnitud 7.8 (Ver Fig. 4.6).

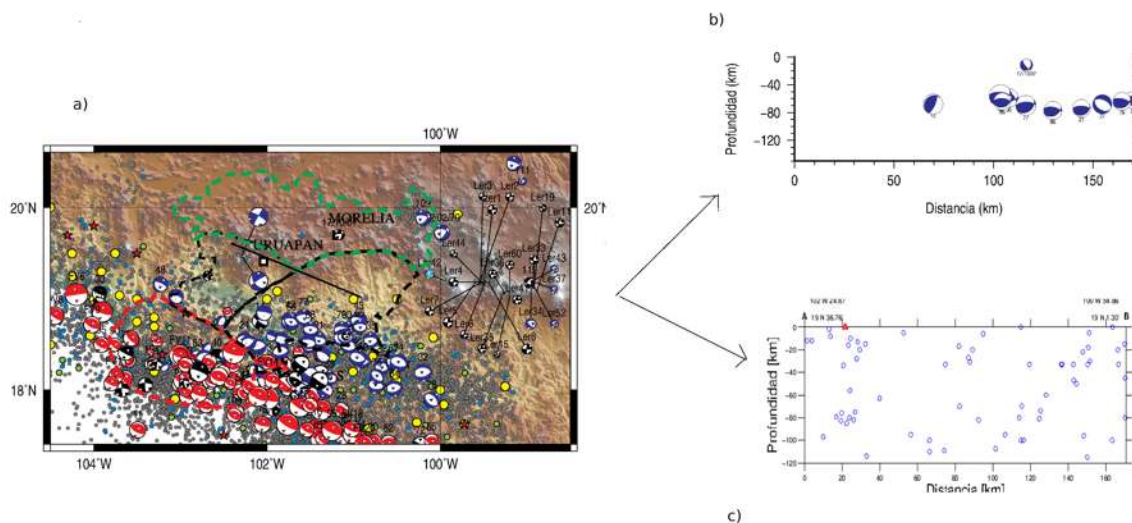


Figura 4.6: a) Perfil B1 paralelo a la zona de subducción a la altura de las zonas B1 y B2 con coordenadas $(-102.414516, 19.612641)$ y $(-100.914348, 19.021634)$ con un ancho de proyección de 100km, b) mecanismos focales que representan fallamiento lateral con componente normal a profundidades máximas de 80km y c) sismicidad en la zona.

- **Zona B1:** Dentro de esta zona se encuentra la depresión de Telpacatepec, el Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca y la zona de fractura Jorullo-Tacámbaro donde se encuentran los volcanes de Parícutín y Tancítaro. Los mecanismos predominantes son de tipo lateral y la sismicidad predominante está entre el rango de magnitud 2.5 - 3 (Ver Fig. 4.3).

De igual manera, se trazó un perfil en dicha zona para observar las proyecciones de los mecanismos focales respecto a la profundidad (Ver Fig. 4.7).

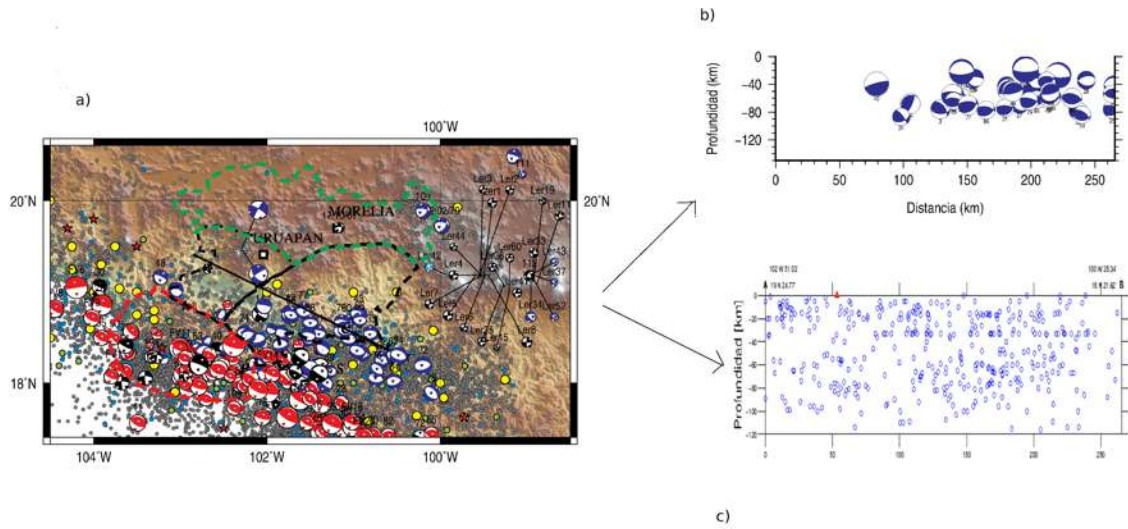


Figura 4.7: a) Perfil B2 paralelo a la zona de subducción a la altura de las zonas B1 y B2 con coordenadas $(-102.850510, 19.412774)$ y $(-100.588927, 18.360317)$ con un ancho de proyección de 100km, b) mecanismos focales que representan fallamiento lateral con componente normal a profundidades máximas de 80km y c) sismicidad en la zona.

- Zona C:** En esta zona se encuentra el corredor Tarasco y el Sistema de Fallas Morelia-Acambay, teniendo mecanismos focales de tipo normal como los predominantes y eventos sísmicos de magnitud pequeña. Se trazó un perfil (Ver Fig. 4.8) para observar la proyección de los mecanismos focales que se encuentran en esta zona.

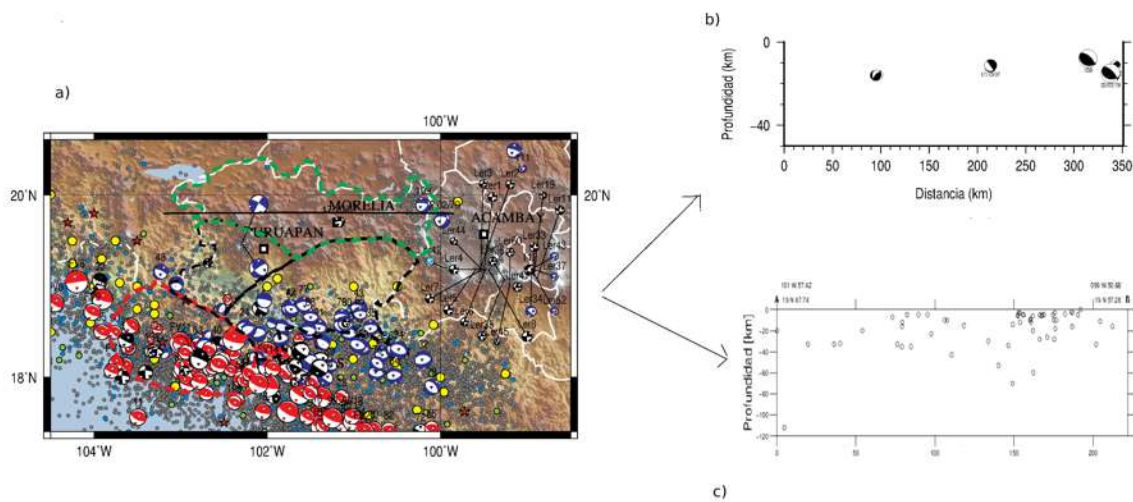


Figura 4.8: a) Perfil C con coordenadas $(-101.956994, 19.795720)$ y $(-99.844726, 19.954719)$ con un ancho de proyección de 100km, b) proyección de mecanismos focales asociados al perfil y c) sismicidad de la zona.

4.3. Determinación de la estabilidad para el valor b

Cuando se calcula el valor b se grafica con respecto al tiempo para observar los cambios que pueda presentar y determinar si tiene algún periodo donde se estabilice. Hay pocos trabajos en los que se ha considerado la variabilidad del valor b con el tiempo para caracterizar una región sismotectónica con fines de riesgo sísmico, por tanto, para tener una mejor perspectiva de la sismicidad presente y pasada, es necesario hacer un análisis del comportamiento del valor b con el tiempo [Zúñiga y Figueroa-Soto, 2012]. Normalmente, este cálculo se usa tomando en cuenta una serie de tiempo con ventanas móviles que comienzan de eventos antiguos y avanzan a eventos recientes. Debido a que la técnica anterior da mayor importancia a los eventos pasados y aumenta el error en el cálculo, en esta tesis se usa la serie de tiempo en sentido contrario (Ver Fig. 4.9), es decir, dándole más peso a los eventos recientes ya que de éstos se tiene una mayor certeza y se disminuye la incertidumbre [Zúñiga *et al.*, 2017].

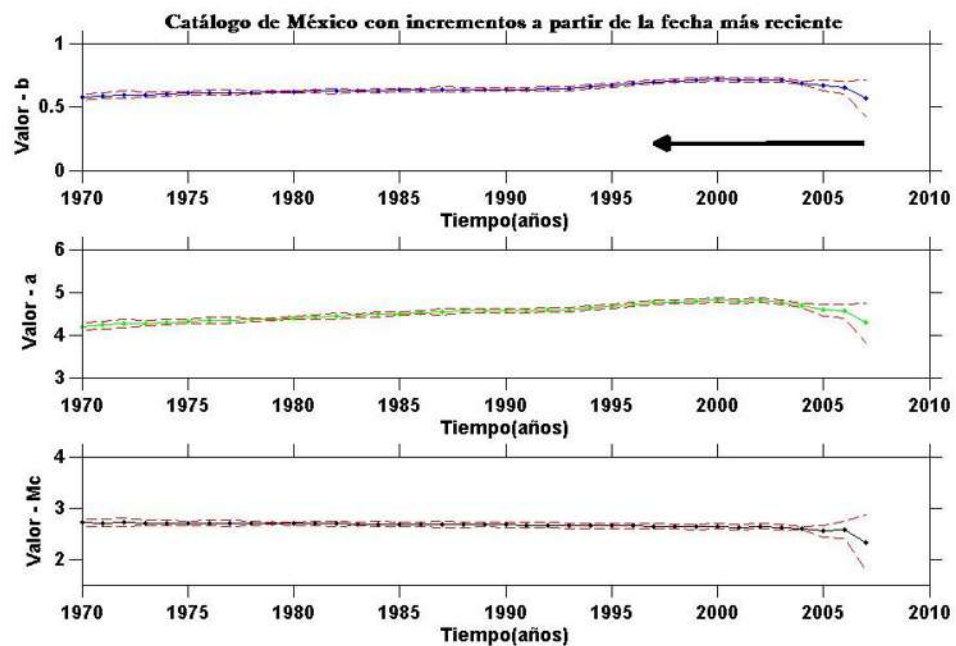
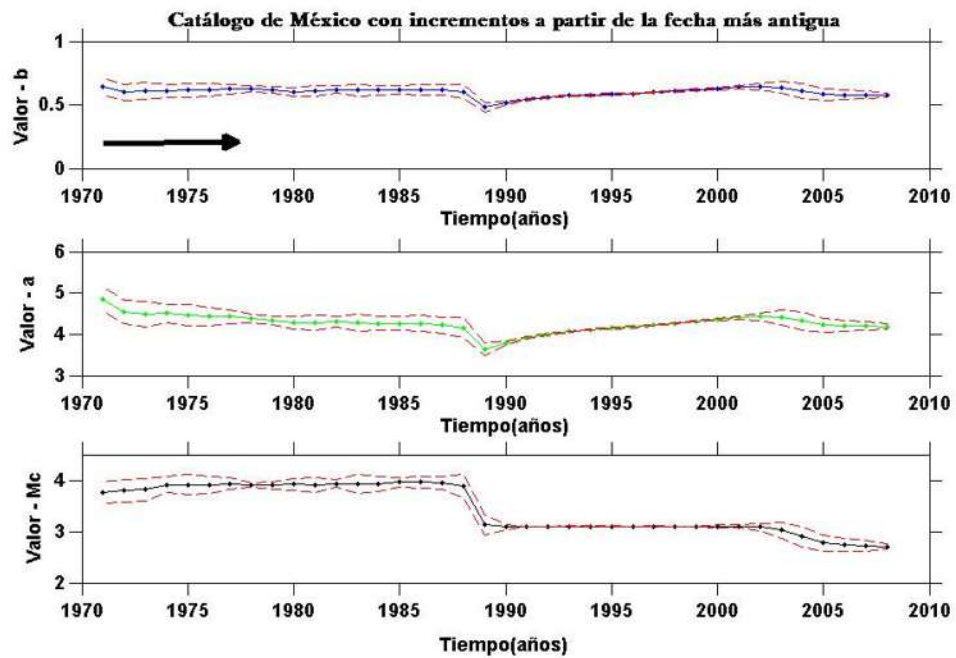


Figura 4.9: a) Gráficas que representan el sentido del catálogo, haciendo el incremento a partir de la fecha más antigua que es el usado normalmente y b) haciendo incremento a partir de la fecha más reciente. Se muestran los tres valores a , b y Mc .

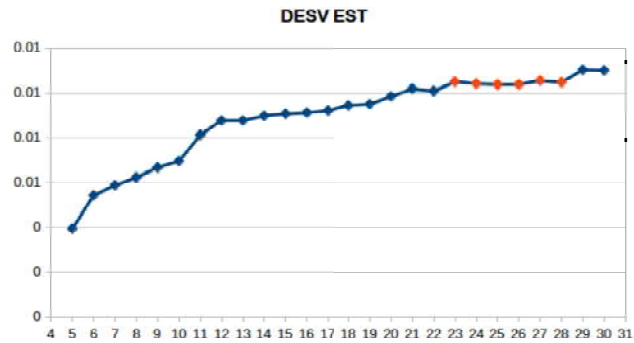


Figura 4.11: En la gráfica se presenta la mínima de las desviaciones estándar de cada ventana móvil.

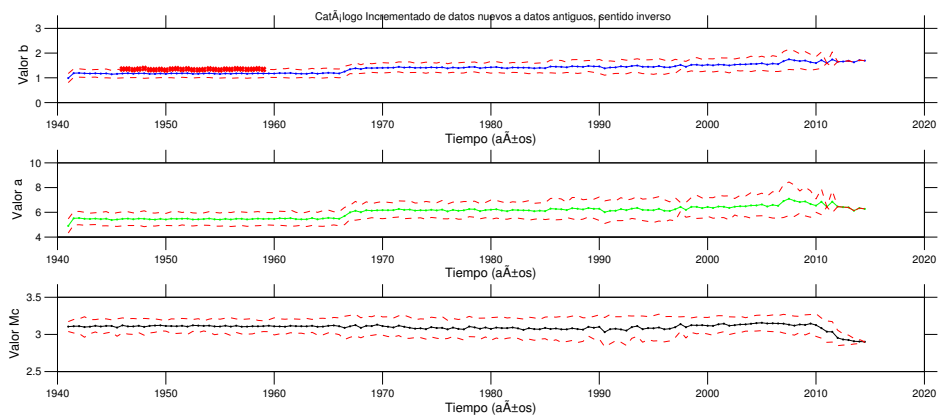


Figura 4.12: La gráfica de la estabilidad del valor b obtenido mediante la regresión de la desviación estándar en el tiempo.

4.4. Tiempo de recurrencia

Es el tiempo en el que se estima que ocurrirá un sismo de una magnitud específica o mayor a ésta y se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$T_{rec} = \frac{P_t}{10^{(a-bM)}} \quad (4.2)$$

donde P_t es el periodo de tiempo donde se tomó la estabilidad del valor b , M es la magnitud para la que queremos hacer la estimación y a , b son los valores obtenidos de la relación G-R [Mendoza-Ponce, 2012, Zúñiga *et al.*, 2017].

Para determinar el tiempo de recurrencia para sismos de una magnitud dada M , bajo un periodo de tiempo T_{rec} , se necesita conocer los parámetros a , b y M_c que se estiman con la relación de Gutenberg-Richter y usando una interfase (Ver Fig. 4.13) creada por Zúñiga y Figueroa-Soto (2008).

Inicialmente, los parámetros de entrada para la ecuación 4.2 eran a , b , el rango de estabilidad para el valor b y la magnitud para la cual se desea conocer el tiempo de recurrencia, se determinan los errores al calcular estos parámetros y además, el error del tiempo de recurrencia obtenido.

Gutenberg Richter Relation
 $\text{Log}(N) = a - b \cdot M$

b value: 1 Err (b): 0.005
a value: 3 Err (a): 0.003

Time period (yrs): 23.7
Magnituda M2: 6.5

No. Events with $M > M_2$: 0.031623
Rec. time for M2 events (yrs): 31.6228 +/- 5.3

Calc Close

Figura 4.13: Interfase en matlab modificada para calcular la recurrencia de sismos para una magnitud mayor o igual a una dada.

Capítulo 5

Resultados y discusión

Como resultado final se generó un mapa de Michoacán con la división de las cuatro zonas sismogénicas características con base en las propuestas presentadas previamente por Vázquez-Rosas (2012) y Garduño-Monroy (2016). Esta base de datos contiene la sismicidad ocurrida en los últimos 100 años por medio de un catálogo homogéneo en tiempo y magnitud, sismos históricos y mecanismos focales representativos de las zonas (Fig. 5.1).

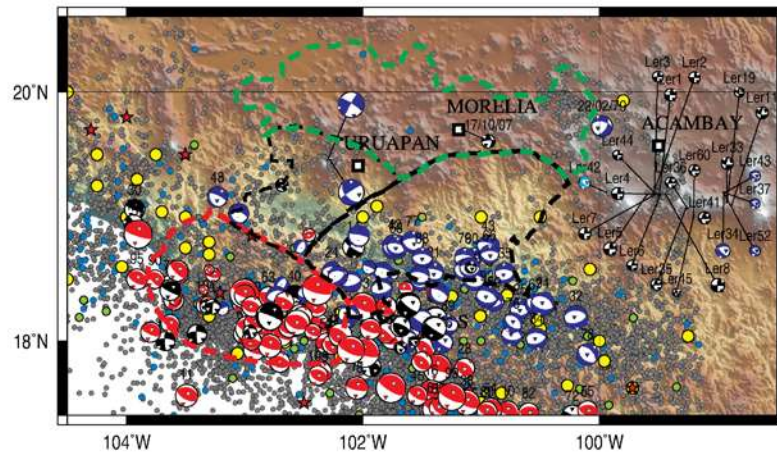
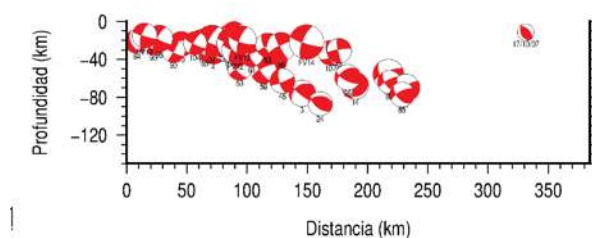


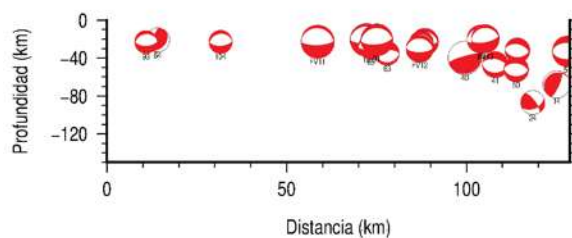
Figura 5.1: Regionalización de Michoacán.

Al construir los perfiles perpendiculares y paralelos a la zona de subducción y observando los perfiles representados en la figura (5.2) se distingue claramente que a partir de los 40 km de profundidad la Placa de Cocos subduce a la Placa Norteamericana. En el perfil A1 se aprecian dos tendencias de mecanismos que precisamente es la propuesta de

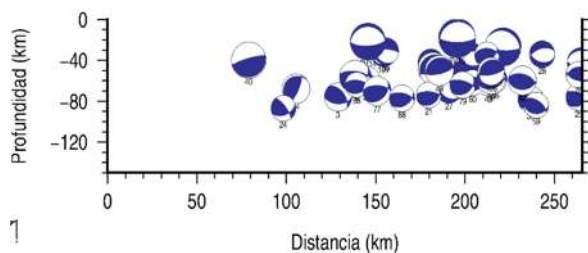
Martínez-López y Mendoza (2016) donde se puede ver también el ancho de los aproximadamente 95 km de ancho de la zona de acoplamiento. Como mencionan Pardo y Suarez (1995), las isoprofundidades calculadas en el centro de Michoacán están entre 80-100km que es lo que se puede observar con el perfil B2 (Fig. 5.2c).



(a) Perfil A1



(b) Perfil A2



(c) Perfil B2

Figura 5.2: a) Perfil perpendicular a la zona de subducción, b) Perfil paralelo a la zona de subducción y c) Perfil paralelo a la zona de subducción desde el centro del Estado de Michoacán

Al generar el catálogo homogéneo y realizar la división del estado de acuerdo a los diferentes parámetros antes mencionados, se calculó el valor b para cada una de las zonas y posteriormente el tiempo de recurrencia de sismos con diferentes umbrales de magnitud.

La estructura en la que se muestran los resultados es la siguiente:

- se grafican los valores a , b y Mc obtenidos con la técnica EMR, se realiza un análisis de estabilidad del valor b que se muestra en la gráfica siguiente en color rojo y se toma el promedio de los valores b en dicho rango para tener un solo valor que representará a la zona marcada.
- se muestran los resultados con la técnica MAXC.
- se realiza una comparación entre ambos métodos con la finalidad de encontrar similitudes y/o diferencias entre ellos.

5.1. Análisis con EMR

5.1.1. Zona A (Zona de subducción)

La figura (5.3a) muestra el mapa del Estado de Michoacán y encerrada en un rectángulo se encuentra la zona de subducción. La parte b) Se muestran los datos obtenidos para los valores importantes de esta tesis, que son a , b y Mc usando el catálogo homogéneo en magnitud M_s e incrementado de los datos antiguos a datos recientes. Se puede ver también que el valor b está por debajo de 2, el valor de a por encima de 5 y Mc arriba de 3 teniendo un ligero decaimiento para tiempos cercanos a la actualidad.

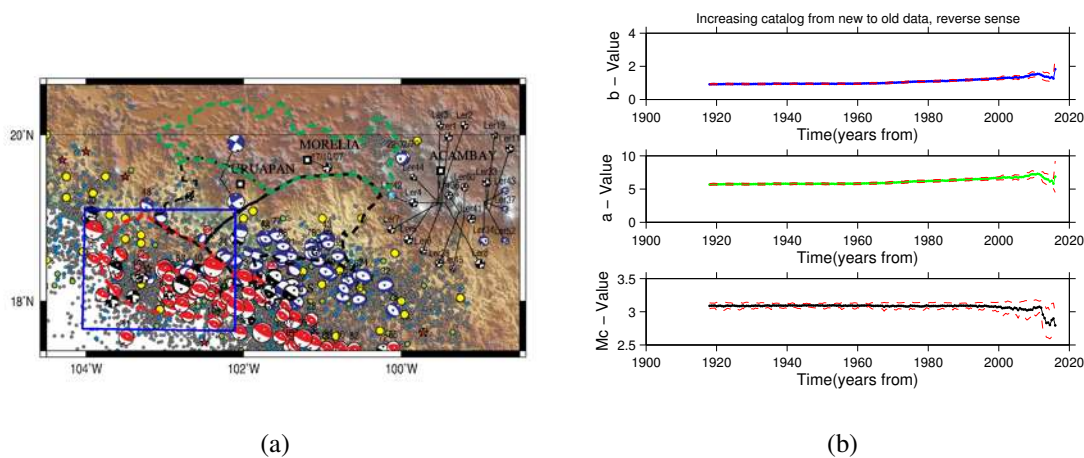
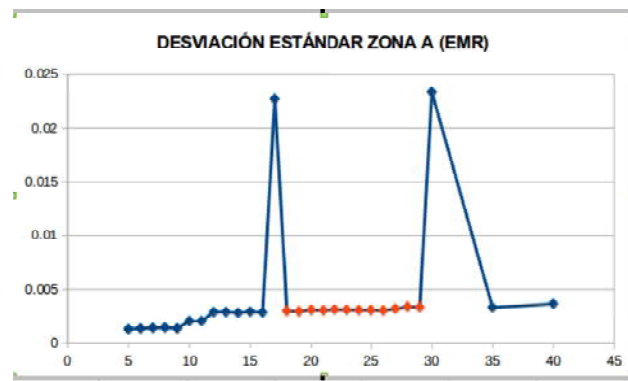


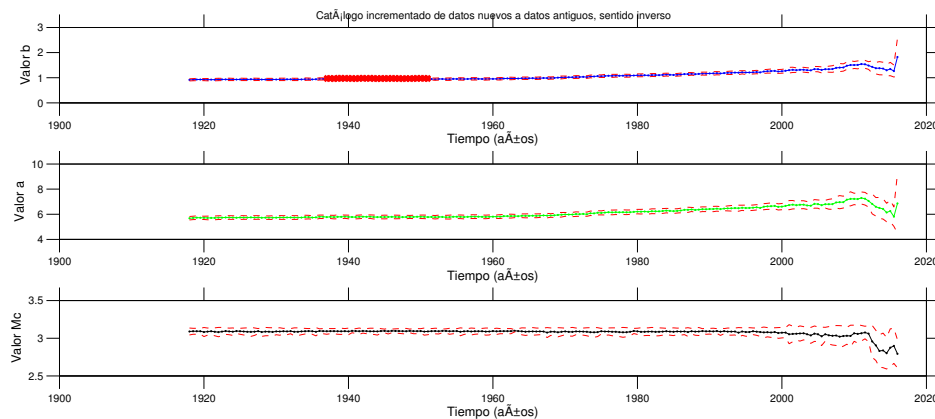
Figura 5.3: a) Ubicación de la zona A en el estado de Michoacán marcada con un recuadro azul. b) Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con EMR

Se realizó el análisis de estabilidad de la desviación estándar del valor b y posteriormente la regresión en el tiempo para obtener el valor representativo de la zona como se

puede observar en la figura 5.4. En la figura 5.4a notamos que la desviación estándar de los valores b obtenidos previamente es muy clara en la parte central de la gráfica, el eje x que representa la cantidad de datos que tiene la ventana móvil y el eje y el valor mínimo de la desviación estándar del valor b que se obtuvo en cada ventana móvil. La estabilidad de la desviación estándar en esta zona de subducción se encuentra hasta la ventana $n = 29$. Posteriormente se identifica el mínimo valor de la desviación estándar en esta ventana y se hace una regresión al valor b para sacar con un promedio el valor representativo de la estabilidad para b en el tiempo que se puede apreciar en la figura (5.4b).



(a)



(b)

Figura 5.4: a) Estabilidad de la desviación estándar señalada con una línea roja punteada. b) Rango equivalente en la gráfica de valor b a través del tiempo para la zona A.

La tabla 5.1 muestra los resultados de los valores Mc , a y b con sus incertidumbres y en la tabla 5.2 se muestra el tiempo de recurrencia obtenido partiendo de los valores antes mencionados. Se hizo el cálculo para magnitudes mayores a 6.5 y a 7.5.

Parámetro	Valor	Error
Mc	3.09467	0.00331
b	0.9475	0.00332
a	5.7851	0.01087

Tabla 5.1: Valores de los parámetros obtenidos para la zona de subducción con sus respectivos errores.

Magnitud	$Trec$	Error
>6.5	31.9114	5.6564
>7.5	282.7808	0.63869

Tabla 5.2: Tiempo de recurrencia calculado a partir de los valores mostrados en la tabla anterior para las magnitudes mayores a la magnitud dada para la zona A.

5.1.2. Zona B1

La figura 5.5 muestra la zona B1 situada en el mapa de Michoacán y en la parte b) se presenta la gráfica de los valores fundamentales de este estudio a través del tiempo, al igual que la zona de subducción, el valor de b siempre se conserva por debajo de 2, el valor de a comienza siendo muy cercano a 5 y tiende a subir conforme avanza en el tiempo, con respecto a Mc , este valor oscila entre 3-3.5.

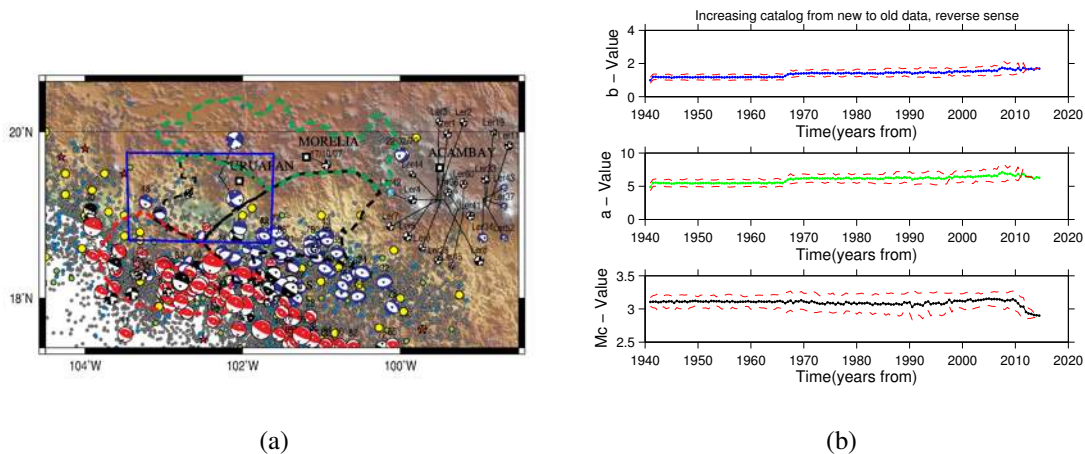
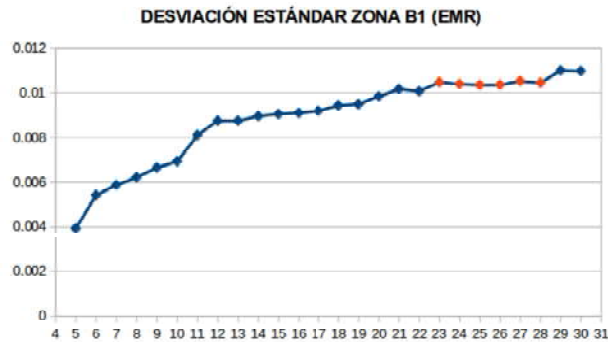
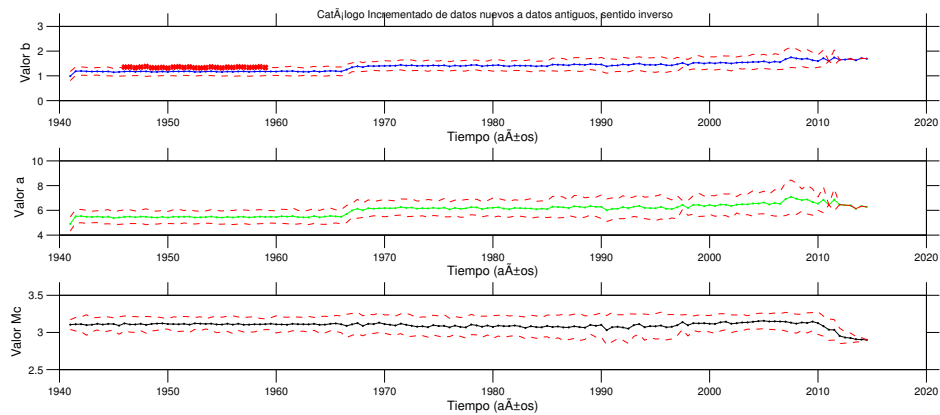


Figura 5.5: a) Ubicación de la zona B1 en el estado de Michoacán y b) Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con EMR

Nuevamente se hizo el análisis de estabilidad de la desviación estándar del valor b y luego la regresión en el tiempo para obtener el valor representativo de la zona B1. La gráfica de la figura (5.6a) muestra que la estabilidad se sitúa en la ventana con $n = (23, \dots, 28)$ datos, lo que corresponde a los años 1946-1959 (Ver Fig. (5.6b)) donde existe un valor b promedio de aproximadamente 1.17 ± 0.01 como se muestra en la tabla 5.3.



(a)



(b)

Figura 5.6: a) Estabilidad de la desviación estándar y b) Rango equivalente en la gráfica de valor b a través del tiempo.

Parámetro	Valor	Error
Mc	3.1115	0.0081
b	1.17399	0.01044
a	5.46192	0.03667

Tabla 5.3: Valores de los parámetros obtenidos para la zona B1 con sus respectivos errores.

Usando los datos anteriores con la técnica EMR y usando la fórmula para calcular el tiempo de recurrencia, se obtuvieron T_{rec} para sismos con magnitudes mayores a 5 y 6.5 y sus respectivas incertidumbres (tabla 5.4).

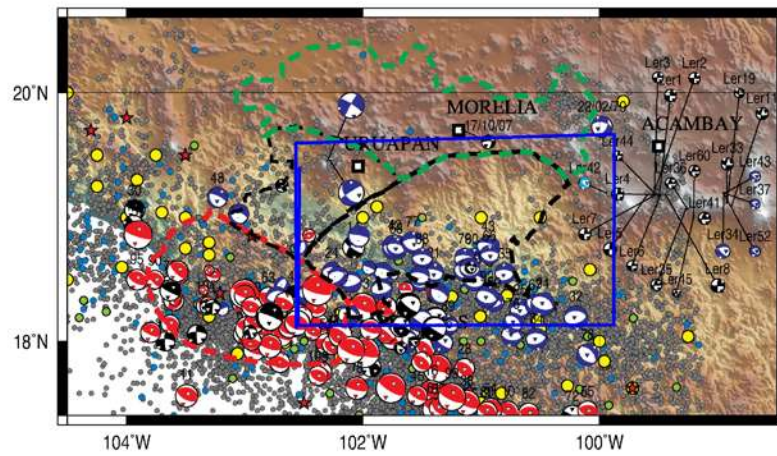
Magnitud	T_{rec}	Error
>5	33.2638	4.9621
>6.5	1918.4893	0.08628

Tabla 5.4: Tiempo de recurrencia calculado a partir de los valores b , Mc y a con la técnica EMR.

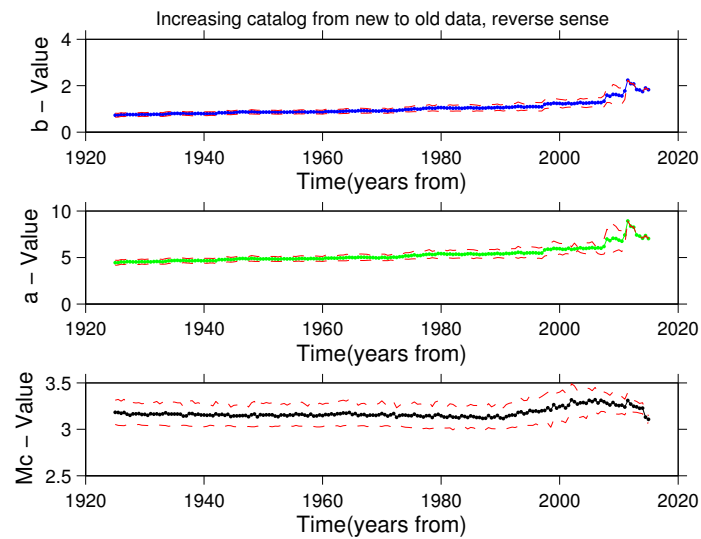
Vemos en la tabla anterior que existe una gran diferencia en los tiempos calculados para magnitudes mayores a 5 y magnitudes mayores a 6.5, esto tal vez se deba a que en esta zona no se han presentado sismos con tales características y debido a que el catálogo sólo contiene sismicidad de los últimos 100 años, la relación G-R estima una posibilidad baja de la ocurrencia de sismos mayores a 6.5.

5.1.3. Zona B2

En la figura (5.7a) se muestra en el recuadro azul la posición en el mapa del Estado de Michoacán de la zona B2 y la figura (5.7b) vemos la gráfica de la variación del valor a, b y Mc con respecto al tiempo, donde el valor b tiene un ligero incremento en los años recientes.



(a)



(b)

Figura 5.7: a) Ubicación de la zona B2 en el estado de Michoacán y b) Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con EMR

Siguiendo la metodología descrita, se procede a hacer un análisis de estabilidad de la desviación estándar del valor b para encontrar el valor representativo de la zona, para lo cual se hace una correlación de la estabilidad con el valor b . Si ponemos atención en la

gráfica de la figura (5.8a) se aprecia que podrían tomarse al menos tres estabilidades pero se hace la desestimación de las otras al tener menor diferencia de valores entre ellas la estabilidad situada en las ventas de datos con $n = (12, \dots, 15)$ que corresponde a los años 1950-1959 aproximadamente (Ver Fig. (5.8b)) teniendo un valor b promedio de 0.86 ± 0.01 (tabla 5.5

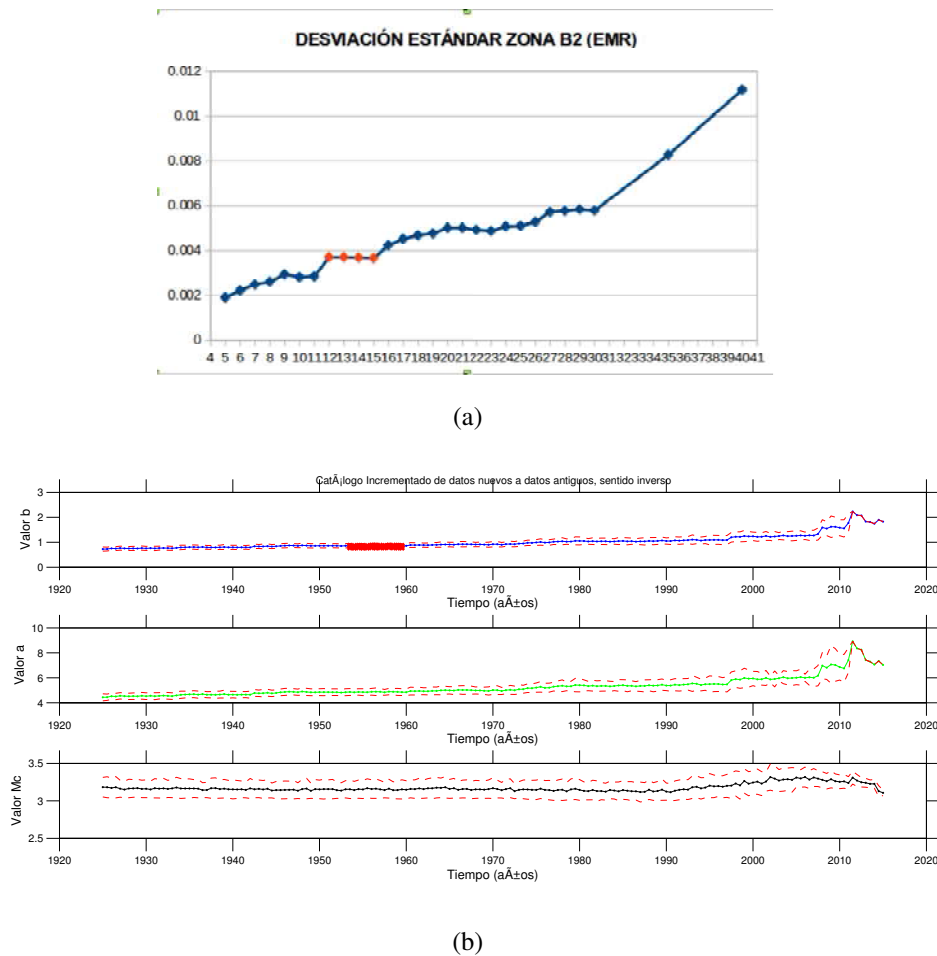


Figura 5.8: a) Estabilidad de la desviación estándar y b) Rango equivalente en la gráfica de valor b a través del tiempo.

Para magnitudes mayores a 6.5 se obtuvo un tiempo de recurrencia de aproximadamente 37 años mientras que para magnitudes mayores a 7.5 se estimó un tiempo de recurrencia de aproximadamente 279 años (tabla 5.6).

Parámetro	Valor	Error
Mc	3.15114	0.00767
b	0.8672	0.01044
a	4.8711	0.01266

Tabla 5.5: Valores de los parámetros obtenidos para la zona B2 con sus respectivos errores.

Magnitud	$Trec$	Error
>6.5	37.9144	1.9323
>7.5	279.2773	0.26252

Tabla 5.6: Tiempo de recurrencia calculado a partir de los valores a, b y Mc para las magnitudes mayores a la magnitud dada para la zona B2.

5.1.4. Zona C (SFMA)

El Sistema de Fallas Morelia-Acambay se encuentra presente en la zona C del presente trabajo y se puede ver en el recuadro azul de la figura (5.9a) y abajo encontramos la gráfica de variación temporal del valor b que se encuentra oscilando en valores mayores a 1.8-2 (Ver Fig. (5.9b)).

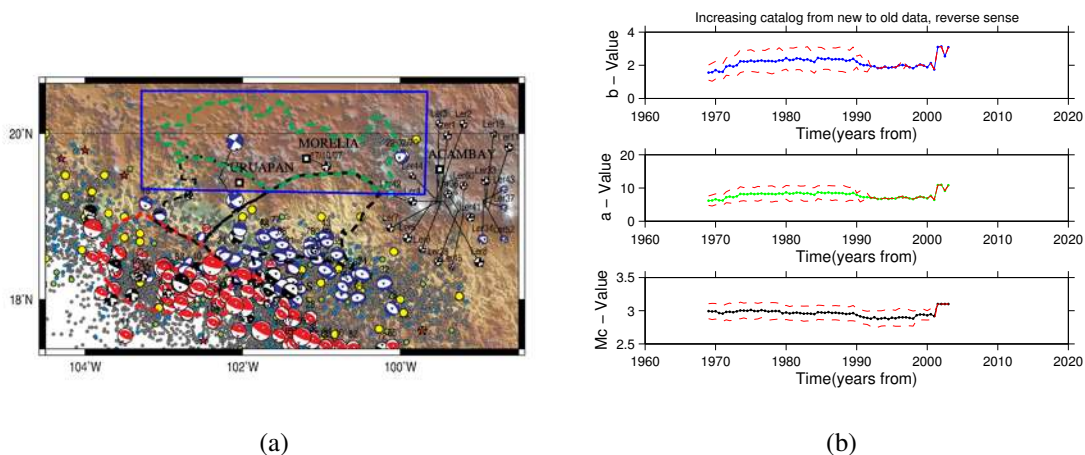


Figura 5.9: a) Ubicación de la zona C en el estado de Michoacán y b) Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con la técnica EMR.

Nuevamente se presentan dos posibles estabilidades de la desviación estándar para esta zona pero la que tuvo la menor diferencia entre sus valores fue la marcada por puntos rojos en la figura (5.10a) que corresponde a las ventanas con $n = (15, \dots, 19)$ datos y su corre-

lación con el valor b en el tiempo se localiza entre los años 1983-1989 aproximadamente (Fig. (5.10b) con un valor b promedio de 2.34 ± 0.04 (tabla 5.7).

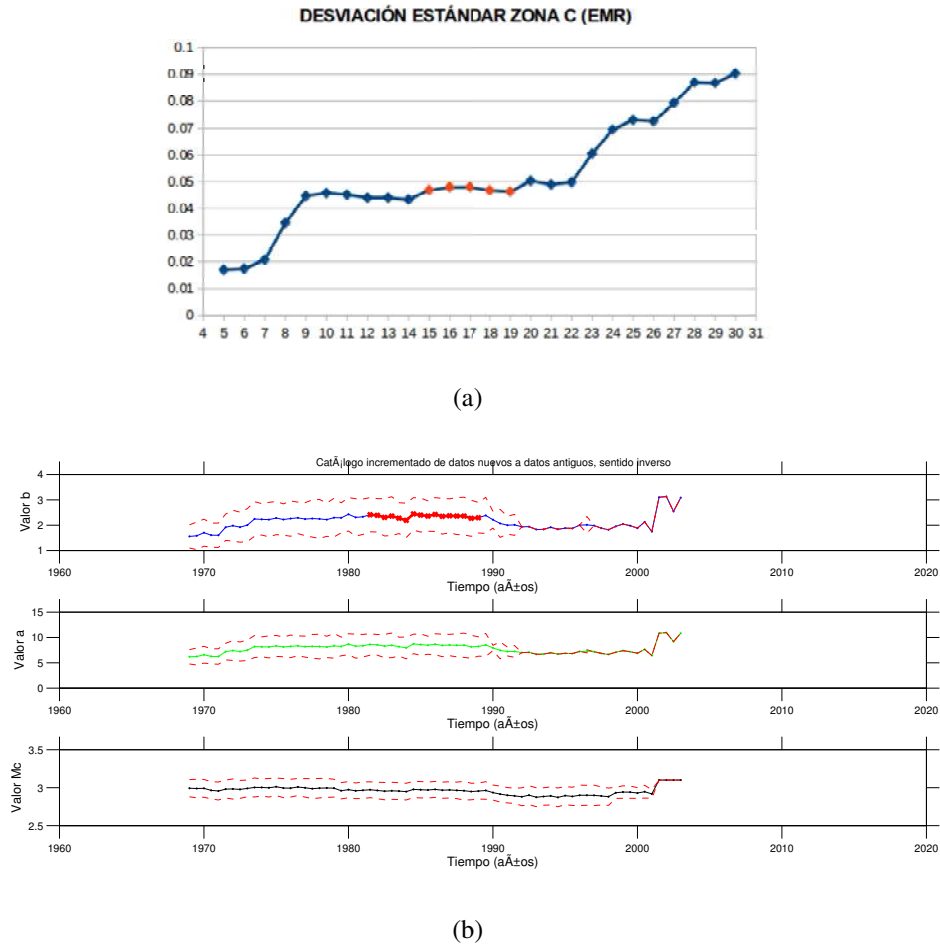


Figura 5.10: a) Estabilidad de la desviación estándar y b) Rango equivalente en la gráfica de valor b a través del tiempo.

Parámetro	Valor	Error
Mc	2.96196	0.01208
b	2.3488	0.04627
a	8.3707	0.22560

Tabla 5.7: Valores de los parámetros obtenidos para la zona C (SFMA) con sus respectivos errores.

Mediante la fórmula para el tiempo de recurrencia (T_{rec}) que relaciona los valores a , b y M_c para calcular un tiempo de recurrencia que tiene un sismo con magnitud mayor a una dada, se estimó el periodo que tardaría en repetirse un sismo de magnitud mayor a 5 para esta zona y el resultado fue de 11693 (tabla 5.8).

Magnitud	T_{rec}	Error
>5	11693.4379	0.01439

Tabla 5.8: Tiempo de recurrencia calculado para la zona C en presencia de un sismo con magnitud mayor a 5.

5.2. Análisis con MAXC

5.2.1. Zona A (Zona de subducción)

Siguiendo la metodología de la sección anterior, se hizo un análisis para la zona de subducción pero esta vez con los datos obtenidos con la técnica de MAXC (Ver Fig. 5.11) donde se puede observar que el valor b es ligeramente menor de la unidad.

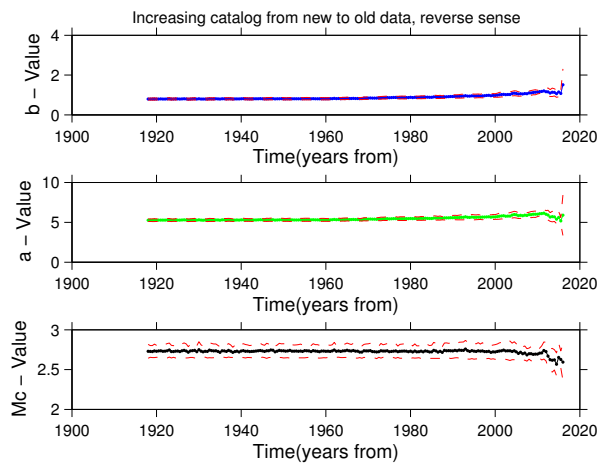
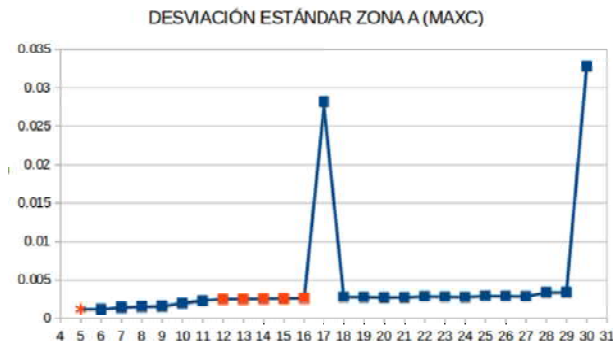
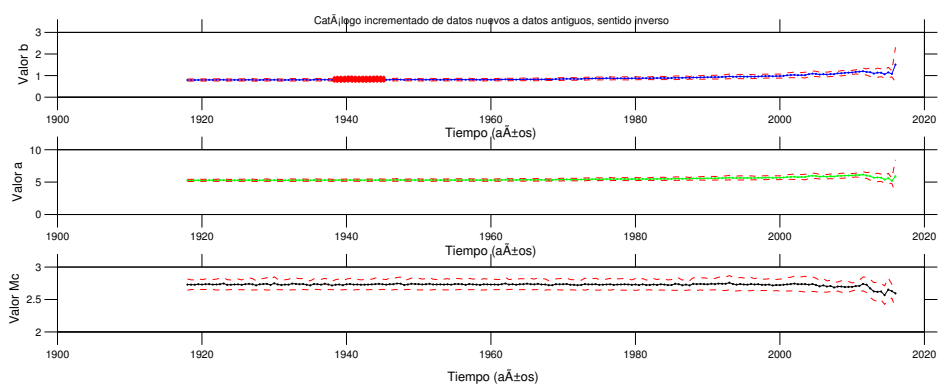


Figura 5.11: Variación temporal de b calculado con la técnica MAXC.

Posteriormente para la estabilidad tomamos la ventana de datos $n = (12, \dots, 16)$ (Ver Fig. (5.12a)) siguiendo el criterio antes mencionado para correlacionarlo así con el valor b cambiando en el tiempo y esta estabilidad se encuentra entre los años 1936-1946 aproximadamente (Fig. (5.12b)) y teniendo un valor b promedio de 0.8 ± 0.002 (tabla 5.9).



(a)



(b)

Figura 5.12: a) Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con MAXC. b) Representa la desviación estándar por ventana móvil de n número de datos y la tercera gráfica muestra la correlación de la estabilidad de desviación estándar a través del tiempo.

Parámetro	Valor	Error
Mc	2.73333	0.00576
b	0.80525	0.00260
a	5.29937	0.00905

Tabla 5.9: Valores de los parámetros obtenidos para la zona de subducción con sus respectivos errores.

En la siguiente tabla (5.10) se muestra el tiempo de recurrencia para sismos de magnitudes 6.5 y 7.5, se calculó para estas magnitudes en específico debido a que estudios previos muestran resultados con estas magnitudes y de esta manera los hacemos comparables.

Magnitud	T_{rec}	Error
>6.5	14.2248	6.0239
>7.5	38.4715	2.2284

Tabla 5.10: Tiempo de recurrencia calculado para las magnitudes mayores a 6.5 y 7.5.

5.2.2. Zona B1

La figura (5.13) muestra la variación temporal del valor b se encuentra ligeramente por encima de la unidad teniendo un incremento en fechas cercanas a la actualidad, mientras que en la figura (5.14a) observamos la parte estable en color rojo que fue seleccionada de las ventanas de datos que van de $n = (18, \dots, 30)$ y que corresponde a los años 1952-1965 aproximadamente como lo muestra la figura (5.14b) y que tiene un valor b promedio en esta parte estable de 1.07 ± 0.008 (tabla 5.11).

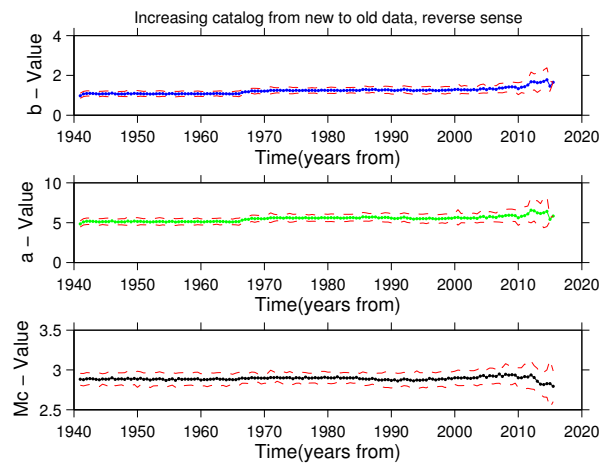


Figura 5.13: Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con MAXC.

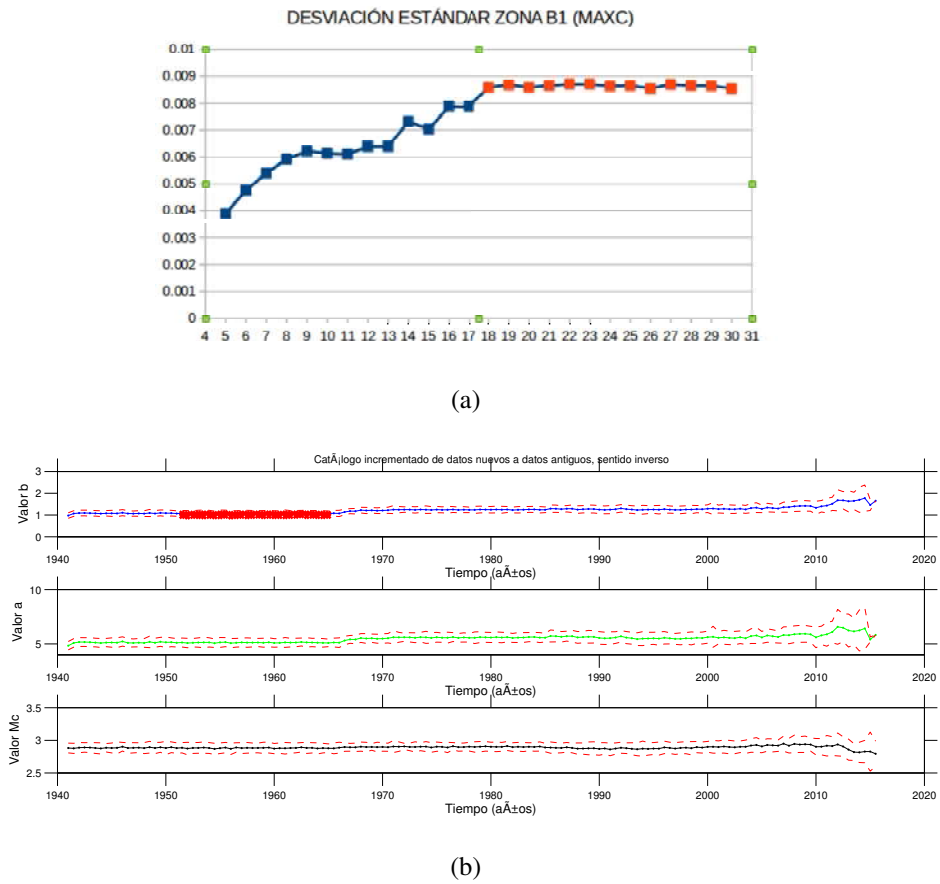


Figura 5.14: a) Representa la desviación estándar por ventana móvil de n número de datos y b) muestra la correlación de la estabilidad de desviación estándar a través del tiempo.

Parámetro	Valor	Error
Mc	2.88353	0.00579
b	1.07497	0.00854
a	5.12437	0.02926

Tabla 5.11: Valores de los parámetros obtenidos para la zona B1 con sus respectivos errores.

Una de las partes importantes de este trabajo es calcular el tiempo de recurrencia de sismos mayores a determinada magnitud, en esta zona se hicieron cálculos para magnitudes mayores a 5 y 6.5 que mostraron $Trec$ de 24 y 1021 años respectivamente (tabla 5.12).

Magnitud	$Trec$	Error
>5	24.925	6.6828
>6.5	1021.1736	0.16352

Tabla 5.12: Tiempo de recurrencia calculado a partir de los valores mostrados en la tabla anterior para las magnitudes mayores a la magnitud dada.

5.2.3. Zona B2

Esta zona donde se encuentra la falla de Tzitzio, y la presa de Infiernillo tiene un valor b fluctuando en el tiempo alrededor de la unida teniendo un incremento en fechas cercanas a la actualidad como lo muestra la figura (5.15), mientras que en la figura (5.16b) observamos la parte estable en color rojo que fue seleccionada de las ventanas de datos que van de $n = (10, \dots, 15)$ y que corresponde a los años 1927-1933 aproximadamente como lo muestra la figura (5.16c) y que tiene un valor b promedio de 0.73 ± 0.003 (tabla 5.13).

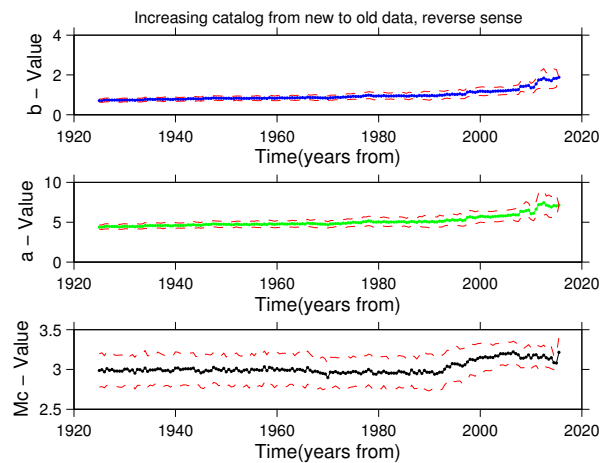
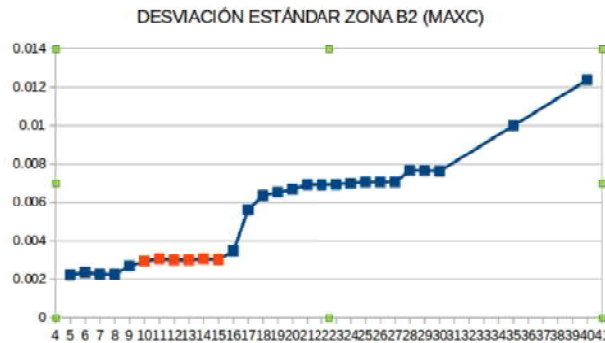
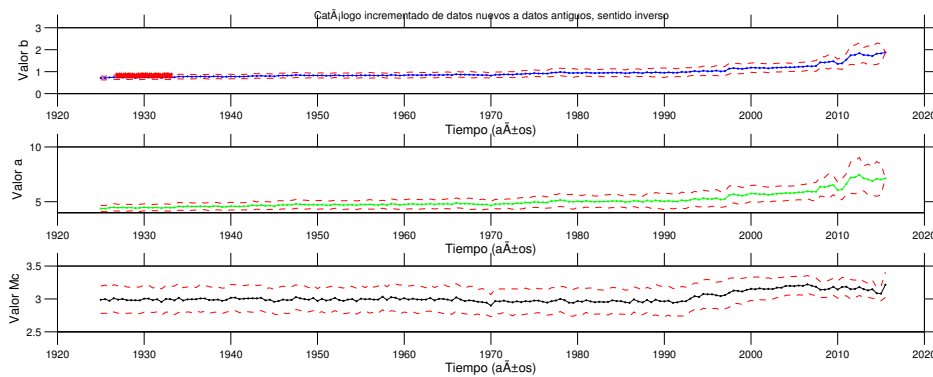


Figura 5.15: Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con MAXC.



(a)



(b)

Figura 5.16: a) Representa la desviación estándar por ventana móvil de n número de datos y b) muestra la correlación de la estabilidad de desviación estándar a través del tiempo.

Parámetro	Valor	Error
Mc	2.99203	0.01155
b	0.73794	0.00301
a	4.47301	0.01790

Tabla 5.13: Valores de los parámetros obtenidos para la zona B2 con sus respectivos errores.

Las magnitudes para las cuales se calcularon la recurrencia de sismos fue de 6.5 y 7.5 obteniendo 13 y 74 años respectivamente (tabla 5.14).

Magnitud	T_{rec}	Error
>6.5	13.6937	4.9103
>7.5	74.8968	0.89837

Tabla 5.14: Tiempo de recurrencia calculado a partir de los valores mostrados en la tabla anterior para las magnitudes mayores a 6.5 y 7.5.

5.2.4. Zona C (SFMA)

En esta zona se encuentra el corredor Tarasco y el Sistema de Fallas Morelia-Acambay tiene un valor b cambiando a través del tiempo alrededor de 2 como lo muestra la figura (5.17), mientras que en la figura (5.18a) observamos la parte estable en color rojo que fue seleccionada de las ventanas de datos que van de $n = (27, \dots, 30)$ y que corresponde a los años 1975-1998 aproximadamente como lo muestra la figura (5.18b) y que tiene un valor b promedio 2.1 ± 0.1 (tabla 5.15).

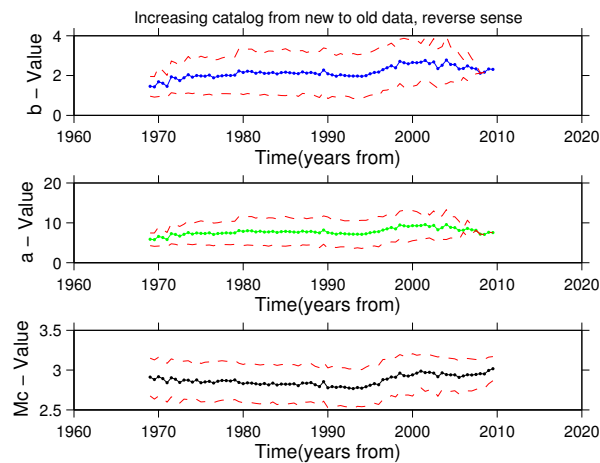
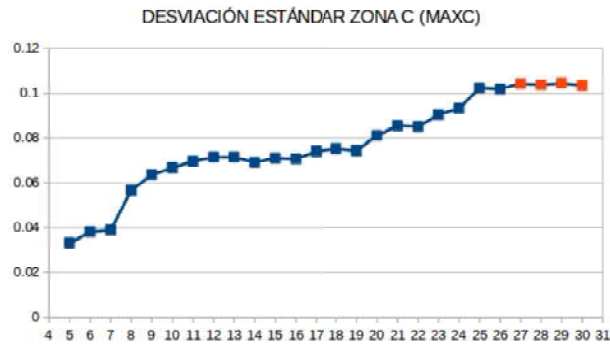
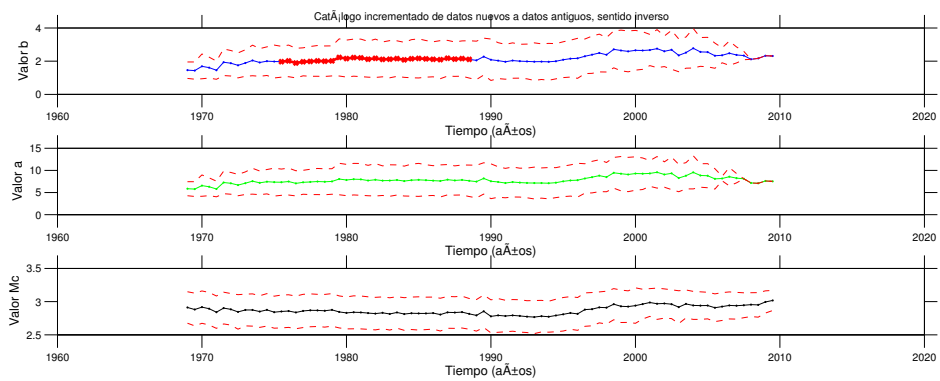


Figura 5.17: Gráfica de los valores a , b y Mc a través del tiempo obtenidos con MAXC.



(a)



(b)

Figura 5.18: a) Representa la desviación estándar por ventana móvil de n número de datos y b) muestra la correlación de la estabilidad de desviación estándar a través del tiempo para la zona C.

Parámetro	Valor	Error
Mc	2.84196	0.02656
b	2.11563	0.10351
a	7.74349	0.32048

Tabla 5.15: Valores de los parámetros obtenidos para la zona C (SFMA) con sus respectivos errores.

Para esta zona sólo se calcularon periodos de recurrencia para magnitudes mayores a 5, lo que dio como resultado 9567 ± 0.02 años (tabla 5.16).

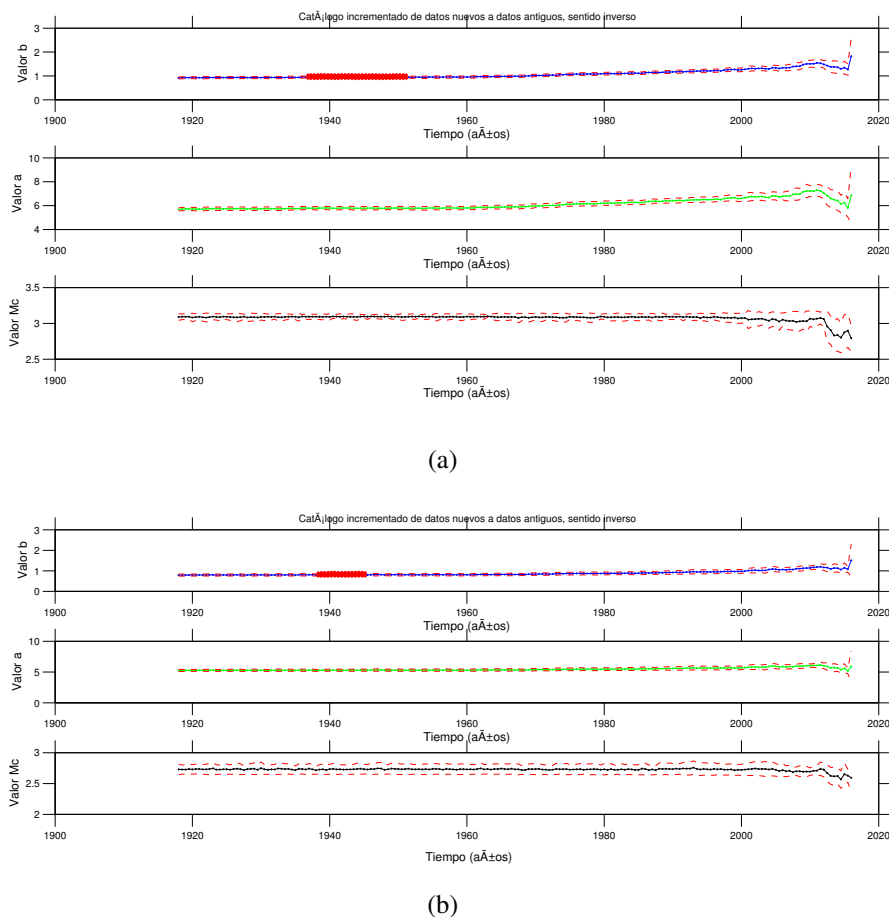
Magnitud	T_{rec}	Error
>5	9567.9895	0.02783

Tabla 5.16: Tiempo de recurrencia calculado para la zona C.

5.3. Comparación entre EMR y MAXC

5.3.1. Zona A (Zona de subducción)

Como se observa en la figura (5.19) la estabilidad del valor b usando ambas técnicas se encuentra relativamente en el mismo sitio, teniendo un mayor rango de estabilidad con EMR. Con la tabla (5.17) se puede hacer una comparación entre los valores obtenidos de b , siendo estadísticamente más grande el de la técnica EMR.

Figura 5.19: Estabilidad del valor b calculado con a) EMR y b) MAXC.

Parámetro	Valor EMR	Error	Valor MAXC	Error
Mc	3.09467	0.00331	2.73333	0.00576
b	0.9475	0.00332	0.80525	0.00260
a	5.7851	0.01087	5.29937	0.00905

Tabla 5.17: Valores de los parámetros obtenidos para la zona de subducción con sus respectivos errores para ambos métodos, EMR y MAXC.

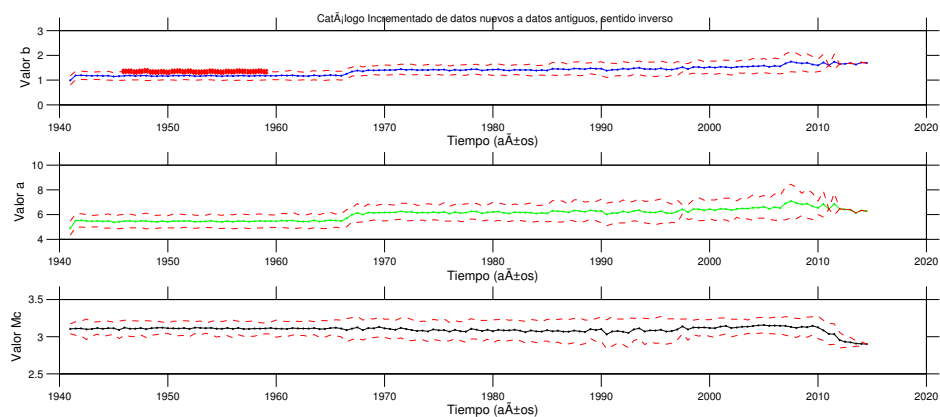
Al observar la tabla (5.18), se distingue que el tiempo de recurrencia (T_{rec}) calculado con EMR es estadísticamente mayor al obtenido con MAXC, como pasaba con el valor b mencionados anteriormente.

Magnitud	T_{rec} con EMR	Error	T_{rec} con MAXC	Error
>6.5	31.9114	5.6564	14.2248	6.0239
>7.5	282.7808	0.63869	38.4715	2.2284

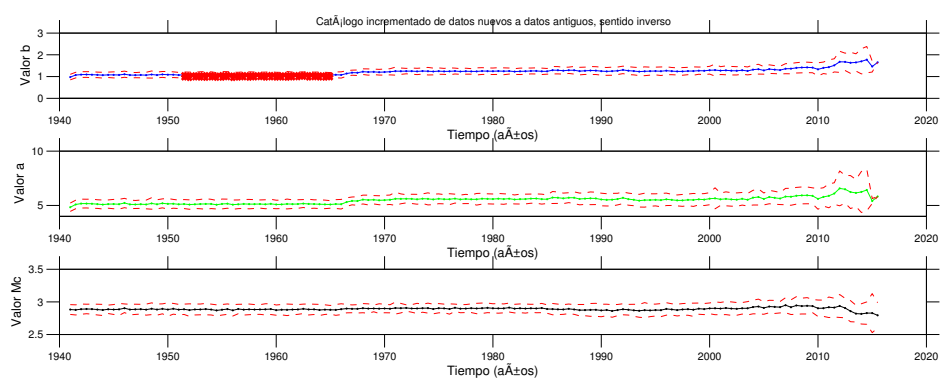
Tabla 5.18: Comparación de resultados obtenidos para el tiempo de recurrencia en la zona de subducción entre ambas técnicas: EMR y MAXC.

5.3.2. Zona B1

La relación que presentan los valores obtenidos con cada una de las técnicas se conserva, es decir, si vemos la figura (5.20) se aprecia que los periodos de estabilidad, si bien no son exactamente los mismos, son similares entre sí ya que se traslapan en más del 50 % aunque EMR posee mayor rango de estabilidad que MAXC. Si pasamos a la tabla (5.19) el valor b calculado con EMR queda por encima del calculado por MAXC.



(a)



(b)

Figura 5.20: Estabilidad del valor b a través del tiempo con a) EMR y b) MAXC.

Parámetro	Valor EMR	Error	Valor MAXC	Error
Mc	3.1115	0.0081	2.88353	0.00579
b	1.17399	0.01044	1.07497	0.00854
a	5.46192	0.03667	5.12437	0.02926

Tabla 5.19: Valores de los parámetros obtenidos para la zona B1 con sus respectivos errores con ambos métodos EMR y MAXC.

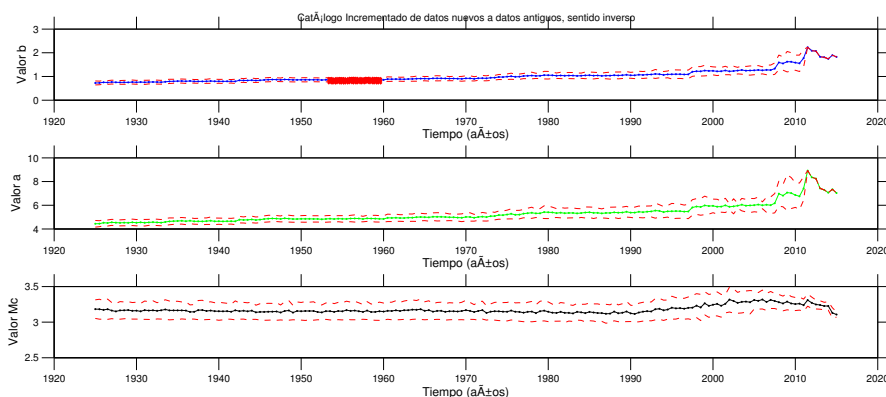
Al observar la tabla (5.20), se distingue que el tiempo de recurrencia (T_{rec}) calculado con EMR es estadísticamente mayor al obtenido con MAXC al igual que en las otras zonas.

Magnitud	T_{rec} con EMR	Error	T_{rec} con MAXC	Error
>5	33.2638	4.9621	24.925	6.6828
>6.5	1918.4893	0.08628	1021.1736	0.16352

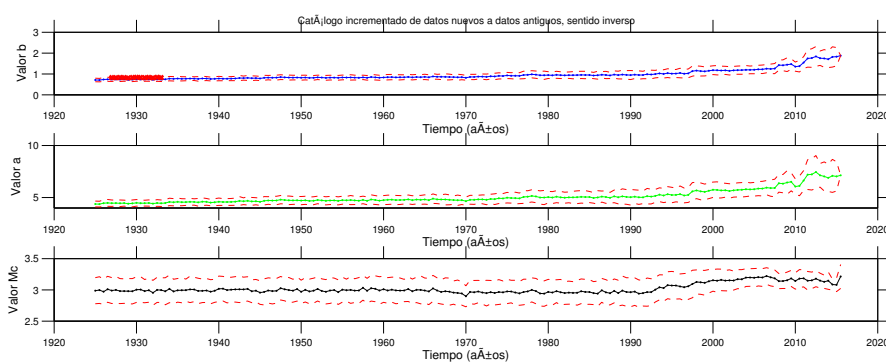
Tabla 5.20: Tiempo de recurrencia calculado con datos obtenidos con EMR y MAXC para la zona B1.

5.3.3. Zona B2

Como se observa en la figura (5.21) la técnica EMR tiene un mayor rango de estabilidad pero en esta ocasión algo resaltable es que ocupa años diferentes en la estabilidad con respecto a MAXC pero conservando la relación con el valor b calculado (Ver tabla 5.21), es decir, el valor b obtenido con EMR es mayor al obtenido con MAXC.



(a)



(b)

Figura 5.21: Estabilidad del valor b a través del tiempo con a) EMR y b) MAXC.

Parámetro	Valor EMR	Error	Valor MAXC	Error
Mc	3.15114	0.00767	2.99203	0.01155
b	0.8672	0.01044	0.73794	0.00301
a	4.8711	0.01266	4.47301	0.01790

Tabla 5.21: Valores de los parámetros obtenidos para la zona B2 con sus respectivos errores con ambos métodos.

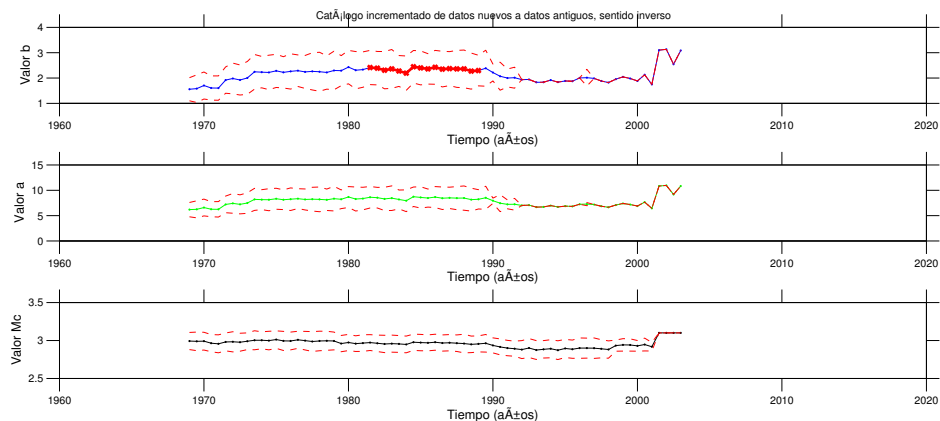
Nuevamente, al observar la tabla de abajo, se puede distinguir que el tiempo de recurrencia ($Trec$) calculado con EMR es mayor al obtenido con MAXC.

Magnitud	$Trec$ con EMR	Error	$Trec$ con MAXC	Error
>6.5	37.9144	1.9323	13.6937	4.9103
>7.0	102.9011	0.71222	32.0252	2.1003

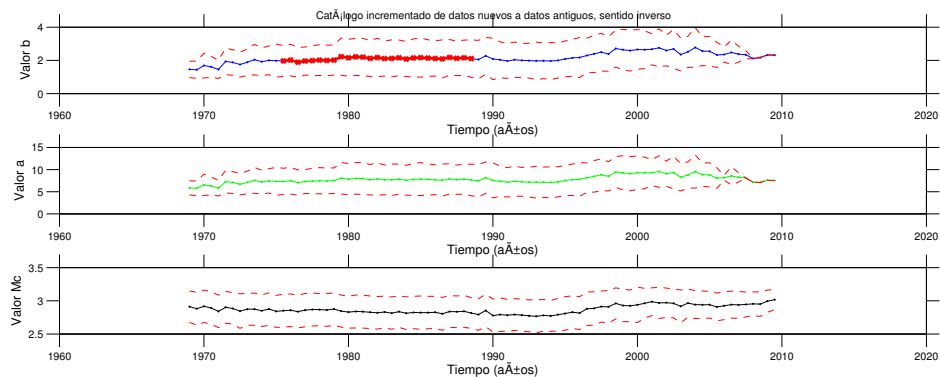
Tabla 5.22: comparación del tiempo de recurrencia calculado con EMR y MAXC.

5.3.4. Zona C

Con la figura (5.22) la estabilidad del valor b usando ambas técnicas se encuentra relativamente cerca, teniendo un mayor rango de estabilidad en esta ocasión con MAXC pero sin ser relevante para el cálculo del valor b puesto que sigue siendo, como en todas las zonas, mayor el obtenido con EMR (Ver tabla 5.23).



(a)



(b)

Figura 5.22: Estabilidad del valor b a través del tiempo para a) EMR y b) MAXC.

Parámetro	Valor EMR	Error	Valor MAXC	Error
Mc	2.96196	0.01208	2.84196	0.02656
b	2.3488	0.04627	2.11563	0.10351
a	8.3707	0.22560	7.74349	0.32048

Tabla 5.23: Valores de los parámetros obtenidos para la zona representativa del SFMA con sus respectivos errores para ambos métodos.

En la tabla (5.24), se distingue que el tiempo de recurrencia (T_{rec}) calculado con EMR es estadísticamente mayor al obtenido con MAXC. Que los resultados hayan mantenido esta correlación en cada zona permite que el estudio sea confiable debido a que otros autores describen relaciones estadísticamente similares en sus trabajos.

Magnitud	T_{rec} con EMR	Error	T_{rec} con MAXC	Error
>5	11693.4379	0.01439	9567.9895	0.02783

Tabla 5.24: Tiempo de recurrencia calculado usando los datos obtenidos con EMR y MAXC para la zona C.

5.4. Discusión

Con la regionalización basada en los mecanismos focales y las proyecciones de los mismos a lo largo de los perfiles elaborados con un ancho de 100km, podemos darnos cuenta que se correlaciona en un 95 % con los datos proporcionados por autores como Pardo y Suárez (1995) y Martínez-López (2016) respecto a las isoprofundidades de zona de subducción. Partiendo de esta regionalización, se pudieron calcular los valores b característicos de cada una de las zonas con las diferentes técnicas y se pudo observar que los valores de b mantienen una relación uno a uno entre EMR y MAXC, siendo los valores de b calculados con EMR estadísticamente mayores que los calculados con MAXC como lo muestra Schorlemmer *et al.* (2005) y por tanto los tiempos de recurrencia calculados mantuvieron esa misma relación, lo que permite poner un margen superior usando los T_{rec} calculados con EMR.

Los resultados de valores de b presentan un orden descendente: el valor b asociado a la zona del SFMA -zona C- presentó el máximo valor ($\sim 2.34/ \sim 2.11$) en contraste con la zona de subducción -zona A- ($\sim 0.94/ \sim 0.80$) y la zona B2 ($\sim 0.86/ \sim 0.73$) que presentaron los valores más bajos (tabla 5.25), lo que indica que estas dos regiones son capaces de ofrecer mucha resistencia a los esfuerzos y puede romper produciendo terremotos de gran magnitud.

Respecto a la relación entre los valores b y el mecanismo de fallamiento se puede ver que las fallas de tipo normal (Zona C) que representa el SFMA tiene un mayor valor b (>2). En este orden de ideas, esperaríamos un valor b relacionado a fallamiento lateral (zonas B1 y B2) como lo sugiere Schorlemmer *et al.* (2005) sin embargo la zona B1 presentó el segundo valor más alto (~ 1.1) seguido de las zonas A (~ 0.8) y B2 (~ 0.73). Esto lo podemos relacionar con que los mecanismos focales analizados de B2 tienen una fuerte componente de fallamiento inverso.

Zona	Valor b (EMR)	Valor b (MAXC)
C	2.348822269	2.115636554
B1	1.173991427	1.074976677
A	0.947504488	0.805258455
B2	0.867231468	0.737942532

Tabla 5.25: Comparando todos los valores b obtenidos, se puede ver que siguen un orden descendente, siendo el mayor el de la zona C, posteriormente el B1, A y por último B2.

El bajo valor b para la zona B2, se podría atribuir a la existencia de sismicidad inducida por la presa Infiernillo o a las modificaciones del curso del río Balsas. Realizando un análisis del valor b como función de la profundidad (ver Fig. (A.5)) para esta misma zona, se puede notar que a una profundidad de 20-40 km el valor b aumenta y se sitúa por arriba de la zona de subducción (0.8) lo que concuerda con Schorlemmer *et al.* (2005), pero si consideramos todos los sismos con profundidades mayores a 40 km se observa que el valor b disminuye (Ver tabla 5.26), es decir, en este análisis estamos considerando a los sismos que ocurren en la zona de acoplamiento intermedio de las placas de Cocos-Norteamérica (zona IN1 reportada por Zúñiga *et al.* (2017)).

Para la zona de subducción, los tiempos de recurrencia calculados por Mendoza-Ponce (2012) fueron de 17.4 ± 21.3 años para sismos con $M > 6.0$ y los calculados en este trabajo son 31.9114 ± 5.6564 y 14.2248 ± 6.0239 para magnitudes $M > 6.5$ con las técnicas de EMR y MAXC respectivamente. Las principales diferencias con los resultados previos se puede atribuir a la cantidad de datos analizados, ya que en esta investigación se usan datos locales pero aún así los resultados son estadísticamente comparables (Ver tabla 5.26).

Para la zona del sistema de fallas Morelia-Acambay, estudios paleosismológicos previos como los de Garduño-Monroy *et al.* (2009) y Sunye-Puchol *et al.* (2015) reportan periodos de recurrencia de entre 9-15 Ka y de 9.8-10 Ka respectivamente. Al comparar con los obtenidos en este trabajo, se obtuvieron periodos de recurrencia de 9.567 Ka con la técnica MAXC y 11.693 Ka con la técnica EMR (Ver tabla 5.26).

Las zonas B1 y B2 se encuentran en la zona de acoplamiento intermedio denotada como IN1 (Zúñiga *et al.*, 2017) que presenta periodos de recurrencia de 125 años para sismos con $M > 7$, en particular la zona B2 presenta un periodo de recurrencia de 102.2773 ± 0.26252 y 32.8968 ± 0.89837 con EMR y MAXC respectivamente, siendo la técnica EMR la que presentó resultados cercanos a los reportados para la zona IN1 (Ver tabla 5.26). Esto es un efecto principalmente del número de datos considerados en el cálculo de valor b ya que las zonas B1 y B2 son muy pequeñas en comparación con la zona IN1.

AUTOR	ZONA DE ESTUDIO	CANTIDAD DE EVENTOS	H (Km)	VALOR <i>b</i>	MÉTODO	<i>Trec</i> (AÑOS)
Mendoza-Ponce (2012)	México (SUB2)	3900	< 40 km	0.74 ± 0.07	MAXC	48.3 ± 63.5 (≥ 7.5)
Zuñiga et al. (2017)	México (SUB2)	7202	< 40 km	0.75 ± 0.01		47 (≥ 7.5)
Este trabajo (2017)	Michoacán (Zona A)	2064	< 100 km	0.947/0.805	EMR/MAXC	282.7/38.47 (≥ 7.5)
Mendoza-Ponce (2012)	México (IN1)	849	< 120 km	0.77 ± 0.06	MAXC	130 ± 138.8 (≥ 7.5)
Zuñiga et al. (2017)	México (IN1)	849	< 180 km	0.80 ± 0.01		125 (≥ 7.0)
Este trabajo (2017)	Michoacán (Zona B2)	283	< 180km	0.86/0.73	EMR/MAXC	279.2/74.89 (≥ 7.5)
Garduño-Monroy (2009)	Queréndaro-Indaparapeo	-	-	-	Paleosismología	9 – 15 Ka
Sunye-Puchol et al. (2015)	Graben Acambay	-	-	-	Paleosismología	9.8 – 10 Ka
Este trabajo (2017)	Michoacán (Zona C)	75	< 60 km	2.34/2.11	EMR/MAXC	11613/9567 (≥ 5.0)

Tabla 5.26: Se enlistan los autores con sus respectivas zonas de análisis, la cantidad de datos que usaron, los resultados obtenidos y la técnica aplicada

Capítulo 6

Conclusiones

- Desde el punto de vista sismológico fundamentado con la variación de mecanismos focales asociados a cada una de las zonas sismogénicas y la variación del valor b de la relación Gutenberg-Richter se da sustento a la regionalización sísmica propuesta por autores previos.
- Desde el punto de vista geológico las regiones están delimitadas partiendo de fallas o fracturas, volcanes mono y poligenéticos. Estas clasificaciones coinciden con la descripción del presente trabajo de tesis, el cual partió de una base de datos homogénea y de mecanismos focales para caracterizar la sismicidad por medio de la estabilidad del valor b .
- Los periodos de recurrencia obtenidos en este trabajo son correlacionables con estudios previos de sismología estadística y de paleosismología y nos permitirán determinar el riesgo asociado a las cuatro zonas geológicas/sísmicas en las que se ha dividido el Estado de Michoacán.
- En la zona del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) se encontraron valores de b muy altos que están relacionados a una zona muy fracturada con la existencia de fluidos magmáticos en zonas geotérmicas.
- Los resultados de esta investigación representan una base de datos para la toma de decisiones de las instituciones que proporcionan recursos para fines de prevención, ya que se estiman periodos de recurrencia y tasa de sismicidad para las regiones sismogénicas del Estado de Michoacán. Es importante realizar un monitoreo sísmico continuo con la implementación de una red sísmica estatal para generar un catálogo sísmico completo en tiempo.
- Para trabajos futuros, conocer el nivel de riesgo de las edificaciones por medio de las características sísmicas del lugar, las propiedades dinámicas del suelo y el tiempo

de recurrencia para un terremoto de determinada magnitud, son datos útiles para prevenir y reducir los efectos catastróficos de los terremotos.

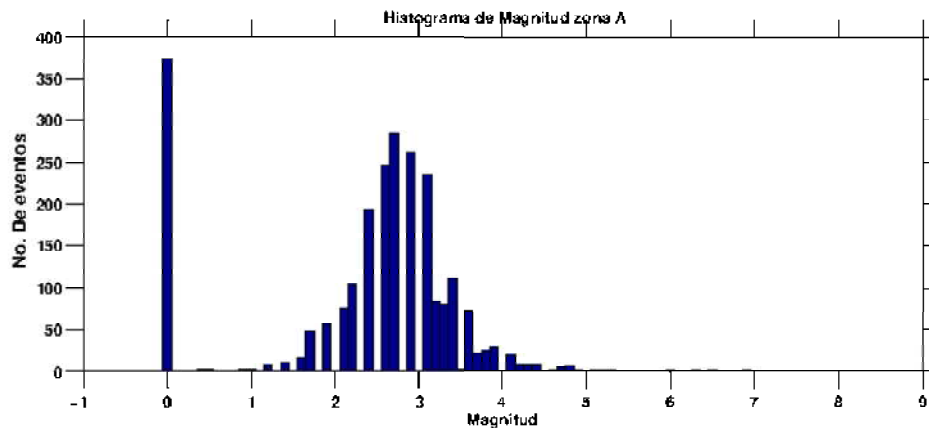
- Si se analiza la cantidad de habitantes que viven en zonas cercanas al SFMA como Zacapu, Maravatío, Morelia, Pátzcuaro, Cuitzeo, entre otras, se aproxima a 1071889 habitantes que representa casi la cuarta parte de la población del estado que podrían sufrir daños en presencia de un sismo de magnitud mayor a 5.
- Si recursos destinados a reparación de daños en presencia en eventos naturales que proporciona el FONDEN se destinaran a la prevención de daños, se podría reducir considerablemente las pérdidas humanas y de infraestructura.
- En general, podemos concluir que es posible realizar una caracterización estadística de la sismicidad a partir de la construcción de un catálogo homogéneo en tiempo y magnitud y de la elección de los periodos estables del valor b , de la magnitud de corte M_c .

Apéndice A

Histogramas

Se hicieron histogramas de magnitud y profundidad para cada una de las zonas propuestas en este trabajo con el fin de identificar los rangos entre los cuales se encuentran los sismos que representan cada una de las divisiones en el estado de Michoacán. La manera en que se presentan son, primeramente el histograma de magnitud y posteriormente el de profundidad.

ZONA A



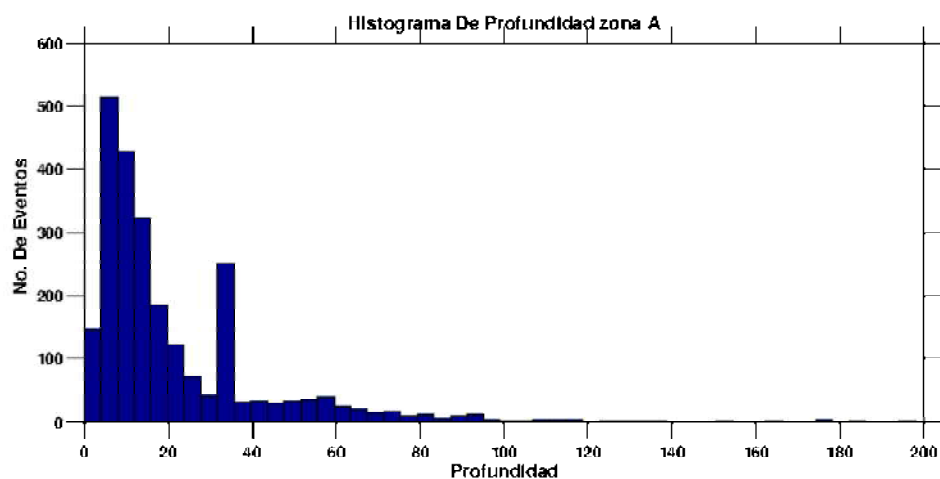
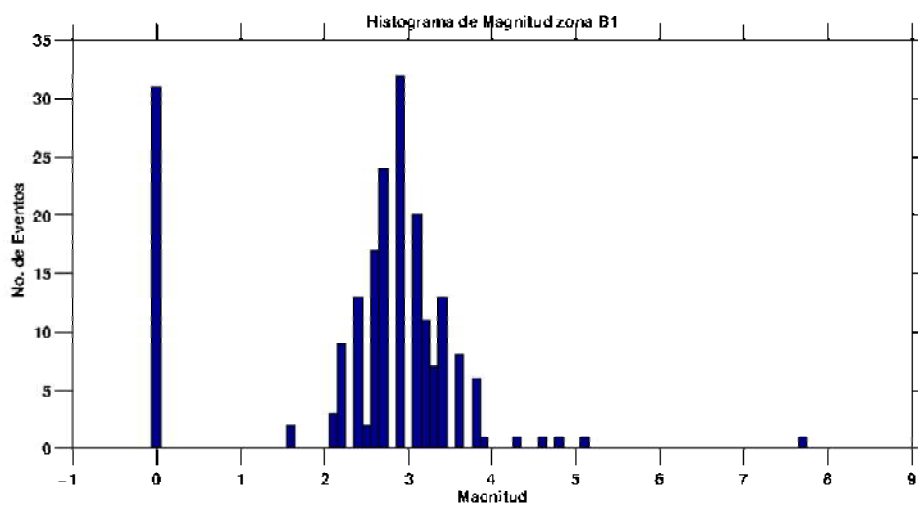


Figura A.1: a) Magnitudes que contiene el catálogo para el polígono que encierra a la zona A. Podemos observar que la mayor cantidad de sismos tienen magnitud de entre 2 y 3 con poca cantidad de 6.5 y 6.9. b) Las profundidades para estos sismos están menores a 100 km

ZONA B1



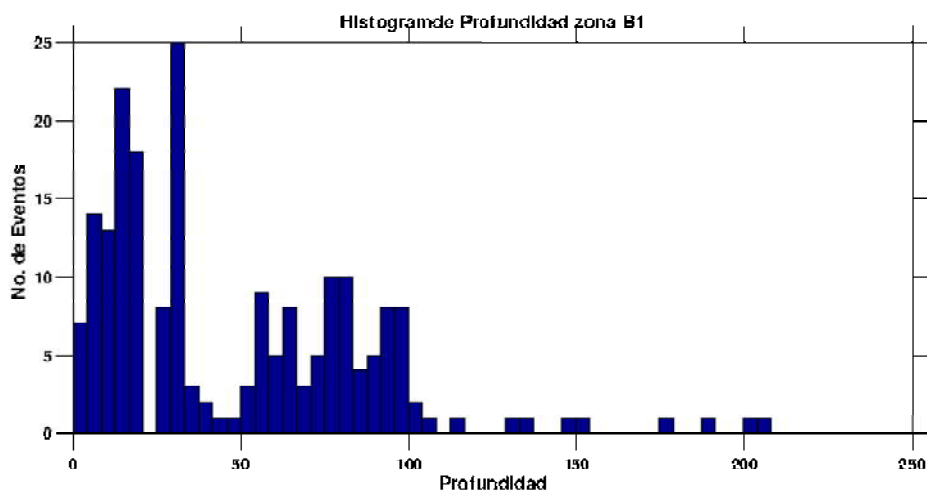
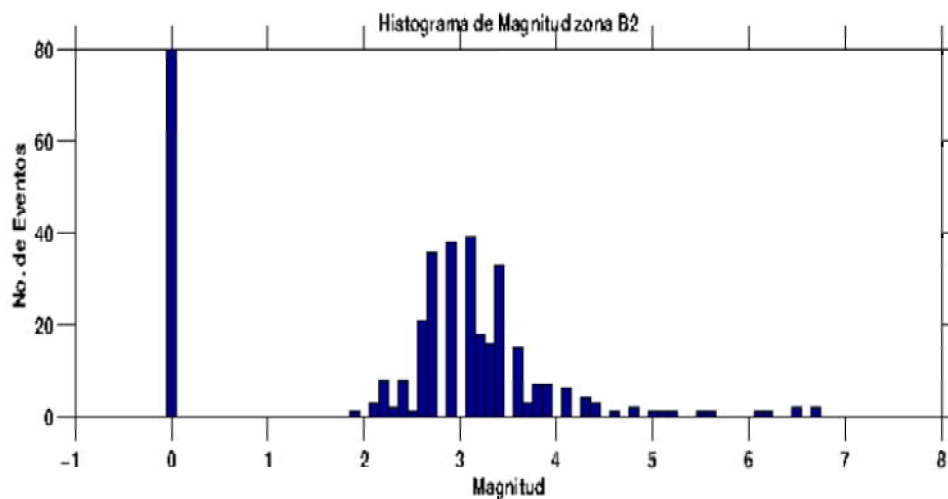


Figura A.2: La parte de arriba son las magnitudes que contiene el catálogo para el polígono que encierra a la zona B1. Podemos observar que la mayor cantidad de sismos tienen magnitud de entre 2 y 4 con poca cantidad de 5 pero eventos de hasta 7.8. Las profundidades para estos sismos están menores a 100 km, predominando los de menos de 40km pero existiendo algunos de 150 y 200 km.

ZONA B2



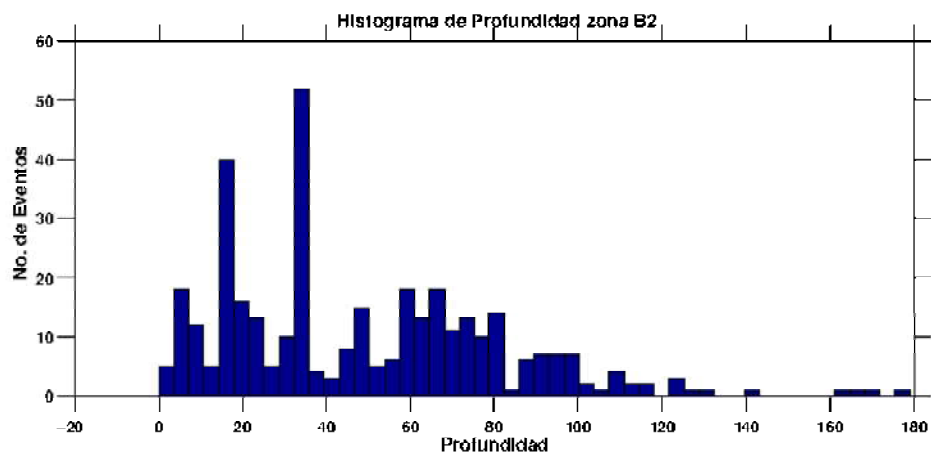
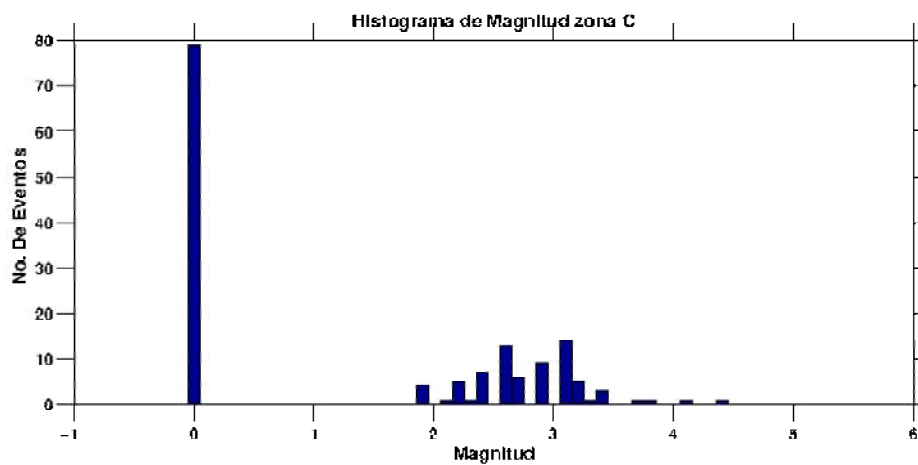


Figura A.3: La parte de arriba son las magnitudes que contiene el catálogo para el polígono que encierra a la zona B2. Podemos observar que la mayor cantidad de sismos tienen magnitud de entre 2 y 4 con poca cantidad de sismos de magnitud mayor a 6. Las profundidades para estos sismos están menores a 120 km, pero existiendo algunos de 160

ZONA C



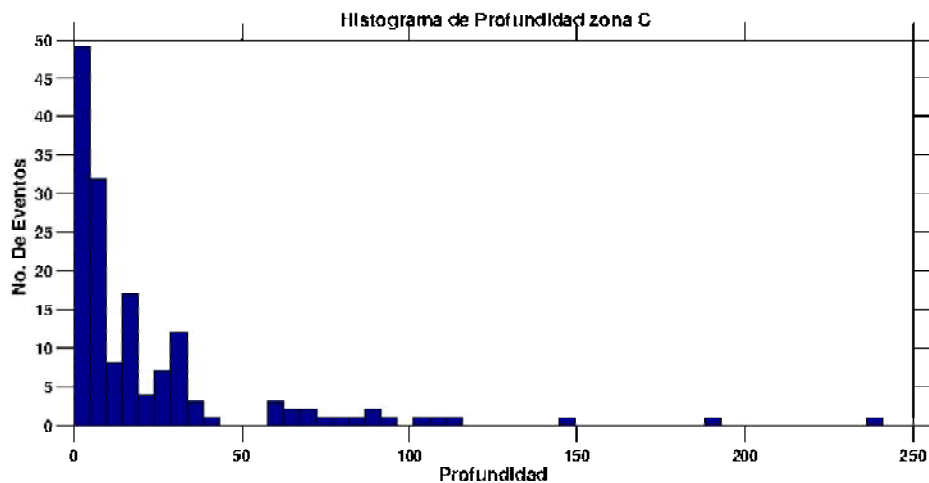


Figura A.4: La parte de arriba son las magnitudes que contiene el catálogo para el polígono que encierra a la zona C. Podemos observar que la mayor cantidad de sismos tienen magnitud de entre 2 y 3.5 con poca cantidad de 5. Las profundidades para estos sismos están menores a 100 km, predominando los de menos de 50km pero existiendo algunos de 150 y 180 km.

ANÁLISIS CON PROFUNDIDADES PARA B2

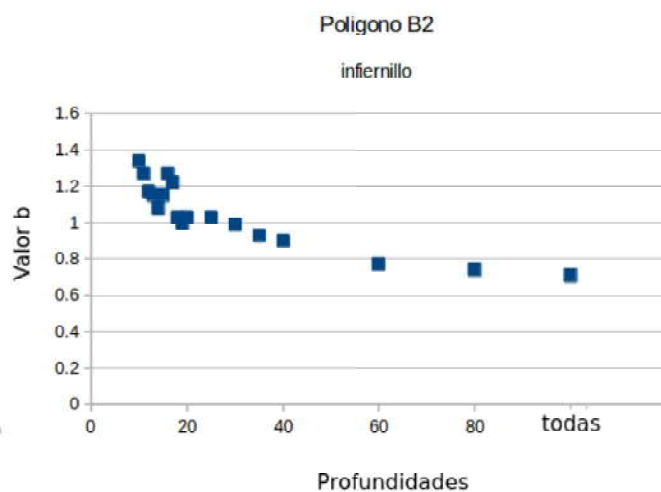


Figura A.5: Zona B2. Se cortó el catálogo dependiendo las profundidades, menores a 20, 30, 40 km etc. y se calculó el valor b para cada una y graficar el comportamiento de dicho valor con la profundidad.

Bibliografía

- [Aki, 1965] Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log n = a - bm$ and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43:237–239.
- [Astiz, 1980] Astiz, L. (1980). *Sismicidad en Acambay, Estado de Mexico. El temblor del 22 de febrero de 1979.*
- [Bilham, 2013] Bilham, R. (2013). Societal and observational problems in earthquake risk assessments and their delivery to those most at risk. *Tectonophysics*, 584:166–173.
- [Bradley, 1992] Bradley, E. (1992). Bootstrap methods: another look at the jackknife. In *Breakthroughs in Statistics*, pp. 569–593. Springer.
- [Choy *et al.*, 1995] Choy, G., Boatwright, L., y L., J. (1995). Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9):18205–18228.
- [Cid *et al.*, 2001] Cid, J., Susagna, T., Goula, X., Chavarria, L., Figueras, S., Fleta, J., y Casas-Roca, A. (2001). Seismic zonation of barcelona based on numerical simulation of site effects. *Pure and Applied Geophysics*, 158(12):2559–2577.
- [Dziewonski *et al.*, 1981] Dziewonski, A., Chou, y Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4):2825–2852.
- [Ego y Ansan, 2002] Ego, F. y Ansan, V. (2002). Why is the central trans mexican volcanic belt (102° 99' W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, 359(1):189–208.
- [Enríquez *et al.*, 2015] Enríquez, J. O. C., Lermo-Samiego, J., Antayhua-Vera, Y. T., Chavacán, M., y Ramón-Márquez, V. M. (2015). The aztlán fault system: Control on the emplacement of the chichinautzin range volcanism and southern mexico basin and méxico. seismic and gravity characterization. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):315–335.

- [Figuerola-Soto, 2009] Figuerola-Soto, A. (2009). *Análisis de tiempo interevento den secuencias de réplicas para la identificación de estados de relajación del esfuerzo. Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México and Posgrado en ciencias de la Tierra.*
- [García-Acosta y Suárez, 1996] García-Acosta y Suárez, G. (1996). *Los sismos en la historia de México". vol. 1. Ediciones científicas universitarias: Serie texto científico universitario. Universidad Nacional Autónoma de México.*
- [Garduño-Monroy *et al.*, 1999] Garduño-Monroy, V. H., Corona-Chávez, P., Menella, I. I.-A. L., Arreygue, E., Bigiogero, B., y Chiesa, S. (1999). *Carta Geológica de Michoacán escala 1:250,000". Universidad Michoacana de San Nicolas de Hidalgo. Sec. De difusion cultural y Ext. Universitaria andIIM.*
- [Garduño-Monroy *et al.*, 2009] Garduño-Monroy, V. H., Lopez, R. P., Alcantara, I. I., Pascua, M. R., Szykaruk, E., Madrigal, V. M. H., Corona-Chávez, M. G. Z. P., Ostroumov, M., y Vega, V. M. (2009). Paleoseismology of the southwestern morelia acambay fault system and central mexico. *Geofísica internacional*, 48(3):319 335.
- [Garduño-Monroy *et al.*, 1998] Garduño-Monroy, V. H., Muñoz, A. C., y Torres, R. (1998). *Descripción histórica de la sismicidad en Colima and Jalisco and y Michoacán (Vol. 2).*
- [Garduño-Monroy *et al.*, 1992] Garduño-Monroy, V. H., Negrín, A. G., y C, L. (1992). Magmatismo and hiatus y tectonismo de la sierra madre occidental y del cinturón volcánico mexicano. *Geofísica Internacional*, 31(4).
- [Godano, 2017] Godano, C. (2017). A new method for the estimation of the completeness magnitude. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 263:7 11.
- [Gutenberg, 1956] Gutenberg, B. (1956). The energy of earthquakes. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 112(1 4):1 14.
- [Gutiérrez *et al.*, 1992] Gutiérrez, F. O., Mitre-Salazar, L., y Roldán-Quintana, J. (1992). *Carta geológica de la República Mexicana. Consejo de Recursos Minerales y en el Instituto de Geología de la UNAM.*
- [Gómez-Tuena *et al.*, 2005] Gómez-Tuena, A., Esquivel, M. T. O., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3):227 283.
- [Hanks y Kanamori, 1978] Hanks, T. y Kanamori, H. (1978). Moment magnitude scale. Em *Transactions American Geophysical Union*, volume 59, pg. 1128 1128. Amer Geophysical Union 2000 Florida Ave Nw, Washington DC 20009.

- [Harraiz, 1997] Harraiz, M. S. (1997). Conceptos básicos de sismología para ingenieros.
- [Hasenaka *et al.*, 1985] Hasenaka, T., y Carmichael, I. (1985). A compilation of location and size and geomorphological parameters of volcanoes of the michoacan guana-juato volcanic field and central mexico. *Geofisica Internacional*, 24(4).
- [Henry y Gomez, 1992] Henry, C. y Gomez, J. J. A. (1992). The real southern basin and range: Mid to late cenozoic extension in mexico. *Geology*, 20(8):701 704.
- [Houston y Kanamori, 1986] Houston, H. y Kanamori, H. (1986). Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1):19 42.
- [INEGI, 2017] INEGI (Agosto de 2017). <http://www.inegi.org.mx/>.
- [Israde-Alcántara *et al.*, 2002] Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., y Murillo, R. O. (2002). Paleoambiente lacustre del cuaternario tardío en el centro del lago de cuitzeo. *Hidrobiológica*, 12(1):61 78.
- [Kanamori, 1977] Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20):2981 2987.
- [Kossobokov *et al.*, 2000] Kossobokov, V., Keilis-Borok, V., Turcotte, D., y Malamud, B. (2000). Implications of a statistical physics approach for earthquake hazard assessment and forecasting. Em *Microscopic and Macroscopic Simulation: Towards Predictive Modelling of the Earthquake Process*, pg. 2323 2349. Springer.
- [Kramer, 1996] Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Pearson Education India.
- [Langridge *et al.*, 2013] Langridge, R. M., Persaud, M., de Jesús Aguirre Díaz, F. R. Z. G., Pérez, P. V., y Lacan, P. (2013). Preliminary paleoseismic results from the pastores fault and its role in the seismic hazard of the acambay graben and trans mexican volcanic belt and mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(3):463 481.
- [Langridge *et al.*, 2000] Langridge, R. M., Weldon, R. J., Moya, J. C., y Suárez, G. (2000). Paleoseismology of the 1912 acambay earthquake and the acambay tixmadejé fault and trans mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2):3019 3037.
- [López-Briceño, 2011] López-Briceño, E. (2011). *Análisis de regresión lineal para correlacionar datos del valor b en catálogos de sismicidad obtenidos con dos técnicas*.
- [Martínez, 1987] Martínez, J. C. (1987). *Isosistas del macrosismo del 19 de septiembre de 1985, No. 504, Instituto de Ingeniería and UNAM*.

- [Martínez-López y Mendoza, 2016] Martínez-López, M. R. y Mendoza, C. (2016). Acomplamiento sismogénico en la zona de subducción de michoacán colima jalisco and méxico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2):199 214.
- [McCalpin, 2006] McCalpin, J. (2006). *Paleoseismology*.
- [Mendoza-Ponce, 2012] Mendoza-Ponce, A. (2012). *Estudio de la estabilidad del valor b para las zonas simotectónicas de México. Maestría. UNAM.*
- [Mennella *et al.*, 2000] Mennella, L., Garduño-Monroy, V. H., y Bonassi, O. (2000). Fault slip analysis in the basal units of the mexican volcanic belt on the eastern flank of the tztizio anticline and michoacán and mexico. *Special Papers Geological Society of America*, pg. 237 246.
- [Mercado-Vargas y Palmerín-Cerna, 2012] Mercado-Vargas, H. y Palmerín-Cerna, M. (2012). El estado de michoacán y sus regiones turísticas. *Morelia, Michoacán de Ocampo, México: Fundación Universitaria Andaluza Inca Garcilaso para eumed. net.*
- [Mooser, 1972] Mooser, F. (1972). The mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12(2):55 70.
- [Márquez *et al.*, 1999] Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., , y Brandle, J. L. (1999). Tectonics and volcanism of sierra chichinautzin: extension at the front of the central trans mexican volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1):125 150.
- [Pacheco *et al.*, 1999] Pacheco, J., González, C. V., Delgado, H., Singh, S. K., Zúñiga, R., Mortera-Gutiérrez, C. A., Santoyo, M., Domínguez, J., y Barrón, R. (1999). Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the michoacan triangle and mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6):567 577.
- [Pardo y Suárez, 1995] Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico: Seismic and tectonic implications. *J. geophys. Res*, 100(12):357 12.
- [Per-Bak, 1997] Per-Bak (1997). *How Nature Works: The science of self organised criticality.*
- [Power *et al.*, 1998] Power, J. A., Wyss, M., y Latchman, J. L. (1998). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at soufriere hills volcano, montserrat, west indies. *Geophysical Research Letters*, 25(19):3653–3656.
- [Rosas-Elguera, 2009] Rosas-Elguera, J. (2009). *Tectónica y vulcanismo en el occidente de México: COmplejo volcánico Colima y campo volcánico Michoacán Guanajuato and XXIII Convención Nacional.*

- [Scholz, 1968] Scholz, C. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1):399–415.
- [Schorlemmer *et al.*, 2005] Schorlemmer, D., Wiemer, S., y Wyss, M. (2005). Variations in earthquake size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058):539–542.
- [Schroeder y Medina, 2012] Schroeder, J. y Medina, L. (2012). *FONDEN: El Fondo de Desastres Naturales de México - una reseña*.
- [Shearer, 2009a] Shearer, P. M. (2009a). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- [Shearer, 2009b] Shearer, P. M. (2009b). *Introduction to sismology*.
- [Singh *et al.*, 2012] Singh, K., Shri, Iglesias, Arturo, Garduño, Hugo, V., Quintanar, Luis, Ordaz, y Mario (2012). A source study of the october 2007 earthquake sequence of morelia mexico and ground motion estimation from larger earthquakes in the region. *Geofísica internacional*, 51(1):73–86.
- [Singh y Pacheco, 1994] Singh, S. K. y Pacheco, J. (1994). Magnitude determination of mexican earthquakes. *Geofísica Internacional*, 33(2).
- [Singh y Pardo, 1993] Singh, S. K. y Pardo, M. (1993). Geometry of the benioff zone and state of stress in the overriding plate in central mexico. *Geophysical research letters*, 20(14):1483–1486.
- [SSN, 2015] SSN (2015). *Predicción sísmica. (Tomado del Servicio Sismológico Nacional)*.
- [Stein y Wysession, 2009] Stein, S. y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology and earthquakes and and earth structure*. John Wiley & Sons.
- [Sunye-Puchol *et al.*, 2015] Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, R., Langridge, R., Aguirre, G., y Lawton, T. (2015). La falla san mateo: Nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de acambay and méxico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 32(3):361–376.
- [Suteau y Whitcomb, 1979] Suteau, A. M. y Whitcomb, J. H. (1979). A local earthquake coda magnitude and its relation to duration and moment m_0 and local richter magnitude m_l . *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(2):353–368.
- [Suter, 1991] Suter, M. (1991). State of stress and active deformation in mexico and western central america. *Neotectonics of North America*, 1:401–421.

- [Suter *et al.*, 1996] Suter, M., Carrillo-Martínez, M., y Legorreta, O. Q. (1996). Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans mexican volcanic belt and mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6):1952-1963.
- [Suter *et al.*, 1995] Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López, M., y Farrar, E. (1995). The aljibes half graben—active extension at the boundary between the trans mexican volcanic belt and the basin and range province and mexico. *GSA bulletin*, 107(6):627-641.
- [Suárez y Ponce, 1986] Suárez, G. y Ponce, L. (1986). Intraplate seismicity and crustal deformation in central mexico. *Eos Trans*, 67:1114.
- [Urbina y Camacho, 1913] Urbina, F. y Camacho, H. (1913). *La zona megasísmica Acambay Tixmadeje and estado de México: conmovida el 19 de noviembre de 1912*, volume 32. Imprenta y fototipia de la Secretaría de fomento.
- [Uribe-Cifuentes y Fucugauchi, 1999] Uribe-Cifuentes, R. M. y Fucugauchi, J. U. (1999). Paleomagnetic study of the valle de santiago volcanics and michoacán guanajuato volcanic field and mexico. *Geofisica Internacional*, 38:217-230.
- [Urquiza, 1872] Urquiza, M. (1872). *Informe del ingeniero encargado de reconocer la sierra de Ucareo para averiguar las posibilidades de una erupción volcánica*.
- [Vázquez-Rosas *et al.*, 2012] Vázquez-Rosas, R., González, J. A., y Mijares, H. (2012). *Estimación de escenarios sísmicos en el estado de Michoacán*.
- [Warren y Latham, 1970] Warren, N. W. y Latham, G. V. (1970). An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75(23):4455-4464.
- [Wessel y Smith, 1998] Wessel, P. y Smith, W. H. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47):579-579.
- [Wiemer y Wyss, 2000] Wiemer, S. y Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from alaska and the western united states and japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4):859-869.
- [Woessner y Wiemer, 2005a] Woessner, J. y Wiemer, S. (2005a). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2):684-698.
- [Woessner y Wiemer, 2005b] Woessner, J. y Wiemer, S. (2005b). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2):684-698.

- [Wyss y Habermann, 1982] Wyss, M. y Habermann, R. (1982). Conversion of mb to ms for estimating the recurrence time of large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5):1651-1662.
- [Zöller *et al.*, 2008] Zöller, G., Hainzl, S., y Holschneider, M. (2008). Recurrent large earthquakes in a fault region: What can be inferred from small and intermediate events? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(6):2641-2651.
- [Zúñiga y Figueroa-Soto, 2012] Zúñiga, F. R. y Figueroa-Soto, A. (2012). Converting magnitudes based on the temporal stability of a- and b-values in the Gutenberg–Richter law. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(5):2116–2127.
- [Zúñiga *et al.*, 2017] Zúñiga, F. R., Suárez, G., Ángel Figueroa-Soto, y Mendoza, A. (2017). A first-order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation. *Journal of Seismology*, pgs. 1–28.
- [Zúñiga y Wyss, 2001] Zúñiga, F. R. y Wyss, M. (2001). Most and least likely locations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b values. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6):1717-1728.