



Universidad de San Carlos de Guatemala
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Física

PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN SISMOGENÉTICA PARA LA REPÚBLICA DE GUATEMALA

Luis Alberto Bautista

Asesorado por M. Sc. José Enrique Molina Cruz

Guatemala, junio de 2016

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

**PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN
SISMOGENÉTICA PARA LA REPÚBLICA DE
GUATEMALA**

TRABAJO DE GRADUACIÓN
PRESENTADO A LA JEFATURA DEL
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
POR

LUIS ALBERTO BAUTISTA
ASESORADO POR M. SC. JOSÉ ENRIQUE MOLINA CRUZ

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN FÍSICA APLICADA

GUATEMALA, JUNIO DE 2016

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA
ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS



CONSEJO DIRECTIVO

DIRECTOR	M.Sc. Edgar Anibal Cifuentes Anléu
SECRETARIO	Ing. José Rodolfo Samayoa Dardón

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

DECANO	Ing. Murphy Olympe Paiz Recinos
EXAMINADOR	Ing. Otto Miguel Hurtarte Hernández
EXAMINADOR	Ing. Walter Giovanni Álvarez Marroquín
EXAMINADOR	Lic. Amahán Sanchez Álvarez
SECRETARIO	Ing. Hugo Humberto Rivera Pérez

HONORABLE TRIBUNAL EXAMINADOR

En cumplimiento con los preceptos que establece la ley de la Universidad de San Carlos de Guatemala, presento a su consideración mi trabajo de graduación titulado:

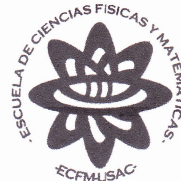
**PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN SISMOGENÉTICA PARA LA
REPÚBLICA DE GUATEMALA**

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'LBA' with a stylized flourish underneath.

Luis Alberto Bautista



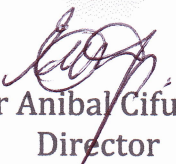
Universidad de San Carlos de Guatemala
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas



Ref. D.DTG. 001-2016
Guatemala, 06 de mayo de 2016

El Director de la Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de San Carlos de Guatemala, luego de conocer la aprobación por parte del Coordinador de la Licenciatura de Física Aplicada, al trabajo de graduación Titulado: **PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN SISMOGENÉTICA PARA LA REPÚBLICA DE GUATEMALA** presentado por el estudiante universitario **Luis Alberto Bautista**, autoriza la impresión del mismo.

IMPRIMASE.


MsC. Edgar Anibal Cifuentes Anleu
Director
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas



ACTO QUE DEDICO A:

Mi madre

Joan Marie Bautista, por su apoyo incondicional y a quien le debo cualquier logro que alcance en la vida.

Mis abuelos

Deodato Calixto Bautista y Ela Amanda Zuñiga, a quienes voy a recordar como mis segundos padres porque sus consejos formaron la persona que soy.

AGRADECIMIENTOS A:

INSIVUMEH

Por haberme brindado los recursos y medios necesarios para realizar esta investigación.

Enrique Molina

Por el tiempo que me dedicó a pesar de mantener una agenda ocupada.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	IV
ÍNDICE DE TABLAS	V
LISTA DE SÍMBOLOS	VII
GLOSARIO	IX
RESUMEN	XI
OBJETIVOS	XIII
INTRODUCCIÓN	XV
1. ASPECTOS SISMOLÓGICOS	1
1.1. Sismos	1
1.1.1. Tipos de sismos	2
1.2. Ondas sísmicas	2
1.2.1. Ondas internas	3
1.2.2. Ondas superficiales	4
1.3. Instrumentación sísmica	5
1.3.1. Tipos de instrumentación sísmica	6
1.4. Registro sísmico	7
1.5. Parámetros sísmicos	7
1.5.1. Parámetros cinemáticos	8
1.5.2. Parámetro dinámico	9
1.5.2.1. Magnitud	9
1.5.3. Intensidad macrosísmica	10
1.6. Programas para uso sismológico	11

2. SISMICIDAD EN GUATEMALA	13
2.1. Marco tectónico	13
2.2. Monitoreo sísmico	14
2.3. Zonificación sismogenética	15
2.3.1. Estudios realizados	15
3. IDENTIFICACIÓN DE ZONAS SISMOGENÉTICAS	17
3.1. Catálogo sísmico utilizado	17
3.2. Criterios considerados para realizar la zonificación sismogenética	18
3.2.1. Certeza en la localización de los sismos	18
3.2.2. Distribución espacial de los eventos	21
3.2.3. Delimitar la geometría de las zonas propuestas	23
3.3. Zonas sismogenéticas propuestas	24
4. CARACTERIZACIÓN DE LA SISMICIDAD PARA LAS ZONAS PROPUESTAS	31
4.1. El modelo de Gutenberg-Richter	31
4.1.1. El valor de b	32
4.2. Aplicación del modelo de Gutenberg-Richter	35
4.3. Discusión de las zonas propuestas	40
CONCLUSIONES	43
RECOMENDACIONES	45
BIBLIOGRAFÍA	47
APÉNDICE A	51
APÉNDICE B	55
APÉNDICE C	59

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Principales tipos de fuentes sísmicas	2
1.2. Representación de la onda P y SV	4
1.3. Representación de la onda LR y LQ	5
1.4. Sismograma y acelerograma	7
1.5. Hipocentro y epicentro	8
1.6. Relación entre las escalas de magnitud	10
2.1. Tectónica regional de Guatemala	14
2.2. Zonas sismogénéticas propuestas por M. Villagran (1995)	16
2.3. Zonas sismogénéticas propuestas por J. P. Ligorria (1995)	16
2.4. Zonas sismogénéticas propuestas por E. Molina (2009)	16
3.1. Sismicidad de 1984 a 2013	18
3.2. Elipse de error en la localización epicentral	19
3.3. Sismos seleccionados luego de depurar el catálogo	20
3.4. Sismicidad a diferentes niveles de profundidad	22
3.5. Efecto del factor de proporcionalidad	23
3.6. Sismicidad trazada con factores de proporcionalidad adecuados	26
3.7. Propuesta de zonas sismogénéticas superficiales	27
3.8. Propuesta de zona sismogénica intermedia	28
3.9. Propuesta de zona sismogénica profunda	29
4.1. El valor b estimado en secciones aproximadas de 100 km x 100 km en California, Estados Unidos	33
4.2. Comparación entre los métodos de ajuste de LSQ y MLE	34
4.3. El valor b en función de la cantidad de sismos	34
4.4. El valor b estimado a partir de la magnitud mínima de completitud del catálogo	34
4.5. Incremento del valor b debido a errores grandes en la magnitud	35
4.6. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 1 (Z1)	37

4.7. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 2 (Z2)	37
4.8. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 3 (Z3)	38
4.9. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 4 (Z4)	38
4.10. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 5 (Z5)	39
4.11. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 6 (Z6)	39
4.12. Propuesta de zonificación sismogenética para Guatemala	42

ÍNDICE DE TABLAS

3.1. Coordenadas geográficas que delimitan las zonas sismogénicas propuestas	30
4.1. Valores obtenidos mediante el programa BVALUE	36
4.2. Modelos que describen la actividad sísmica de las zonas propuestas .	36

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
a_c	Aceleración
A	Amplitud de onda
c	Círculo
a	Constante del modelo de Gutenberg-Richter
lat	Coordenada para la latitud
lon	Coordenada para la longitud
d	Diámetro
e	Factor de proporcionalidad
g	Gravedad de la Tierra
Λ	Longitud de onda
M	Magnitud
Mc	Magnitud coda
Md	Magnitud de duración
Mw	Magnitud de momento
mb	Magnitud de onda de cuerpo
Ms	Magnitud de onda superficial
Ml	Magnitud local
M_{max}	Magnitud máxima
M_{min}	Magnitud mínima
M_0	Momento sísmico
N	Número acumulativo de sismos
n_Z	Número de eventos utilizados para el ajuste
η	Número de intersecciones
n	Número de sismos
N_T	Número de sismos confinados
LQ	Onda Love
P	Onda primaria

Símbolo	Significado
LR	Onda Rayleigh
S	Onda secundaria
b	Proporción entre los sismos de magnitud grande comparado con los de magnitud pequeña
r	Radio
s	Sismo
v_{LQ}	Velocidad de la onda LQ
v_{LR}	Velocidad de la onda LR
v_P	Velocidad de la onda P
v_S	Velocidad de la onda S
Z	Zona sismogenética propuesta

GLOSARIO

Catálogo sísmico	Información de los parámetros asociados a los sismos, que han sido documentados o registrados durante un periodo de tiempo por un centro sismológico.
CONRED	Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres de Guatemala.
Epicentro	Proyección del hipocentro en la superficie.
Falla	Región que manifiesta fractura en la corteza y cuya dimensión es menor a los límites entre las placas tectónicas.
Graben	Depresión que se encuentra limitada en sus lados por fallas paralelas, las cuales dan como resultado un hundimiento en el terreno.
Hipocentro	Ubicación donde ocurrió un sismo.
INSIVUMEH	Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología de Guatemala.
Interfase	Asociado a la interacción entre dos placas tectónicas, donde una se encuentra en subducción por debajo de la otra.
Intraplaca	Asociado a la región más profunda de una placa tectónica que se encuentra en subducción.

Litosfera	Capa superficial y sólida del planeta Tierra, la cual tiene un espesor aproximado de 100 km.
Magnitud	Medida instrumental que indica el tamaño de un sismo en función de la energía liberada.
Magnitud coda	Tipo de magnitud local, basado en la duración de un sismo.
Mecanismo focal	Representación gráfica que manifiesta dos posibles soluciones del tipo de ruptura que dio origen a un sismo.
MLE	Método de ajuste de máxima verosimilitud.
Modelo de Gutenberg-Richter	Modelo utilizado comúnmente para caracterizar la actividad sísmica de una zona sismogénica, estableciendo que la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños es constante.
Placa tectónica	Fragmento de la litosfera.
Sismicidad	Distribución espacial y temporal de los sismos ocurridos en una región.
Sismo	Serie de movimientos transitorios en el suelo en forma de ondas con distintas frecuencias y amplitudes.
Sismotectónica	Análisis de los sismos registrados en una región debido a una o más estructuras tectónicas activas.
Tectónismo	Relativo a la dinámica, deformación, rompimiento y reacomodamiento rocoso que ocurre en la litosfera.
Zona sismogénica	Zona que se caracteriza y se distingue por manifestar un mismo patrón de sismicidad, debido a una o más estructuras tectónicas.

RESUMEN

Se propuso una zonificación sismogenética para la República de Guatemala, basado en la sismicidad que ha registrado el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH) del país, durante un periodo de 29 años (de 1984 a 2013). A partir de los datos obtenidos, se buscó identificar dentro y cercad del territorio de Guatemala las regiones que presentan una acumulación considerable de sismos, para luego ser propuestas como zonas sismogenéticas.

Del análisis realizado al catálogo de sismos, se sugiere que la sismicidad que se registra en Guatemala se puede clasificar en función de la profundidad, en tres niveles principales que fueron nombrados como superficial, intermedio y profundo; en los cuales se identificaron cuatro zonas en el nivel superficial, una zona para el nivel intermedio, y otra zona en el nivel profundo. Las seis zonas propuestas se asociaron al marco tectónico de Guatemala descrito por Álvarez (2009) y la actividad sísmica observada en cada una se caracterizó utilizando el modelo de Gutenberg-Richter.

OBJETIVOS

General

Realizar una propuesta de zonificación sismogenética para la República de Guatemala utilizando los datos del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH) del país.

Específicos

1. Aportar a los investigadores que se dedican a estudiar la amenaza y el riesgo sísmico en Guatemala, criterios y experiencias de los procedimientos empleados para realizar las propuestas de zonificación sismogenética.
2. Analizar el catálogo de sismos proporcionado por el INSIVUMEH para determinar que mejoras se pueden implementar en la detección de sismos y en la estimación de sus principales parámetros.
3. Aplicar el modelo de Gutenberg-Richter para caracterizar la actividad sísmica observada en cada una de las zonas sismogenéticas identificadas.

INTRODUCCIÓN

Guatemala es un país que ha sido afectado por la ocurrencia de terremotos a través de su historia, los cuales han causado principalmente daños en la infraestructura del país y algunos otros han provocado la pérdida de vidas humanas. Este tipo de acontecimientos ha llevado a realizar investigaciones sismológicas en Guatemala, donde algunos estudios se han dedicado en comprender las fuentes sísmicas que han provocado los eventos.

Desde 1977, Guatemala cuenta con el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH), encargado de vigilar la actividad sísmica que ocurre dentro y cerca del territorio del país; y desde 1996 con la Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED), entidad que brinda asistencia a la población que es afectada por algún desastre natural; además se cuenta con información básica de las amenazas naturales de Guatemala. Sin embargo, es necesario continuar desarrollando investigaciones en materia de amenaza y riesgo sísmico con el propósito de alertar de manera pertinente a la población; proveer una respuesta adecuada a las personas que sean afectadas por algún sismo; y mitigar los daños en la infraestructura por la ocurrencia de un terremoto.

Este estudio propone una zonificación sismogenética para la República de Guatemala, a partir de la sismos que ha registrado el INSIVUMEH de 1984 a 2013, con el fin de contribuir en la temática de la amenaza sísmica a la que está expuesto el país. El estudio está compuesto de cuatro capítulos; en el primero se da una descripción general de los aspectos teóricos y técnicos de la sismología; en el segundo se aborda la sismicidad en Guatemala, indicando la situación tectónica del país; en el tercero se explican los criterios que fueron utilizados para identificar las zonas sismogenéticas; y en el último capítulo se caracteriza la actividad sísmica que se observó en cada zona, utilizando el modelo de Gutenberg-Richter.

1. ASPECTOS SISMOLÓGICOS

La sismología es la ciencia asociada al estudio de los terremotos; la palabra está formada por dos vocablos griegos, *seismos* = agitación o movimiento rápido y *logos* = ciencia o tratado. El fenómeno de los terremotos se designaba en griego como *o seismos tes ges*, que se tradujo al latín por *terrae motus*, donde se deriva la palabra española terremoto. A pesar de que el estudio de los terremotos sigue siendo la parte esencial de la sismología, ha crecido ampliamente a partir de sus orígenes y se han agregado otras ramas para complementar su propósito de estudio. Algunas de las ramas que estudia la sismología en la actualidad son:

1. Las ondas elásticas, es decir su origen, cómo se propagan a través de la Tierra, cómo obtener un registro fidedigno y su interpretación.
2. El interior del planeta Tierra para conocer sus propiedades físicas.
3. La sismología aplicada para determinar yacimientos de recursos minerales o petróleo.
4. El Monitoreo de explosiones y su distinción de los terremotos.

Por los aspectos anteriores, la sismología forma parte de las ramas que estudian el planeta Tierra, concretamente las propiedades físicas.

1.1. Sismos

Como se mencionó anteriormente, una parte esencial de la sismología es estudiar los terremotos; esto conlleva entender qué los origina y cómo poder caracterizarlos. Un terremoto o sismo es una serie de movimientos transitorios en el suelo en forma de ondas con distintas frecuencias y amplitudes, originados por una fuente natural o artificial (antropogénico) en una región limitada del planeta Tierra; por lo general en la litosfera.

1.1.1. Tipos de sismos

Los sismos se clasifican de acuerdo a la fuente o causa que los provoca en dos grupos principales: naturales y artificiales. A su vez cada grupo contiene diferentes tipos de fuentes sísmicas como lo muestra la figura 1.1.

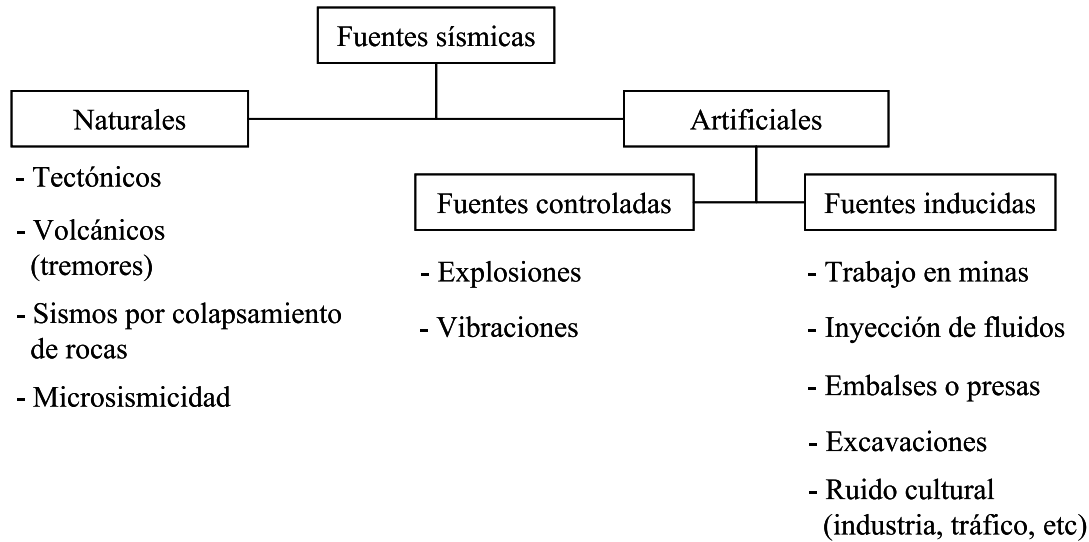


Figura 1.1. Principales tipos de fuentes sísmicas. Fuente: imagen modificada de [32].

Los sismos naturales se deben a procesos geológicos de la Tierra, cuya fuente principal son los de origen tectónico; es decir los eventos producidos por una ruptura en la corteza terrestre como consecuencia de una acumulación de esfuerzos. También se dan eventos naturales a causa de: actividad volcánica, colapso de rocas o derrumbes, y microsismicidad inherente al planeta Tierra; sin embargo, los tres procesos anteriores son de menor importancia en relación a los eventos tectónicos, debido a que liberan menor cantidad de energía.

El origen de los sismos artificiales se debe a la intervención del hombre en el ambiente, motivado por el afán de obtener beneficios para la humanidad. La figura 1.1 muestra varias actividades humanas que son fuentes que inducen sismos; a su vez las explosiones y las vibraciones tienen la característica de ser fuentes controladas.

1.2. Ondas sísmicas

Cuando una fuente sísmica (sea natural o artificial) libera energía, parte de esta se propaga en el interior de la Tierra en todas las direcciones en forma de movimiento ondulatorio, nombrándolo como ondas elásticas o simplemente como ondas sísmicas.

La descripción de la propagación de las ondas sísmicas es extremadamente compleja, debido a que estas se transmiten en un medio heterogéneo y a veces anisótropo. Para simplificar el problema se hacen suposiciones donde la heterogeneidad del medio se modela mediante capas paralelas, en la cual cada una es homogénea y a través de una adecuada elección de densidad, espesor y propiedades elásticas representa de manera aproximada las condiciones reales de propagación.

Para describir la propagación de las ondas sísmicas se asume que el medio en el que viajan es elástico, lo cual implica que el paso de las ondas provoca deformaciones pequeñas; sin embargo esta condición no aplica cerca de la fuente sísmica, debido que ocurre una ruptura y pierde sus condiciones elásticas. A esto también hay que agregarle que las ondas sísmicas experimentan atenuación, es decir una disminución de la amplitud al aumentar la distancia de recorrido respecto de la fuente.

Dependiendo de la manera en que se propagan las ondas sísmicas, se pueden dividir principalmente en dos tipos: ondas internas o de cuerpo y ondas superficiales.

1.2.1. Ondas internas

Conocidas también como ondas de cuerpo, tienen la característica de propagarse en el interior de la tierra, se conocen dos tipos de ondas: la onda P (primaria) y la onda S (secundaria). Los nombres que poseen se debe a sus velocidades de propagación, debido a que cuando ocurre un sismo la onda P llega primero y seguidamente arriba la onda S a una ubicación en particular. Otra diferencia entre la onda P y la onda S es la manera de transmitirse en el medio.

La onda P produce oscilaciones paralelas a la dirección de propagación del frente de onda. Este tipo de oscilaciones equivale a un cambio de volumen en el medio sin que experimente un cambio de forma, por esa característica se le conoce a las ondas P como ondas compresionales, dado que comprimen y expanden el medio por el que viajan. En la imagen superior de la figura 1.2 se ilustra la onda P, donde Λ es la longitud de onda.

La onda S produce oscilaciones perpendiculares a la dirección de propagación del frente de onda. Este tipo de oscilaciones provoca cambios de forma en el medio sin alterar su volumen y debido a esto se le conoce a las ondas S como ondas de corte. En la imagen inferior de la figura 1.2 se ilustra la proyección en el plano vertical de la onda S (llamado SV), donde Λ es la longitud de onda y $2A$ significa el doble de amplitud.

Por las características de propagación que poseen la onda P y onda S, se deduce que la onda P puede transmitirse en un medio sólido, líquido o gaseoso; debido a que estos medios pueden ser comprimidos. Por otra parte, la onda S solamente puede viajar en un medio sólido; dado que un medio líquido o gaseoso no se ve afectado por fuerzas de corte.

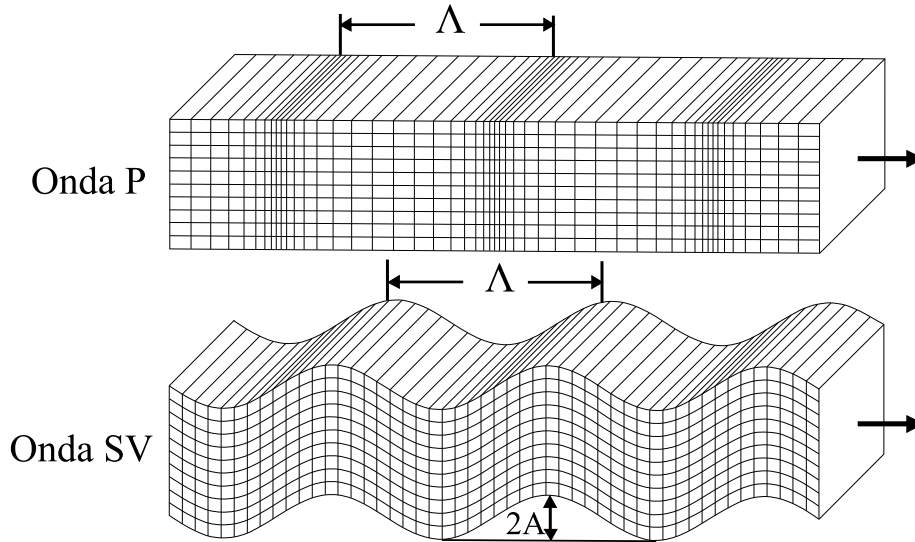


Figura 1.2. Representación de la onda P y SV. Fuente: imagen tomada de [13].

1.2.2. Ondas superficiales

Son apreciables únicamente en la superficie del medio o entre los límites de dos medios distintos, se denotan como ondas L debido a que poseen una longitud de onda más larga en comparación a las ondas internas (onda P y S); además tienen la característica que la amplitud de la onda decrece con la profundidad y experimentan dispersión, es decir que la velocidad de propagación se ve afectada por la frecuencia de la onda superficial.

Se conocen dos tipos principales de ondas superficiales: la onda Love (LQ) y la onda Rayleigh (LR). La onda LQ presenta un movimiento polarizado horizontalmente (ver la imagen superior de la figura 1.3) y requiere de un medio con dos capas distintas para poder manifestarse. La onda LR se da en superficies libres y las partículas del medio experimentan un movimiento elíptico retrógrada (ver la imagen inferior de la figura 1.3).

La velocidad de propagación de las ondas superficiales es menor a la velocidad de propagación de las ondas internas. A modo de comparación, considerando una ubicación arbitraria y lejana a la fuente donde ocurriera un sismo, se tiene que el

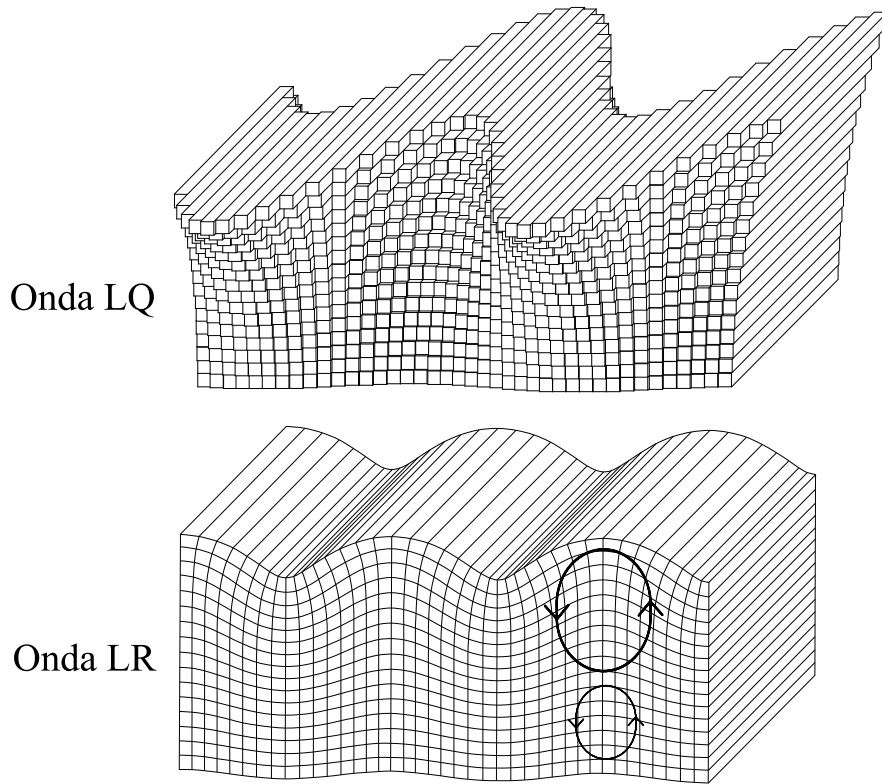


Figura 1.3. Representación de la onda LR y LQ. Fuente: imagen modificada de [13].

orden de llegada de las ondas internas y superficiales sería: primero la onda P, luego la onda S, posteriormente la onda LQ y por último la onda LR ($v_P > v_S > v_{LQ} > v_{LR}$).

1.3. Instrumentación sísmica

Cuando ocurre un sismo se desea registrar y medir el movimiento del suelo. Esta labor comenzó con la invención del sismoscopio, el cual era un aparato que solamente indicaba si había ocurrido un sismo y la dirección de donde provenía el movimiento. Posteriormente se desarrolló el sismógrafo, que es un instrumento que se compone de un sensor llamado sismómetro más un sistema de grabación. El sismómetro está diseñado para reaccionar al movimiento del suelo en una determinada dirección (vertical y/o horizontal, dependiendo del diseño), siendo necesario tres sensores ortogonales para medir el movimiento del suelo en punto del espacio.

Los primeros sismógrafos fueron aparatos mecánicos, los cuales eran voluminosos y pesados debido a que consistían en tres sismómetros mecánicos, cada uno con su propio sistema de grabación. Después se desarrollaron los sismómetros electromagnéticos, los cuales permitieron separar el sistema de grabación del sensor y

tener un instrumento más compacto. En la actualidad, la evolución constante de la tecnología ha dado como resultado mejoras en el diseño de los sismómetros y ha optimizado el método de grabación.

1.3.1. Tipos de instrumentación sísmica

La instrumentación sísmica ha ido avanzando tecnológicamente con el propósito de obtener un registro fidedigno del movimiento del suelo y almacenar dicha información de manera optima. Los diferentes tipos de instrumentación que se tienen en la actualidad están determinados por dos criterios, los cuales son:

1. La frecuencia de respuesta del sensor a la cual puede registrar el movimiento del suelo, medido en hertz (Hz).
2. El rango dinámico del instrumento, que es el intervalo entre las señales más fuertes y más débiles que puede grabar el sismómetro sin distorsión alguna, medido en decibels (dB).

A partir de estos dos parámetros, se diseñan distintos tipos de sismómetros, como por ejemplo: periodo largo, periodo corto y banda ancha.

Los sismómetros de periodo largo responde a movimientos del suelo con frecuencias muy bajas, por lo general entre un rango de 0.01 a 0.1 Hz; dado que este tipo de instrumento registra señales de frecuencias muy bajas se le suele llamar como medidor de desplazamiento del suelo. Por el contrario, los sismómetros de periodo corto están diseñados para registrar movimientos del suelo con frecuencias muy altas, por lo general a partir de 1 Hz.

El rango de frecuencias entre 0.1 a 1 Hz se caracteriza por tener un ruido sísmico de fondo, debido a pequeños movimientos de la Tierra llamado microsismos. Los sismómetros de periodo largo y periodo corto están diseñados para registrar de manera óptima las señales por debajo o por encima del ruido sísmico de fondo; sin embargo, se conoce que existen señales sísmicas dentro de este rango (por lo general debido a sismos lejanos) las cuales no pueden ser detectadas por los sismómetros mencionados anteriormente. Ante esta desventaja, surge la invención del sismómetro de banda ancha, el cual tiene un amplio rango dinámico (mayor sensibilidad) y abarca un mayor rango de frecuencia, por lo general entre 0.01 hasta 100 Hz.

Existe también el medidor de movimiento fuerte o acelerómetro, que es un instrumento diseñado para medir la aceleración del suelo. Básicamente es similar a un sismómetro de periodo corto, pero con un rango de frecuencia mucho más amplio y con un rango dinámico mayor.

1.4. Registro sísmico

Es la grabación del movimiento del suelo que registra un instrumento sísmico en función del tiempo, con el cual se puede visualizar la ocurrencia de un evento sísmico. La apariencia gráfica que tenga el registro depende de: la fuente que provocó el sismo, la distancia a la cual haya ocurrido el evento, el medio por el cual se propagó las ondas sísmicas, las condiciones locales donde se registró el movimiento y el tipo de sensor. Básicamente existen dos tipos de registros sísmicos: el sismograma, que es el registro de la velocidad del sismo obtenido por un sismómetro; y el acelerograma, que es el registro de aceleración del evento obtenido por un acelerómetro (ver figura 1.4).

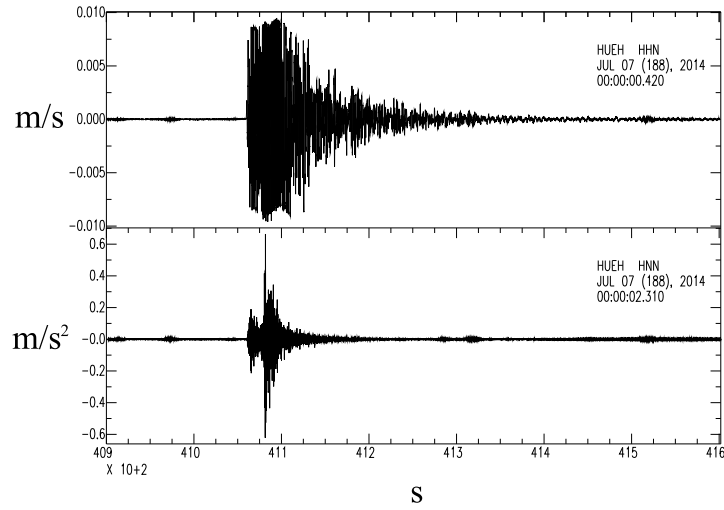


Figura 1.4. Sismograma y acelerograma. Fuente: imagen proporcionada por el INSIVUMEH

La imagen superior de la figura 1.4 muestra un sismograma y la inferior un acelerograma obtenidos por un sismómetro y un acelerómetro respectivamente, ambos ubicados en el mismo lugar. Se observa que detectaron un evento sísmico, donde el sismograma superó el rango dinámico del sensor, caso contrario en el acelerograma ($a_c \geq 0.05g$); el cual no se encuentra saturado por tener un mayor rango dinámico.

1.5. Parámetros sísmicos

Son los parámetros que caracterizan a un sismo y se obtienen al analizar los sismogramas de las estaciones sismológicas que hayan registro el evento. Los parámetros básicos que se emplean para describir un sismo son: la ubicación de la fuente sísmica que provocó el movimiento, el tiempo en el que se originó el evento y el

tamaño del sismo. Según Båth (1970) los parámetros sísmicos se pueden clasificar en cinemáticos y dinámicos.

1.5.1. Parámetros cinemáticos

Son aquellos parámetros que se determinan a partir del tiempo de arribo de las ondas sísmicas que sean posibles identificar en los sismogramas. Los parámetros cinemáticos asociados a un sismo son: la ubicación de la fuente que provocó el evento y el tiempo en el que se originó el mismo.

La ubicación en el espacio de la fuente que generó el sismo se le llama hipocentro o foco y este parámetro queda caracterizado por los valores de: latitud, longitud y profundidad. El hipocentro se representa como un punto en el espacio tridimensional; sin embargo, esto no significa que la fuente que halla provocado el evento sea puntual. Por ejemplo: cuando ocurre un sismo tectónico, el hipocentro del evento indica el lugar en donde inicio el proceso de ruptura, el cual es un área y no un punto.

Existe otro parámetro de ubicación llamado epicentro, que es el punto sobre la superficie terrestre en el cual se proyecta el foco y queda caracterizado por las coordenadas de latitud y longitud. La figura 1.5 muestra la ocurrencia de un sismo (hipocentro) debido a una falla, en la cual hay un rompimiento de roca donde el bloque derecho se mueve hacia abajo y el izquierdo hacia arriba, generando ondas sísmicas que se propagan en todas las direcciones; sin embargo en el epicentro no hay evidencia física de la falla que provocó el evento.

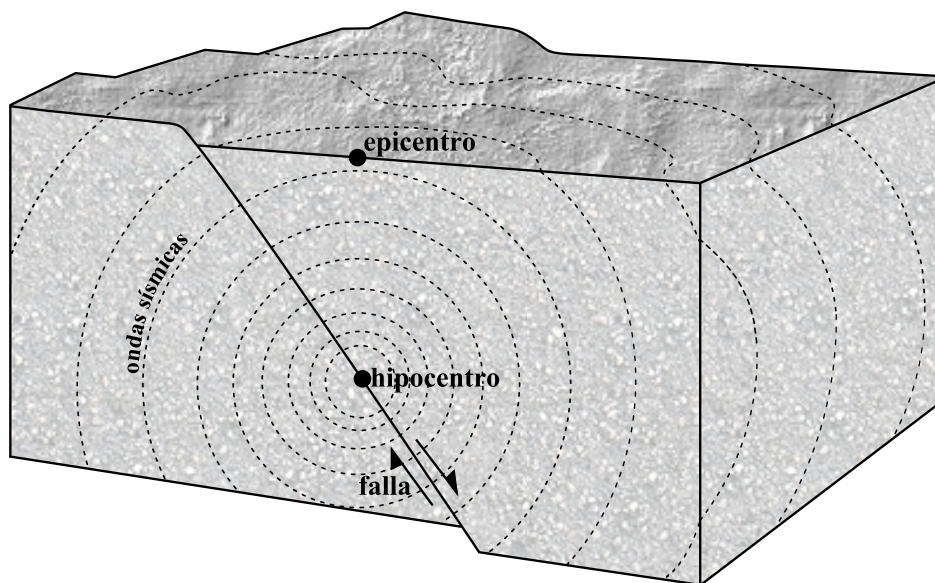


Figura 1.5. Hipocentro y epicentro. Fuente: imagen modifica de [35].

Para determinar el hipocentro y la hora en que se originó un sismo es necesario tener al menos el tiempo de llegada de cuatro fases sísmicas y conocer la velocidad de propagación de las ondas en función de la profundidad. En la actualidad, estos parámetros se determinan leyendo los tiempos de arribo de la mayor cantidad de ondas que sean posibles identificar en los sismogramas; donde por lo general, la profundidad es el valor con menos certeza en su determinación.

1.5.2. Parámetro dinámico

El parámetro dinámico comúnmente asociado a un sismo es la magnitud, la cual es una medida que originalmente se basa en medir la amplitud a un determinado periodo, en los sismogramas de las estaciones sísmicas que hayan registrado el evento.

1.5.2.1. Magnitud

La magnitud de un sismo indica el tamaño del evento y su valor es proporcional a la energía liberada; sin embargo no debe de haber confusión entre magnitud y energía, dado que el primero es un parámetro adimensional, mientras que el segundo es una cantidad física. Existen varias escalas de magnitud y la preferencia del uso de una u otra depende de la distancia a la cual haya detectado una estación sísmica el evento (local o distante), del tipo de sismómetro en la estación y de que tan grande sea el sismo.

La primera escala de magnitud fue introducida por Richter en 1935 y tenía como objetivo estimar el tamaño de los sismos locales en el Sur de California, por ende se le conoce como escala de magnitud local (Ml). Esta fue definida como el logaritmo de la máxima amplitud del registro de desplazamiento, expresada en micrómetros, obtenido por un sismómetro de torsión Wood-Anderson de periodo corto.

Posteriormente surgieron las escalas de magnitud telesísmica (distancia epicentral $\geq 20^\circ$) desarrolladas en conjunto por Gutenberg y Richter en 1945, las cuales son: la magnitud de onda de cuerpo (mb) y la magnitud de onda superficial (Ms). La primera escala se determina con mediciones de amplitud de onda de cuerpo (ondas internas) comprendidas en un periodo de 0.5 a 12 segundos. La segunda escala se determina utilizando la onda superficial Rayleigh (LR) comprendido en un periodo de onda entre 18 y 22 segundos. La utilización de Ms o mb depende de la profundidad del sismo, debido a que el tren de ondas superficiales se ve afectado por la profundidad; por ende, para eventos profundos (> 50 km) se opta por usar mb.

Existen otras escalas de magnitud aplicadas a situaciones específicas, entre las

que están: magnitud de duración (Md) y magnitud de momento (Mw). La primera se basa en medir la duración del registro de un sismo y se utiliza preferiblemente para sismos locales, cuyos sismogramas obtenidos muestran saturación en el rango dinámico. La segunda se basa en el momento sísmico (M_0) y se determina a partir de la asíntota del espectro de amplitud de desplazamiento, cuando el valor de la frecuencia es bajo; debido a que no está ligado a una frecuencia específica, es una escala de magnitud que no se satura y por lo tanto en la actualidad se prefiere su uso para estimar el tamaño de un sismo.

La figura 1.6 muestra la relación entre las diferentes escalas de magnitudes, indicando el efecto de saturación que presenta cada una; Mw aparece como una recta debido a que es una escala que no experimenta saturación.

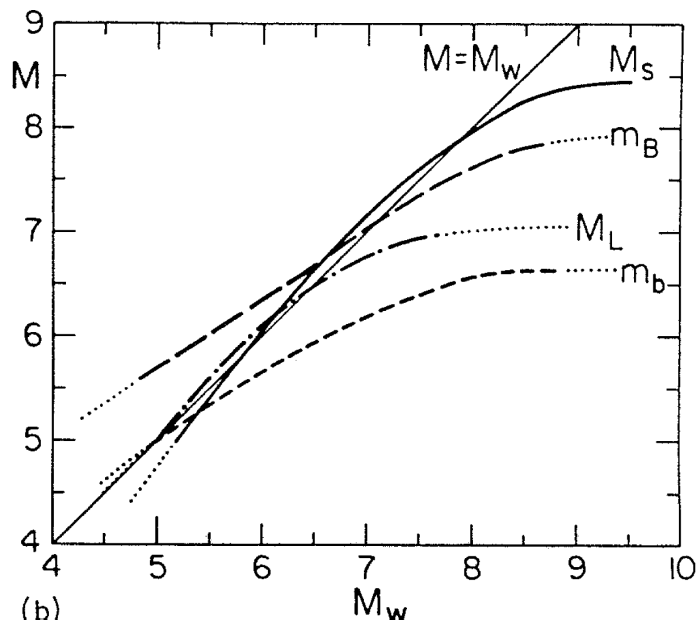


Figura 1.6. Relación entre las escalas de magnitud. Fuente: imagen tomada de [13].

1.5.3. Intensidad macrosísmica

La intensidad no es un parámetro que caracterice un sismo, pero estima los efectos y daños que se dieron en un determinado lugar por el evento ocurrido, complementando la información del sismo. El valor de intensidad depende del sitio observado, y por lo general es mayor cerca del epicentro y disminuye a medida que aumenta la distancia epicentral; aunque deben considerarse efectos locales ó de sitio, que a menudo tienden a amplificar o amortiguar las amplitudes de las ondas sísmicas, haciendo más complejo el problema en la estimación de intensidades.

Actualmente, la intensidad se puede estimar de dos maneras:

1. A través de una apreciación de los efectos ocasionados por un sismo.
2. Midiendo la aceleración o velocidad máxima en un sitio debido a un sismo.

En el primer caso, se evalúan los efectos y daños sucedidos en el sitio de interés, mediante observaciones o encuestas a las personas que hayan experimentado el movimiento. Posteriormente, con los resultados obtenidos, se asigna un grado de intensidad usando una de las escalas comparativas como: la Escala Modificada de Mercalli (MM), la Escala Macrosísmica Europea (EMS), la Escala Japonesa (JMA), entre otras.

Para el segundo caso, se determina la aceleración o velocidad máxima en el sitio de manera instrumental y se le asigna un valor de intensidad mediante relaciones estandarizadas entre ambas variables (escala de intensidad vrs medición instrumental); estas relaciones suelen depender de las características geológicas de la zona sísmica, donde las ondas se ven atenuadas. También es común el uso de ecuaciones empíricas de atenuación, para la estimación de valores máximos donde no hay instrumentos.

1.6. Programas para uso sismológico

Existen programas libres y con licencia, los cuales facilitan la adquisición, almacenamiento y análisis de registros sísmicos. Estos simplifican y reducen el tiempo de cálculo en la determinación de los diferentes parámetros sísmicos, a través del uso de algoritmos. Por ejemplo: estimación de hipocentros y de diferentes magnitudes, estadísticas de la sismicidad en una región, análisis de frecuencias, entre otros.

Entre los programas libres de mayor uso para la adquisición y el análisis de rutina en los centros sismológicos se encuentran:

1. SEISAN, desarrollado por J. Havskov y L. Ottemöller en la Universidad de Bergen, Noruega.
2. SeisComP, desarrollado por Centro de Investigación Geofísica de Alemania (GFZ, por sus siglas en alemán *GeoForschungsZentrum*).
3. Earthworm, desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés *United States Geological Survey's*).

4. GeoTool, desarrollado por los Laboratorios de Alejandría y el Centro de Estudios Sísmicos.
5. PITSA, desarrollado por Frank Scherbaum de la Universidad de Múnich, Alemania y James Johnson del IRIS (por sus siglas en ingles *Incorporated Research Institutions for Seismology*).
6. SAC, desarrollado con el propósito de estudiar las señales secuenciales, especialmente los datos de series de tiempo.

En la actualidad, varias instituciones usan programas que pueden realizar de manera automática la localización y la estimación de magnitud de un sismo, con el propósito de obtener información preliminar del evento lo más breve posible y estimar lo severo que haya sido. La obtención de esta información sirve principalmente a la población, industria, investigadores y a las autoridades de servicio civil, para saber donde dirigir la ayuda de ser necesaria.

2. SISMICIDAD EN GUATEMALA

Guatemala es un país que ha sido afectado por la ocurrencia de grandes sismos a través de su historia. La información de las características y efectos asociados a los eventos ocurridos se puede clasificar en dos periodos: pre-instrumental, en el cual solo hay información macrosísmica para los eventos; e instrumental, donde se tienen registros sísmicos de los eventos, más su información macrosísmica. Molina y Villagran (1990) consideran que en Guatemala, el periodo preinstrumental se da del año 1500 al 1900 y el periodo instrumental corresponde a partir del año 1900.

Para el periodo preinstrumental de Guatemala existen varios catálogos sísmicos, de los cuales Molina y Benito (2009) sugieren el estudio de Peraldo y Montero (1999); por indicar las fuentes consultadas, la calidad de la información, los parámetros obtenidos e incluir los resultados de catálogos y estudios publicados hasta el año de su publicación.

2.1. Marco tectónico

La sismicidad que ha ocurrido y ha sido localizada dentro y cerca del territorio de Guatemala, se debe a la situación tectónica del país, la cual es compleja y para conocerla es necesario describir un marco tectónico regional y local.

Dentro del marco tectónico regional, el territorio de Guatemala se encuentra atravesado por el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe, el cual genera una zona de cizalla que manifiesta un movimiento transcurrente y cuya evidencia son los sistemas de fallas de: Motagua, Chixoy - Polochic y Jocotán - Chamelecón (ver figura 2.1). Por otro lado, al sur de Guatemala, en el Océano Pacífico, se encuentra el límite convergente entre las placas de Coco y del Caribe, donde la primera está en subducción bajo la segunda a lo largo de la fosa Mesoamericana y cuya evidencia es el arco volcánico del país y una actividad sísmica profunda (> 30 km).

Dentro del marco tectónico local, se han identificado dentro del territorio de Guatemala, estructuras geológicas que indican fractura en la corteza, llamadas fallas locales. Estas fallas poseen una menor extensión de área comparado con las grandes

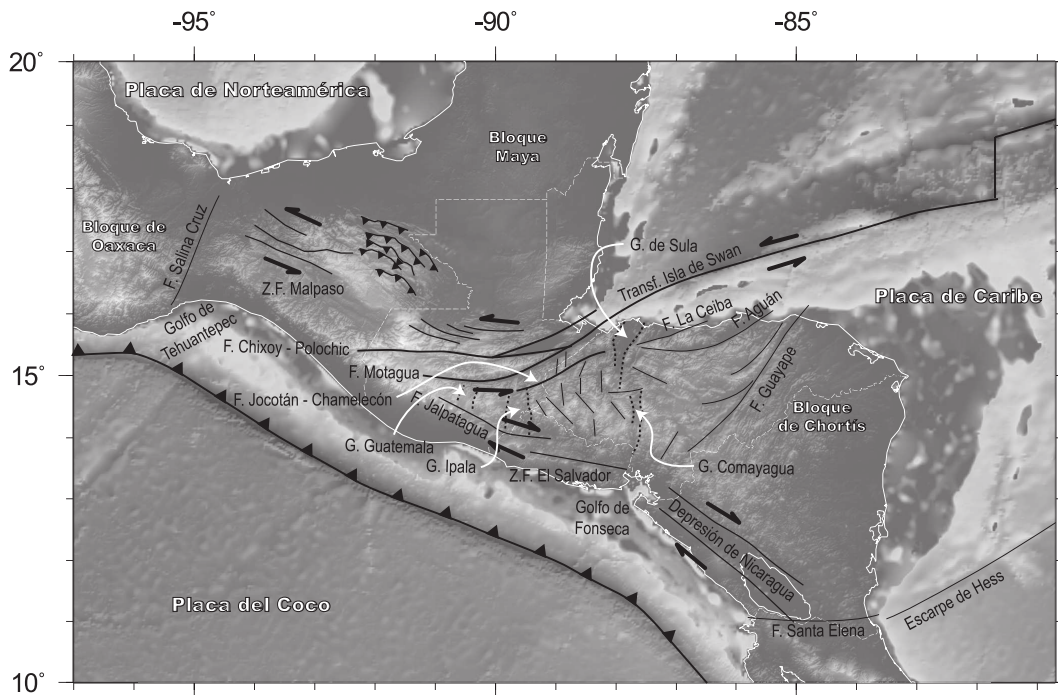


Figura 2.1. Tectónica regional de Guatemala. Fuente: imagen tomada de [1].

zonas de los límites entre placas tectónicas, que fueron mencionadas anteriormente. Algunas fallas locales identificadas en Guatemala son: la de Jalpatagua, la de Santa Catarina Pinula y la de Mixco; también están los graben de Ipala y de Guatemala (ver figura 2.1).

2.2. Monitoreo sísmico

Los límites entre las placas tectónicas y las fallas locales, mencionadas en la sección anterior, son las principales fuentes sísmicas que han causado sismos tectónicos dentro y cerca del territorio de Guatemala. Esta situación crea la necesidad en el país de monitorear e investigar la actividad sísmica a la que se ve afectada.

La visión de registrar la sismicidad en Guatemala empezó en el año 1925, a través del Observatorio Nacional; el cual mantuvo una vigilancia de los sismos usando dos sismógrafos mecánicos ubicados dentro de sus instalaciones. Posteriormente, en el año 1977, el Observatorio Nacional se convirtió en el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH); quien en la actualidad mantiene una red sísmica nacional con el propósito de monitorear la actividad sísmica que afecta al país, y a su vez investigar y generar información sismológica para el beneficio de la población.

2.3. Zonificación sismogenética

Una zonificación sismogenética implica delimitar zonas con una geometría definida, las cuales responden a un mismo patrón de sismicidad que las caracteriza y distingue. Para delimitar la geometría de las zonas se toma en cuenta la tectónica, la geodinámica y la geología de la región. Posteriormente, para darle validez a cada zona establecida en la región de interés, se debe modelar el patrón de sismicidad que manifiesta cada una; donde por lo general se describe a través de un modelo de recurrencia, estableciendo una relación entre la frecuencia de ocurrencia de los sismos en función de la magnitud.

2.3.1. Estudios realizados

Un estudio de zonificación sismogénetica sirve principalmente para delimitar y caracterizar los posibles agentes que puedan ser una amenaza sísmica en una región. En Guatemala se han hecho varias propuestas y dentro de los principales se puede mencionar las realizadas por: M. Villagran et al. (1995); J. P. Ligorria & C. Lindholm (1995); y B. Benito & E. Molina (2009). Cada uno de los estudios clasifica las fuentes en función de la profundidad en tres grupos: superficial, intermedio y profundo.

En la zonificación de M. Villagran et al. (1995), identifican 13 zonas en el grupo superficial y lo asocian a la sismicidad que ocurre a una profundidad de 0 a 51 km; en el grupo intermedio, identifican 2 zonas, asociado a la sismicidad que ocurre entre 50 a 125 km de profundidad; y en el grupo profundo, identifican 1 zona, y lo asocian a la sismicidad que ocurre a partir de los 125 km de profundidad (ver figura 2.2).

Para la zonificación de J. P. Ligorria & C. Lindholm (1995), identifican 10 zonas en el grupo superficial y lo asocian a la sismicidad que ocurre a una profundidad de 0 a 15 ó 20 km; en el grupo intermedio, identifican 1 zona, asociado a la sismicidad que ocurre entre 50 a 100 km de profundidad; y en el grupo profundo, identifican 1 zona, y lo asocian a la sismicidad que ocurre a una profundidad de 100 a 300 km (ver figura 2.3).

La zonificación de B. Benito & E. Molina (2009) identifican 7 zonas en el grupo superficial y lo asocian a la sismicidad que ocurre a una profundidad de 0 a 25 km; en el grupo intermedio, identifican 1 zona, asociado a la sismicidad que ocurre entre 25 a 60 km de profundidad; y en el grupo profundo, identifican 1 zona, y lo asocian a la sismicidad que ocurre a partir de los 60 km de profundidad (ver figura 2.4).

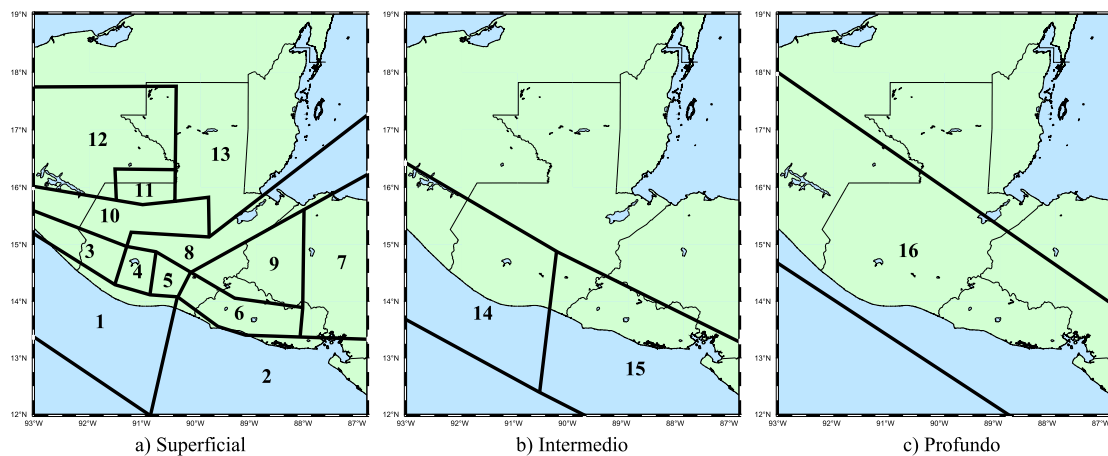


Figura 2.2. Zonas sismogénicas propuestas por M. Villagran (1995). Fuente: imagen modificada de [33].

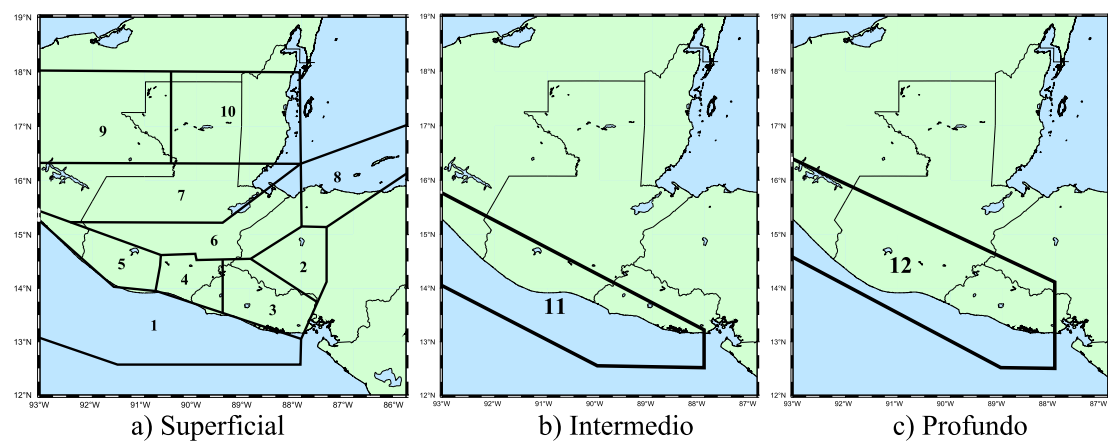


Figura 2.3. Zonas sismogénicas propuestas por J. P. Ligorria (1995). Fuente: imagen modificada de [17].

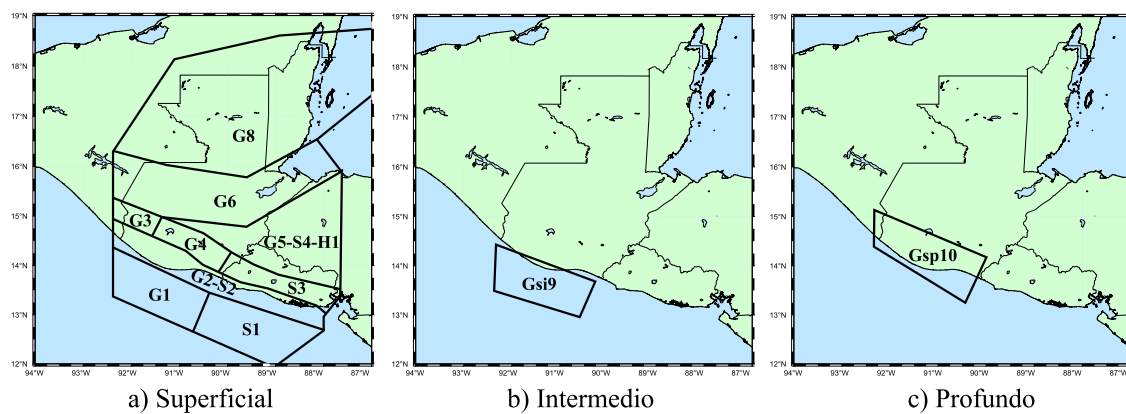


Figura 2.4. Zonas sismogénicas propuestas por E. Molina (2009). Fuente: imagen modificada de [3].

3. IDENTIFICACIÓN DE ZONAS SISMOGENÉTICAS

No existe un método para identificar zonas sismogénéticas en una región de interés, esto se aprecia al comparar las propuestas realizadas por los autores citados en el capítulo anterior, las cuales presentan resultados distintos para los rangos de profundidad asociados a las zonas superficiales, intermedias y profundas; también existe una variación en la cantidad de zonas identificadas y la forma geometría que tienen, principalmente en la región superficial. Por lo tanto, en las siguientes secciones se abordará los criterios que fueron utilizados para identificar y realizar la propuesta de zonificación sismogénética en este estudio.

3.1. Catálogo sísmico utilizado

Para proponer una zonificación sismogénética se necesita un catálogo sísmico, el cual describa como ha sido la sismicidad durante un periodo de tiempo en la región de interés; además el catálogo deberá ser completo y homogéneo. Un catálogo se considera completo si contiene todos los sismos que posiblemente han ocurrido en esa región a partir de una magnitud mínima, y homogéneo si la magnitud de los sismos tiene la misma escala.

Los datos sísmicos utilizados en esta investigación fueron proporcionados por el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSI-VUMEH), abarcan un periodo de 29 años, con un total de 43 mil 653 eventos. Los criterios para solicitar los datos a la institución fueron los siguientes:

1. La información de los sismos debe de estar en formato digital con el propósito de facilitar la obtención de resultados; por lo tanto la institución proporcionó datos desde el año 1984 hasta el último año completo en que se realizó la solicitud (2013).

2. Los sismos deben de localizarse dentro y cerca del territorio de Guatemala; por lo tanto se considera utilizar los eventos que se hayan dentro de las coordenadas de -94° a -87° de longitud y de 12° a 19° de latitud.

En la figura 3.1 se muestran la localización de los sismos proporcionados por el INSIVUMEH, basado en los criterios mencionados anteriormente.

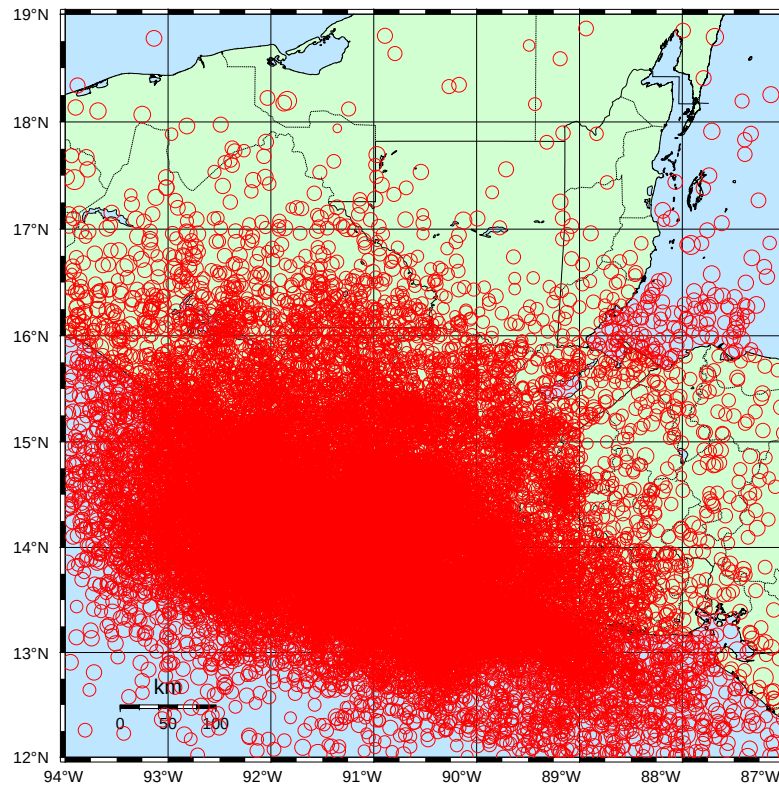


Figura 3.1. Sismicidad de 1984 a 2013. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

3.2. Criterios considerados para realizar la zonificación sismogénica

Se consideraran una serie de criterios, los cuales serán aplicados a los datos sísmicos proporcionados por el INSIVUMEH, para identificar algunas zonas sismogénicas en la región de la figura 3.1.

3.2.1. Certeza en la localización de los sismos

La localización de un sismo indica la ubicación de la fuente que generó el evento; por lo tanto, se busca tener certeza en la localización de los eventos del catálogo utilizado, ya que esto implica tener certeza en la ubicación de las fuentes que han

generado dichos sismos. Para abordar esta situación, se tiene que revisar los sismos del catálogo y relocalizar aquellos que estén mal analizados; sin embargo son muchos eventos (43 mil 653), por lo que se optará a depurar el catálogo basado en el error que presentan los sismos en su localización.

Los parámetros que caracterizan la localización de un sismo, se determinan a partir del tiempo de arribo de las diferentes ondas sísmicas que puedan ser observadas en los registros sísmicos de las estaciones que hayan registrado el evento. Esta interpretación la realiza un analista y dicha acción introduce un error humano e inevitable en la localización del evento; además el programa para determinar la ubicación del sismo también agrega un error en el cálculo de la localización, dando como resultado una región de incertidumbre donde posiblemente ocurrió el sismo.

En la figura 3.2 se ilustra el epicentro de un sismo (marcado por una X) y a su alrededor se proyecta la elipse de error (estimado a partir de los errores en latitud y longitud), la cual encierra el área donde pudo haber ocurrido el epicentro. Si la elipse fuera menor, implicaría un área más pequeña de incertidumbre, lo cual equivale a tener una mayor certeza de la ubicación (sobre la superficie) de la fuente que generó el evento.

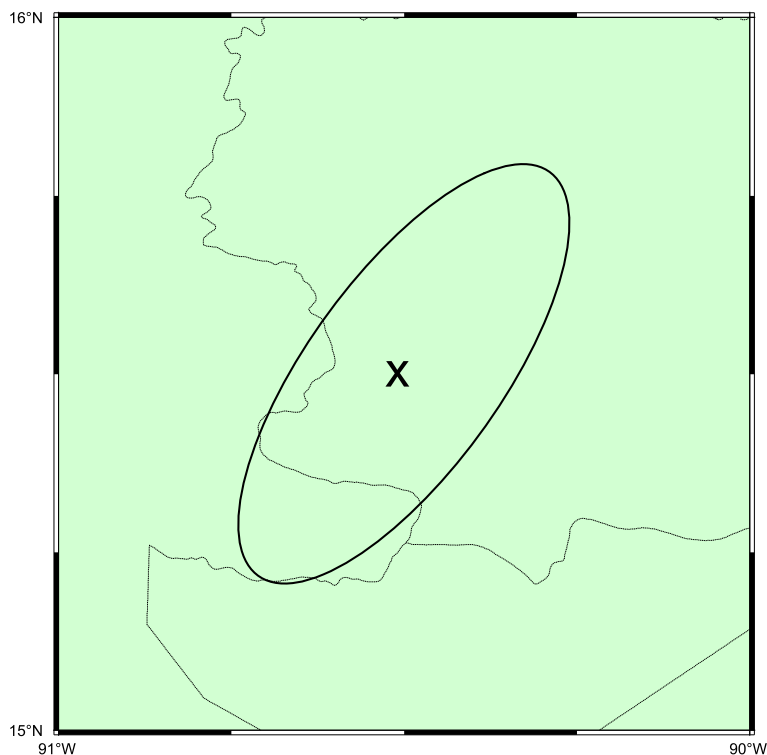


Figura 3.2. Elipse de error en la localización epicentral. Fuente: imagen realizada con el programa GMT.

Tomando en cuenta que se busca tener suficiente información de la sismicidad en la región de interés y a su vez con un grado de certeza aceptable en su localización, se seleccionará del catálogo sísmico la mayor cantidad de sismos con el menor error posible. Para analizar esta situación, se divide el número de eventos entre su error estimado para cada uno de los parámetros de localización (latitud, longitud y profundidad), con el objetivo de que dicho cociente pondere ambas variables y con ello identificar si es más importante tener muchos eventos con un valor de error grande o pocos eventos con un valor de error pequeño. Con esta idea, se propone seleccionar los sismos del catálogo que cumplen con las siguientes condiciones de error¹:

$$\begin{aligned} 0.1 \text{ km} &\leq \text{latitud} \leq 21.5 \text{ km} \\ 0.1 \text{ km} &\leq \text{longitud} \leq 20.5 \text{ km} \\ 1.1 \text{ km} &\leq \text{profundidad} \leq 16.5 \text{ km} \end{aligned} \quad (3.1)$$

Al aplicar las condiciones de 3.1 al catálogo, se reduce el mismo a un 42.7 %, quedando un total de 18 mil 648 eventos; los cuales se muestran en la figura 3.3.

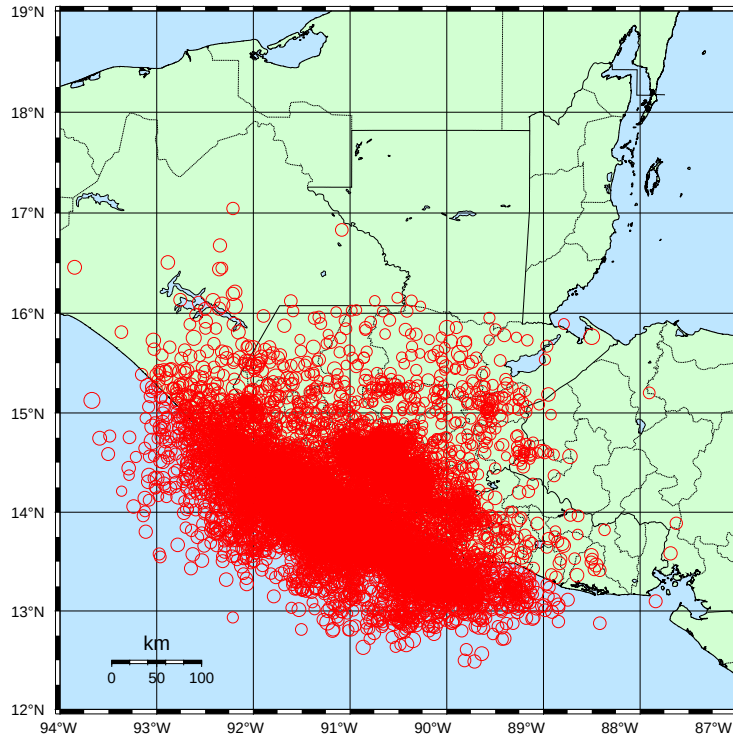


Figura 3.3. Sismos seleccionados luego de depurar el catálogo. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

¹ Ver apéndice A para más detalles.

3.2.2. Distribución espacial de los eventos

Luego de haber depurado el catálogo, se busca identificar (por observación) en el área de estudio, las regiones donde se da una acumulación considerable de sismos, con el propósito de proponerlas como zonas sismogénicas. Se considera que es imposible observar estas regiones en la figura 3.3, debido a que el mapa solamente ilustra la distribución de los eventos en función de latitud y longitud, sin informar la manera en que se distribuyen en función de la profundidad. Por lo tanto, para tener una percepción completa de la distribución espacial de los eventos, es necesario analizar la sismicidad por rangos de profundidad.

Para analizar la situación descrita anteriormente, se realizó una distribución de los eventos del catálogo depurado en función de la profundidad y con ello identificar en que regiones de dicho parámetro se presenta una cantidad considerable de sismos. Posteriormente se segmentó la distribución en distintos niveles de profundidad, considerando que un nivel es aquel donde la sismicidad es elevada y que el cambio o la transición entre un nivel a otro se da cuando la distribución muestra una disminución en la sismicidad. A partir de este análisis realizado, se proponen cuatro niveles de profundidad, los cuales son²:

1. Superficial: corresponde a la sección limitada entre 0.0 a 16.4 kilómetros de profundidad y contiene 8 mil 311 eventos (44.57 % del catálogo depurado).
2. Intermedio: corresponde a la sección limitada entre 16.5 a 38.7 kilómetros de profundidad y contiene 3 mil 712 eventos (19.91 % del catálogo depurado).
3. Profundo: corresponde a la sección limitada entre 38.8 a 97.3 kilómetros de profundidad y contiene 5 mil 649 eventos (30.29 % del catálogo depurado).
4. Difuso: esta sección inicia a partir de 97.4 kilómetros de profundidad y contienen 976 eventos (5.23 % del catálogo depurado). Este nivel se caracteriza por presentar varias regiones donde no se registra eventos.

La figura 3.4 muestra la sismicidad registrada en cada nivel propuesto y se observa las regiones que presentan una acumulación considerable de sismos. En el nivel superficial se identifica dos regiones, una ubicada en el territorio central de Guatemala y otro en el Océano Pacífico del país; además se percibe que hay mayor cantidad de eventos en la región central (ver figura 3.4 a). En el nivel intermedio se identifica dos regiones, cuya ubicación es similar a las regiones del nivel superficial,

² Ver apéndice B para más detalles.

pero se percibe mayor cantidad de eventos en el Océano Pacífico (ver figura 3.4 b). En el nivel profundo se identifica solamente una región y esta se ubica cerca de la costa sur de Guatemala (ver figura 3.4 c). Para el nivel difuso se identifica una sola región y esta abarca gran parte del territorio central del país (ver figura 3.4 d).

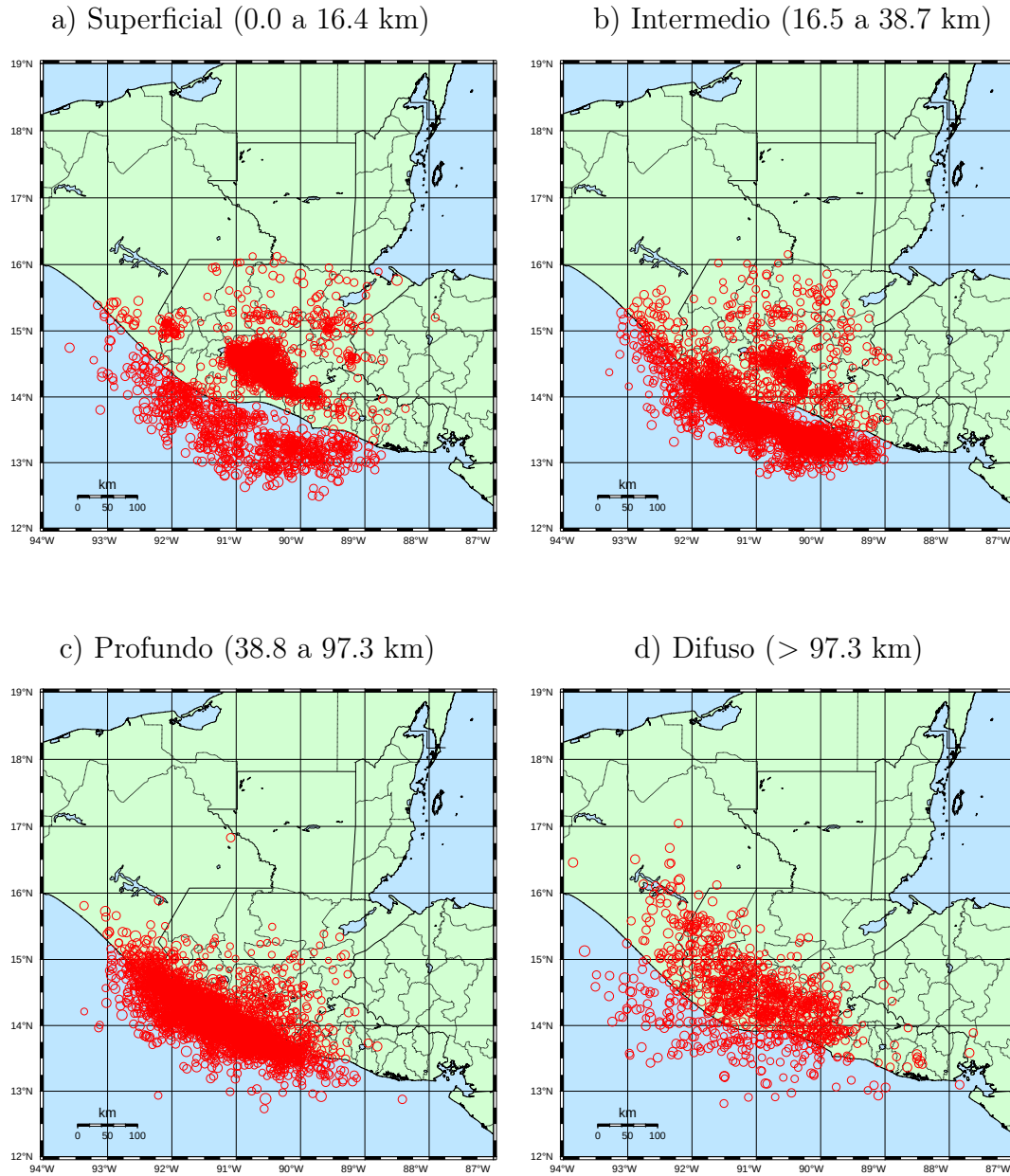


Figura 3.4. Sismicidad a diferentes niveles de profundidad. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

3.2.3. Delimitar la geometría de las zonas propuestas

Se considera que las regiones que fueron identificadas en la sección anterior, son zonas sismogénicas, debido a que presentan una acumulación considerable de sismos; sin embargo antes de proponerlas, se tiene que delimitar la geometría de cada una a través de un polígono y después nombrarlas como zonas. Para realizar esto, es adecuado conocer la geometría (en superficie y profundidad) de los límites entre las placas tectónicas y de las principales fallas locales involucradas en el área de estudio; también puede ser útil el uso de un modelo geodinámico del lugar, el cual ayuda a visualizar la forma que debe tener los polígonos de las zonas que serán propuestas.

En este estudio, para delimitar la geometría de las regiones identificadas, se optó por encerrar la acumulación de los sismos que se observa en cada nivel de profundidad a través de un polígono sencillo. Para aplicar esta idea, se toma en cuenta que la sismicidad trazada en los mapas de la figura 3.4 se representa mediante círculos, los cuales tienen un diámetro proporcional al valor de la magnitud de los eventos.

Se considera que el factor de proporcionalidad empleado en el trazado de los eventos desempeña un rol fundamental, ya que si el factor es grande se tiene círculos grandes y al bordear la sismicidad se podría estar sobrestimando la geometría de la zona; y por otro lado, si el factor fuera pequeño se podría estar subestimando la geometría. Esta idea se ilustra en la figura 3.5, donde se tiene tres mapas, cada uno con la misma cantidad de eventos, localizados en el mismo lugar y con igual magnitud (tamaño de los círculos iguales), pero diferentes factores de proporcionalidad; se aprecia que a medida que aumenta el factor, los círculos se empiezan a interceptar y esta percepción puede confundir en pensar que existe una acumulación considerable de sismos en una región de mayor área.

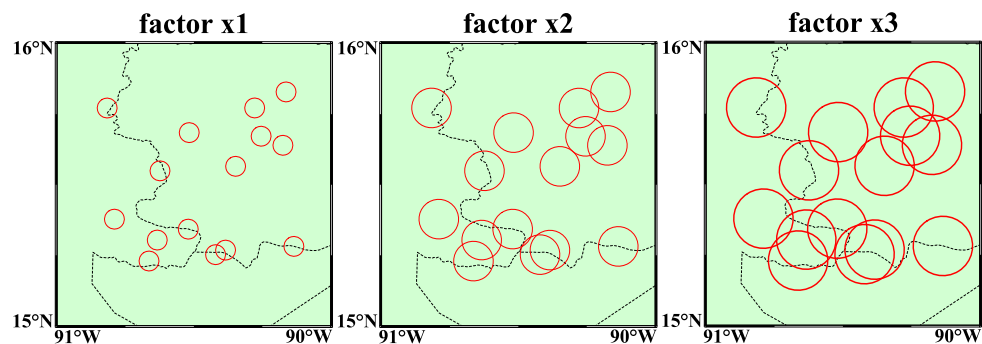


Figura 3.5. Efecto del factor de proporcionalidad. Fuente: imagen realizada con el programa GMT.

La descripción realizada de la figura 3.5, manifiesta la interrogante de qué factor de proporcionalidad es adecuado utilizar para trazar la sismicidad en cada nivel propuesto, ya que se busca bordear con un polígono sencillo las regiones que se observan con una acumulación considerable de sismos. Para abordar este problema, primero se determina el número de intersecciones entre los eventos (representados mediante círculos) en función del factor de proporcionalidad, mediante la siguiente ecuación:

$$\eta(e) = \frac{\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^n f(s_i \cap s_j) - n}{2} \quad (3.2)$$

Donde $\eta(e)$ es el número de intersecciones en función del factor de proporcionalidad e ; n es el número de eventos registrados en cada nivel de profundidad; y $f(s_i \cap s_j)$ es la función que determina si el evento i se intercepta con el evento j .

Posteriormente se considera que la cantidad de intersecciones tiene que darse con un factor elevado para no subestimar el área de polígono pero también deben darse con el menor factor posible para no sobrestimar la geometría de la zona. Para ponderar ambas variables se divide el número de intersecciones (η) entre el factor de proporcionalidad (e) y se selecciona en cada nivel aquel factor que presenta mayor cociente. Basado en esto, se propone trazar la sismicidad del nivel superficial, intermedio, profundo y difuso con un factor de 0.003, 0.008, 0.009 y 0.001 respectivamente³ (ver figura 3.6).

3.3. Zonas sismogénicas propuestas

Al comparar los mapas de las figuras 3.4 y 3.6, se considera que trazar la sismicidad de cada nivel de profundidad con un factor de proporcionalidad (e) adecuado, proporciona una nueva visión de las regiones donde se observa una acumulación considerable de sismos. Anteriormente en el nivel superficial se identificó dos regiones, una el territorio central de Guatemala y otra en el Océano Pacífico del país (ver figura 3.4 a); ahora en el mapa de la figura 3.6 a, se identifica cuatro regiones en el centro del país y la región del Pacífico no muestra ser significativa.

En el nivel intermedio, anteriormente se identificó dos regiones, una en el territorio central de Guatemala y otra en el Océano Pacífico del país, manifestando tener mayor cantidad de eventos la región del Pacífico (ver figura 3.4 b); al observar el mapa de la figura 3.6 b, se identifica una sola región en el Océano Pacífico

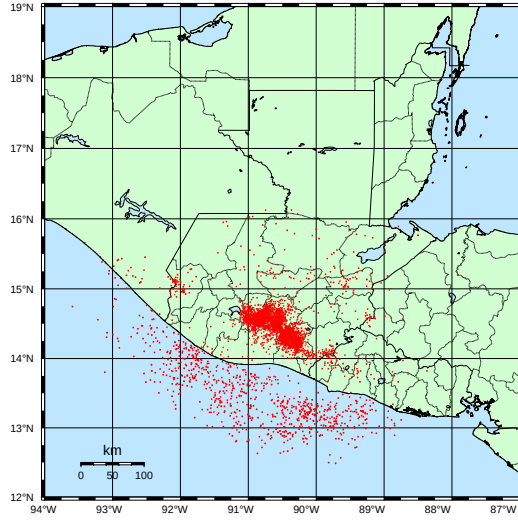
³ Ver apéndice C para más detalles.

de Guatemala y la que se encontraba en el centro del país se percibe con menos eventos.

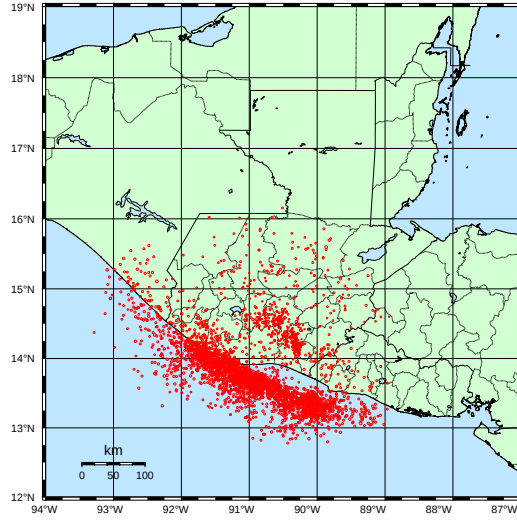
Para el nivel profundo, anteriormente se identificó una región y esta se ubicaba cerca de la costa sur de Guatemala (ver figura 3.4 c); ahora en el mapa de la figura 3.6 c, se observa que la región sigue presente pero con un área menor. Por último, para el nivel difuso se identificó una región que abarcaba gran parte del territorio central del país (ver figura 3.4 d); ahora al observar el mapa de la figura 3.6 d, se aprecia que esta región no es significativa.

Se propone como zonas sismogénicas para la República de Guatemala, las regiones donde se observa una acumulación considerable de sismos e identificadas en los mapas de la figura 3.6. En total son seis zonas y se muestran en las figuras 3.7 a la 3.9, donde la geometría de cada una se delimitó a través de un polígono sencillo, cuyas coordenadas geográficas que le dan forma se indican en la tabla 3.1. Se descartó el nivel difuso, dado que los sismos registrados en esta región, al ser trazada con un factor de proporcionalidad e adecuado, no muestra una acumulación significativa de eventos.

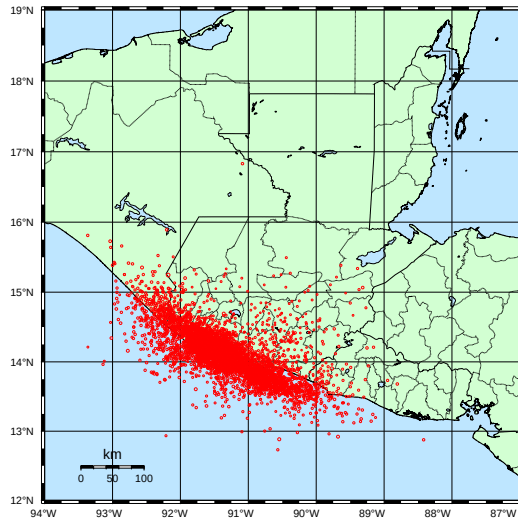
a) Superficial, trazado con un factor de 0.003



b) Intermedio, trazado con un factor de 0.008



c) Profundo, trazado con un factor de 0.009



d) Difuso, trazado con un factor de 0.001



Figura 3.6. Sismicidad trazada con factores de proporcionalidad adecuados. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVU-MEH.

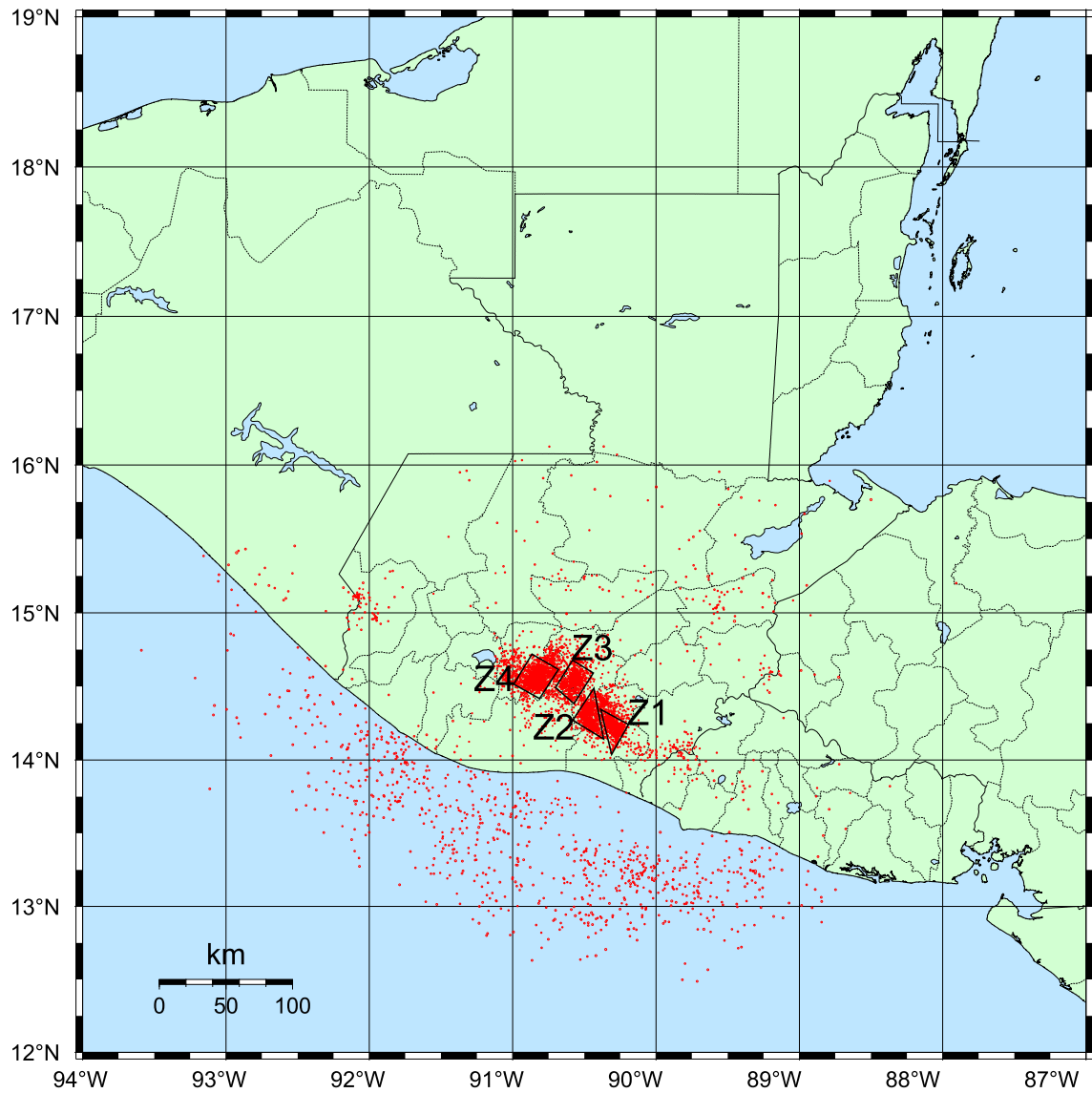


Figura 3.7. Propuesta de zonas sismogénicas superficiales. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

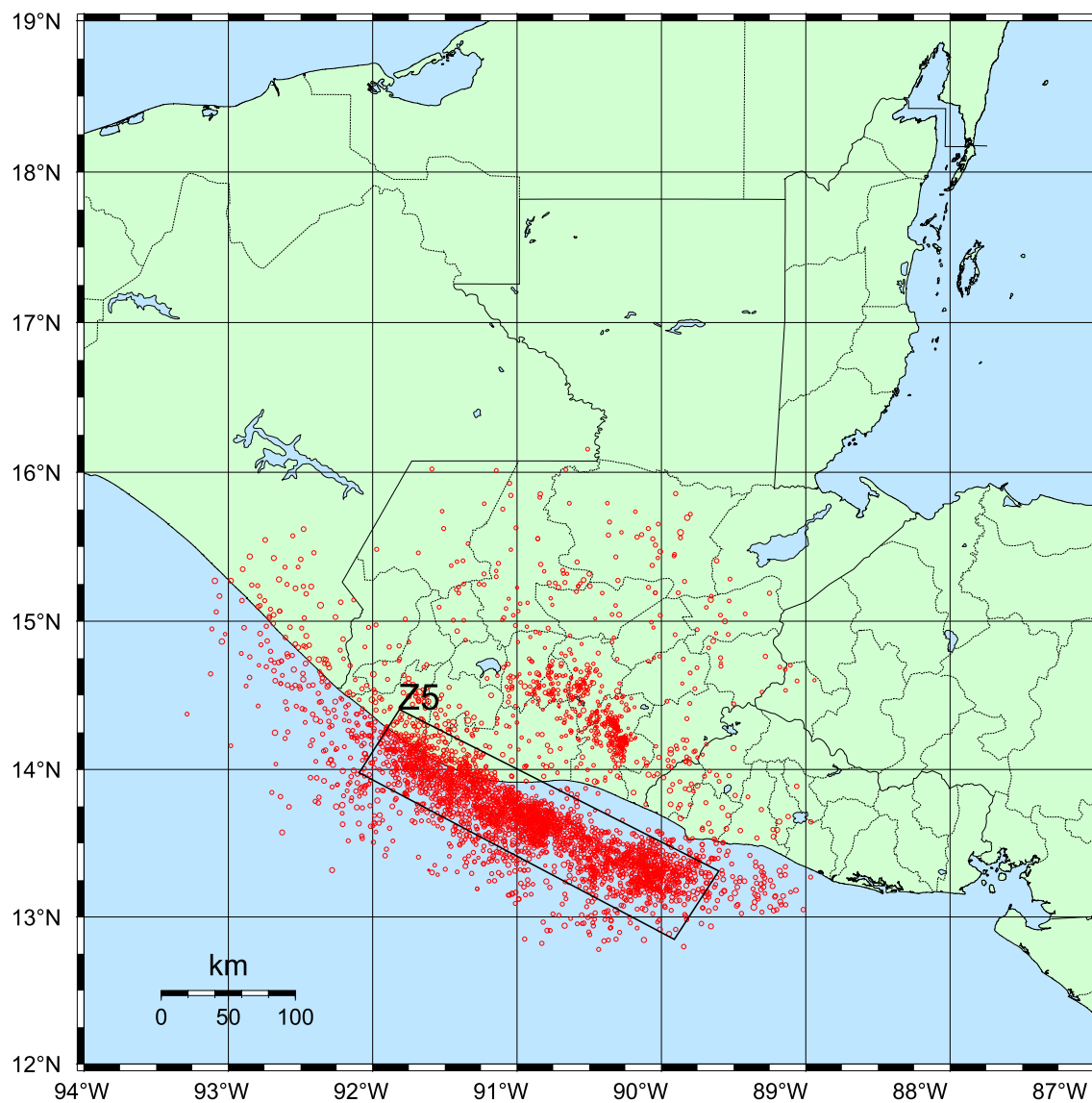


Figura 3.8. Propuesta de zona sismogenética intermedia. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

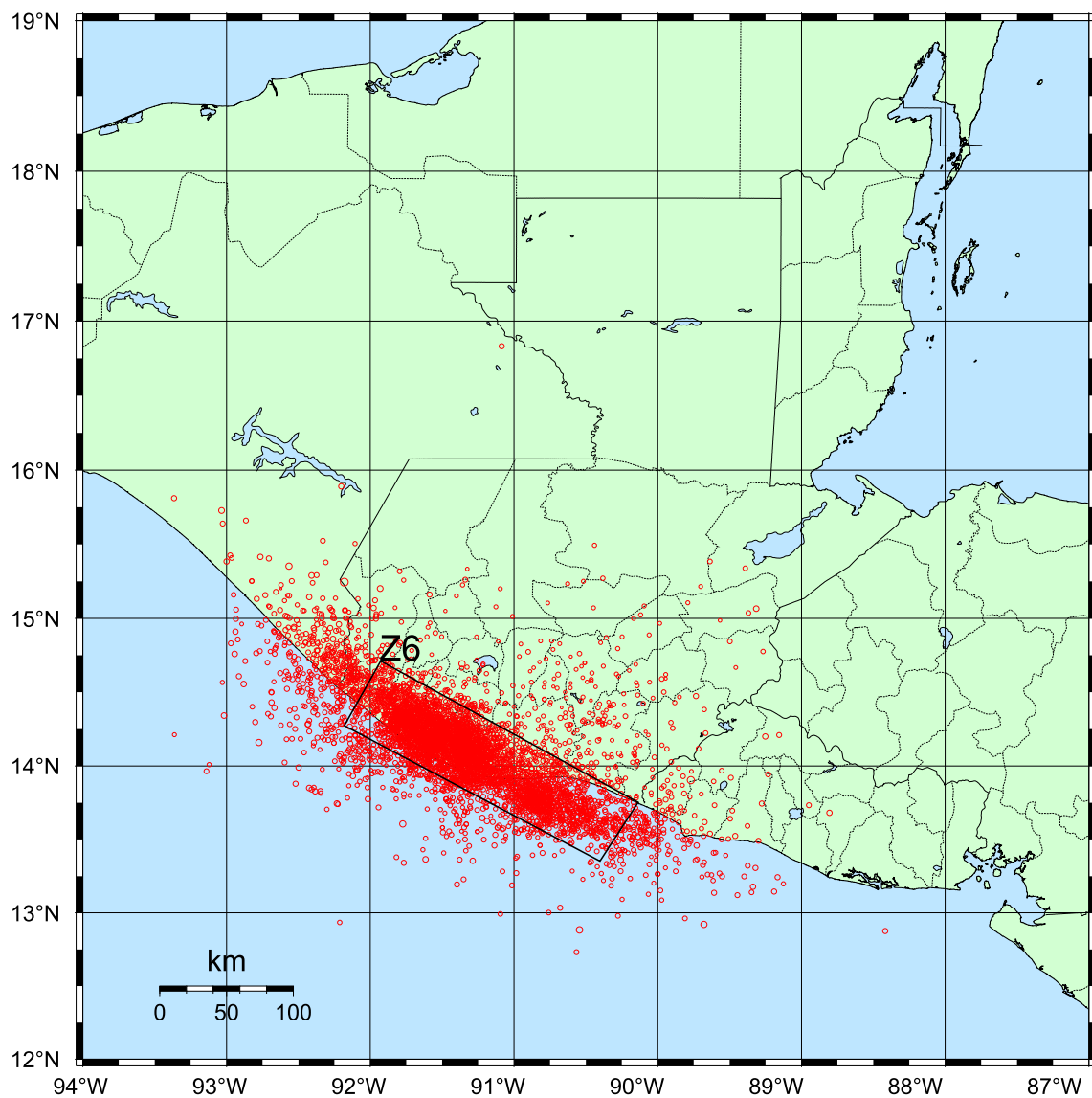


Figura 3.9. Propuesta de zona sismogenética profunda. Fuente: imagen realizada con el programa GMT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

Tabla 3.1. Coordenadas geográficas que delimitan las zonas sismogenéticas propuestas.

Zona	Coordenadas
Z1	(-90.27°, 14.02°) (-90.14°, 14.24°) (-90.35°, 14.35°)
Z2	(-90.32°, 14.13°) (-90.39°, 14.50°) (-90.55°, 14.27°)
Z3	(-90.53°, 14.38°) (-90.39°, 14.59°) (-90.54°, 14.68°) (-90.67°, 14.49°)
Z4	(-90.77°, 14.41°) (-90.63°, 14.62°) (-90.83°, 14.73°) (-90.96°, 14.51°)
Z5	(-89.91°, 12.84°) (-89.60°, 13.31°) (-91.82°, 14.41°) (-92.10°, 13.97°)
Z6	(-90.40°, 13.34°) (-90.13°, 13.75°) (-91.93°, 14.72°) (-92.19°, 14.27°)

4. CARACTERIZACIÓN DE LA SISMICIDAD PARA LAS ZONAS PROPUESTAS

En el capítulo anterior se propusieron seis zonas sismogénicas para la República de Guatemala, basado en las regiones donde se observó una acumulación significativa de sismos. Ahora se busca caracterizar la sismicidad de cada zona a través de una relación de recurrencia, donde se relacione la frecuencia en que ocurren los sismos en función de la magnitud.

4.1. El modelo de Gutenberg-Richter

Es un modelo empírico que fue propuesto por Gutenberg y Richter en el año de 1944 y es comúnmente usado para caracterizar la actividad sísmica de una zona sismogénica, asociado a una o más estructuras tectónicas (falla, sistema de fallas, límites entre placas tectónicas). El modelo establece que la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona sismogénica es constante, lo cual se describe a través de la siguiente ecuación:

$$\log(N) = a - bM \quad (4.1)$$

Donde el logaritmo del número acumulativo de sismos N , que superan un valor de magnitud M , varia de forma lineal en función de la magnitud; a y b son constantes características de la zona sismogénica.

Al aplicar el modelo de Gutenberg-Richter en una región de interés, hay que tener en cuenta que el modelo tiene implícitamente una distribución temporal de Poisson, lo cual equivale a considerar tres condiciones: a) los eventos son sucesos independientes en tiempo y espacio, b) los eventos no son simultáneos, y c) la la ocurrencia de un sismo no influye en la ocurrencia de otro. Sin embargo, esta consideración no describe del todo bien las observaciones sismológicas, debido que se conoce tres tipos de actividades sísmicas donde la ocurrencia de los eventos manifiestan una dependencia entre si, las cuales son:

1. Evento principal - réplicas. La actividad se caracteriza por la ocurrencia de un sismo de magnitud elevada, llamado evento principal, posteriormente se da una serie de sismos de magnitud menor y cuyo número de eventos va disminuyendo exponencialmente en función del tiempo, llamados réplicas.
2. Premonitores - evento principal - réplicas. Esta actividad es similar a la anterior, solamente que antes de ocurrir el evento principal se da una serie de sismos de magnitud menor al evento principal.
3. Enjambre sísmico. La actividad se caracteriza por una serie de sismos que varia de forma errática o aleatoria en función del tiempo, donde no se identifica un evento principal; por lo general, la secuencia de estos eventos ocurren en intervalos de tiempo muy corto.

4.1.1. El valor de b

La constante b en el modelo de Gutenberg-Richter indica la proporción entre los sismos de magnitud grande comparado con los de magnitud pequeña, para una zona sismogénica en particular; por lo cual es relevante en los estudios de amenaza sísmica, debido que sirve para proyectar la cantidad de sismos por rango de magnitud que pueden ocurrir en la zona. El valor de b varía entre 0.6 a 1.5, pero comúnmente esta cercano a la unidad.

La científica Felzer (2006) quien ha trabajado en estudios de amenaza sísmica en California, Estados Unidos, propone una serie de sugerencias y recomendaciones para la determinación del valor b en una zona sismogénica, las cuales son:

1. No hay evidencia significativa de que la variación del valor b se deba al tamaño de la zona. Esto se ve en la figura 4.1, donde Felzer estimó el valor de b en el estado de California, para distintas secciones cuadradas aproximadas de 100 km x 100 km, obteniendo para cada cuadrante un valor de b que se encuentra cercano a la unidad.
2. Es conveniente realizar el ajuste de los datos sísmicos a través del método de máxima verosimilitud (MLE, por sus siglas en inglés) en lugar de usar el método de mínimos cuadrados (LSQ, por sus siglas en inglés); debido que el ajuste por MLE busca el valor de b que optimiza la función de densidad de probabilidad del modelo de Gutenberg-Richter. En la figura 4.2, Felzer muestra los resultados obtenidos tras realizar 500 simulaciones para estimar el valor de

b usando los métodos de LSQ y MLE, las soluciones obtenidas para b con el ajuste de MLE muestran un rango de dispersión menor.

3. Contar con una cantidad suficiente de sismos para estimar un valor adecuado de b , lo cual se muestra en la figura 4.3, donde el valor de b tiende a uno a medida que la cantidad de sismos aumenta.
4. Identificar la magnitud mínima donde se considera que el catálogo se encuentre completo y a partir de este valor realizar el ajuste entre los datos y el modelo, tomando en cuenta que esta magnitud no debe determinarse por observación, debido que podría subestimarse el valor de b . Al observar la figura 4.4, se aprecia que el número de eventos acumulados que siguen la tendencia lineal del modelo de Gutenberg-Richter ocurre entre un valor de 1.0 a 1.5 de la magnitud; sin embargo, a partir de este valor el catálogo se encuentra un 50 % completo y de realizarse el ajuste se obtendría un valor de 0.8 para b . Por el contrario, si se selecciona la magnitud mínima donde el catálogo se encuentre lo más completo posible, se obtiene una mejor estimación de b .
5. Incluir sismos con magnitudes pequeñas y estimaciones grandes de error en la magnitud, causa un incremento en la determinación del valor b . Esto se ilustra en la figura 4.5, donde el valor de b se ve incrementado por usar eventos de magnitud baja pero con estimaciones grandes de error en la magnitud.

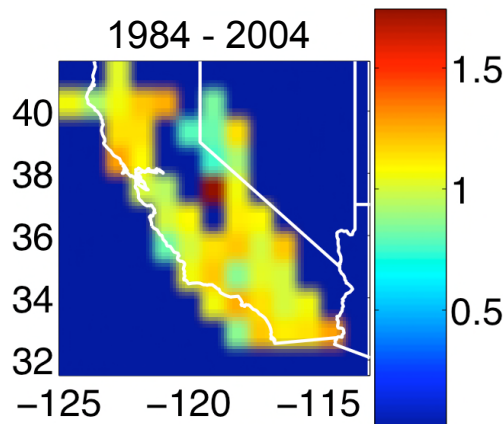


Figura 4.1. El valor b estimado en secciones aproximadas de 100 km x 100 km en California, Estados Unidos. Fuente: imagen tomada de [6].

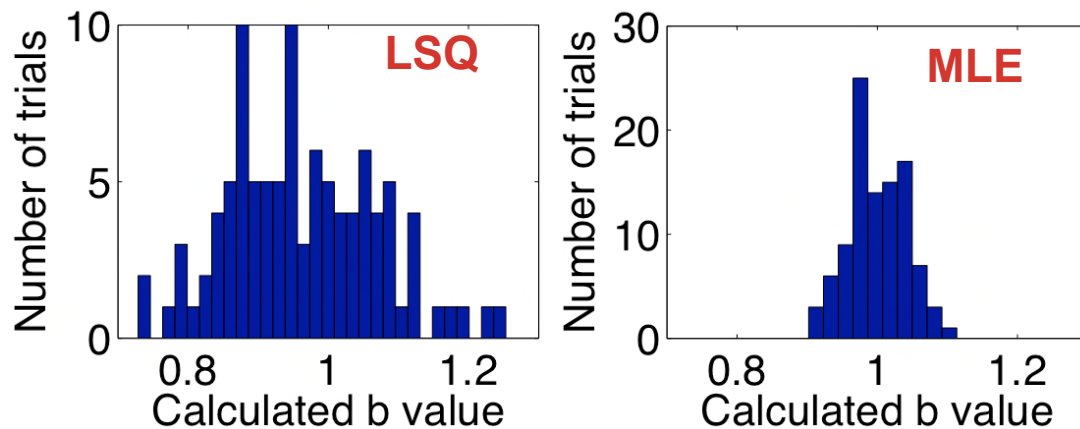


Figura 4.2. Comparación entre los métodos de ajuste de LSQ y MLE. Fuente: imagen tomada de [6].

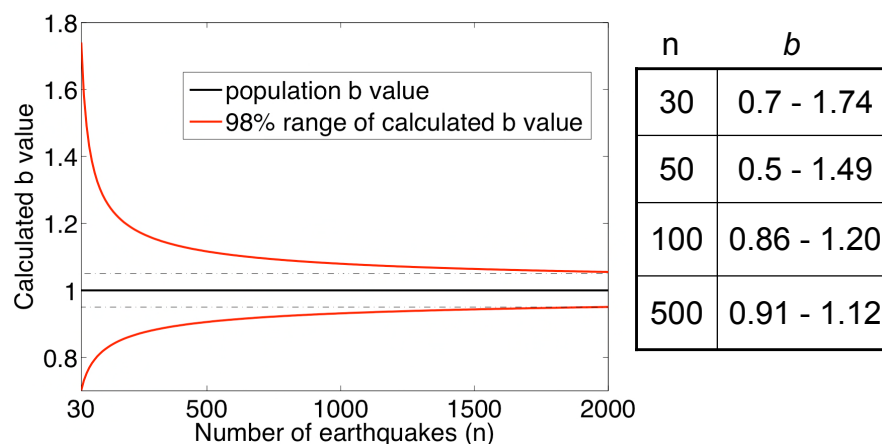


Figura 4.3. El valor b en función de la cantidad de sismos. Fuente: imagen tomada de [6].

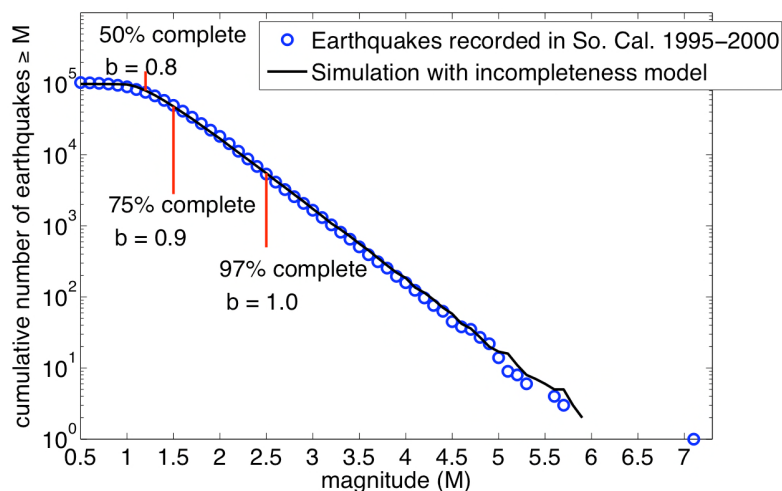


Figura 4.4. El valor b estimado a partir de la magnitud mínima de completitud del catálogo. Fuente: imagen modificada de [6].

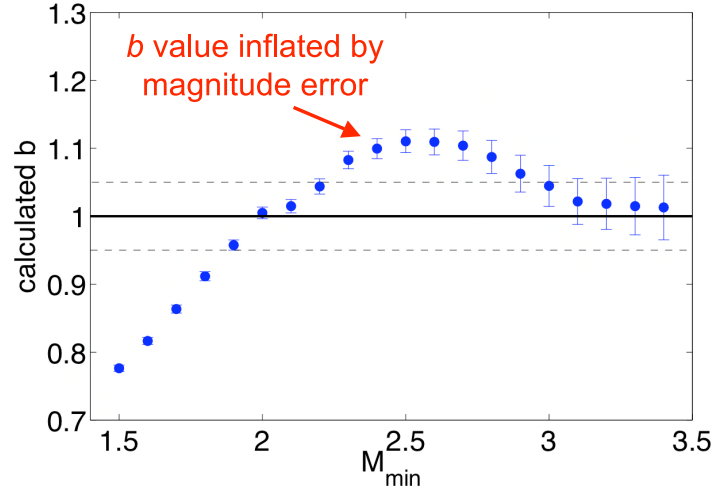


Figura 4.5. Incremento del valor b debido a errores grandes en la magnitud. Fuente: imagen tomada de [6].

4.2. Aplicación del modelo de Gutenberg-Richter

Con el propósito de caracterizar la actividad sísmica en las zonas sismogénicas propuestas, se aplicará el modelo de Gutenberg-Richter a los sismos confinados en cada una, tomando en cuenta los siguientes aspectos:

1. El catálogo sísmico proporcionado por el INSIVUMEH no se depuró de los eventos dependientes; es decir de los sismos que pueden ser considerados como premonitores, réplicas o enjambres. Esta labor no se hizo por el análisis complejo que requiere hacerse para cada año del catálogo⁴.
2. El ajuste entre los datos y el modelo se realizará entre un intervalo de completitud, limitado por una magnitud mínima ($M_{\min}$) y una máxima ($M_{\max}$). Para establecer la $M_{\min}$ y la $M_{\max}$ se propone observar la distribución de los eventos de cada zona en función de la magnitud; donde $M_{\min}$ será el valor de magnitud que presente la mayor cantidad de sismos y $M_{\max}$ será la mayor magnitud registrada.
3. El valor de b se obtendrá mediante el programa BVALUE, que forma parte de SEISAN, dado que realiza el ajuste entre los datos y el modelo usando el método de máxima verosimilitud (MLE).

⁴ 1) Conocer cómo fue la actividad sísmica de cada año. 2) Identificar los eventos principales para luego delimitar la región geográfica donde se localizaron las réplicas y/o los premonitores, así como el periodo de tiempo en el cual se registraron. 3) Identificar los enjambres sísmicos, la región geográfica donde ocurrieron y el periodo de tiempo que tardaron.

4. Los modelos obtenidos que describen la actividad sísmica de cada zona estarán en función de la magnitud coda⁵ (M_c), debido que el catálogo proporcionado por el INSIVUMEH se encuentra homogéneo para esta escala de magnitud.

Los resultados obtenidos tomando en cuenta los aspectos anteriores se muestran en la tabla 4.1, la cual indica para cada zona: el número total de sismos confinados (N_T); el número de eventos utilizados para el ajuste (n_Z); los valores de magnitud mínima ($M_{\min}$) y máxima ($M_{\max}$) para el intervalo de completitud; y los valores a y b obtenidos a través del método de ajuste de MLE. El número de eventos utilizados para el ajuste en cada zona será siempre menor al número total de sismos confinados en cada una ($N_T > n_Z$), debido que los datos eficaces para realizar el ajuste son aquellos que se encuentran dentro del intervalo de completitud.

A partir de los valores de la tabla 4.1, se propone en la tabla 4.2, los modelos que describen la actividad sísmica de cada zona sismogénica y la región geográfica en la que se encuentran. Los valores de $M_{\min}$ y $M_{\max}$ se obtuvieron de las distribuciones mostradas en las figuras de la 4.6 a la 4.11; donde en cada una se buscó el valor de magnitud que presenta la mayor cantidad de sismos y la mayor magnitud registrada.

Tabla 4.1. Valores obtenidos mediante el programa BVALUE.

Zona	N_T	n_Z	$M_{\min}$	$M_{\max}$	MLE	
					a	b
Z1	1958	1172	2.8	4.8	7.51	1.51
Z2	946	420	3.1	4.6	7.62	1.53
Z3	1007	564	2.8	4.8	5.70	1.02
Z4	1736	849	2.8	5.0	6.30	1.20
Z5	2399	1053	3.7	5.8	9.56	1.66
Z6	4189	2816	3.4	6.1	7.99	1.31

Tabla 4.2. Modelos que describen la actividad sísmica de las zonas propuestas.

Zona	Región	Modelo propuesto	Profundidad (km)
Z1	Santa Rosa	$\log(N) = 7.51 - 1.51Mc$	0.0 a 16.4
Z2	Santa Rosa	$\log(N) = 7.62 - 1.53Mc$	0.0 a 16.4
Z3	Guatemala	$\log(N) = 5.70 - 1.02Mc$	0.0 a 16.4
Z4	Sacatepéquez	$\log(N) = 6.30 - 1.20Mc$	0.0 a 16.4
Z5	Subducción	$\log(N) = 9.56 - 1.66Mc$	16.5 a 38.7
Z6	Subducción	$\log(N) = 7.99 - 1.31Mc$	38.8 a 97.3

⁵Tipo de magnitud local, basado en la duración de un sismo. $M_c \sim M_l$ y es confiable para eventos cuya magnitud es menor a siete ($M < 7$).

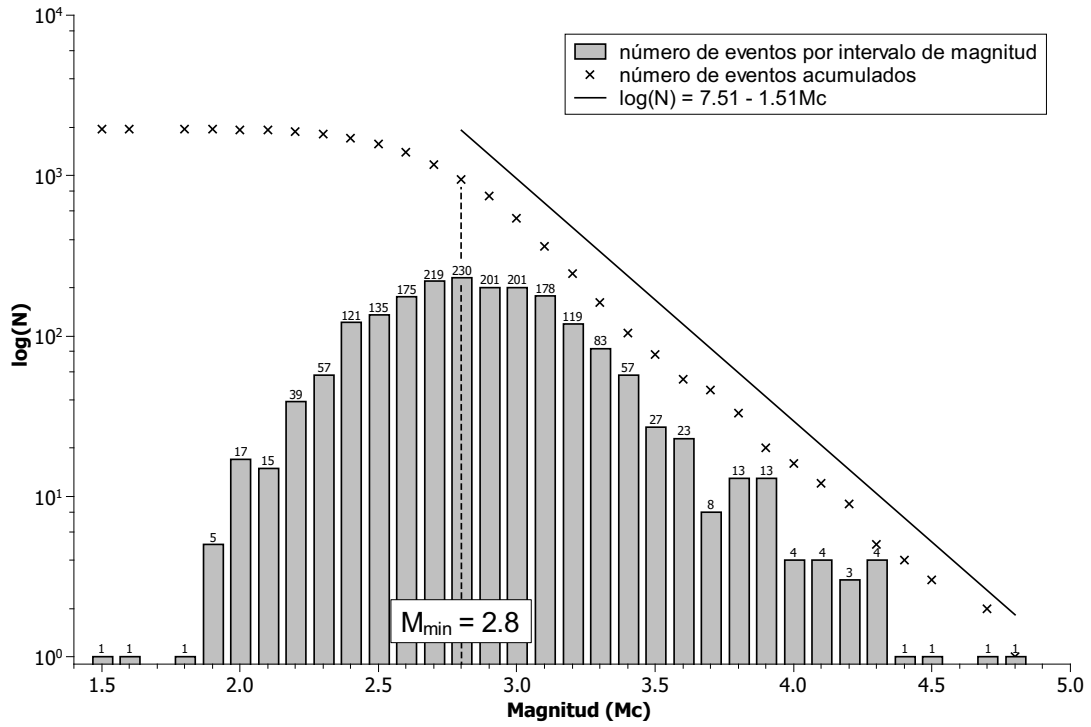


Figura 4.6. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 1 (Z1). Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

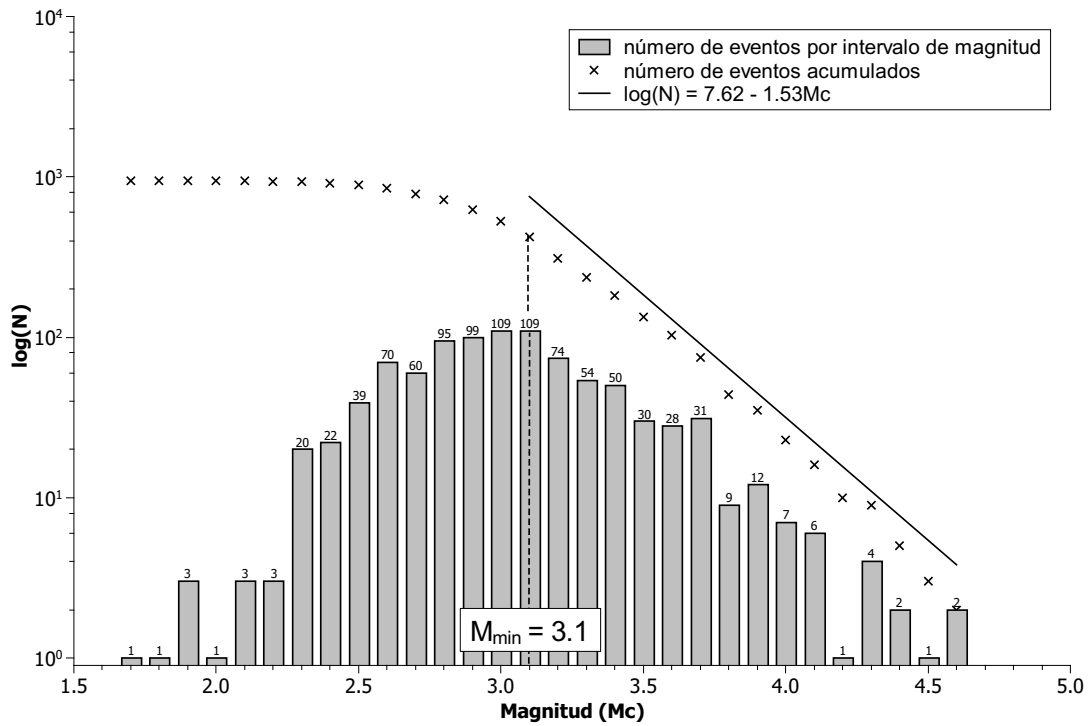


Figura 4.7. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 2 (Z2). Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

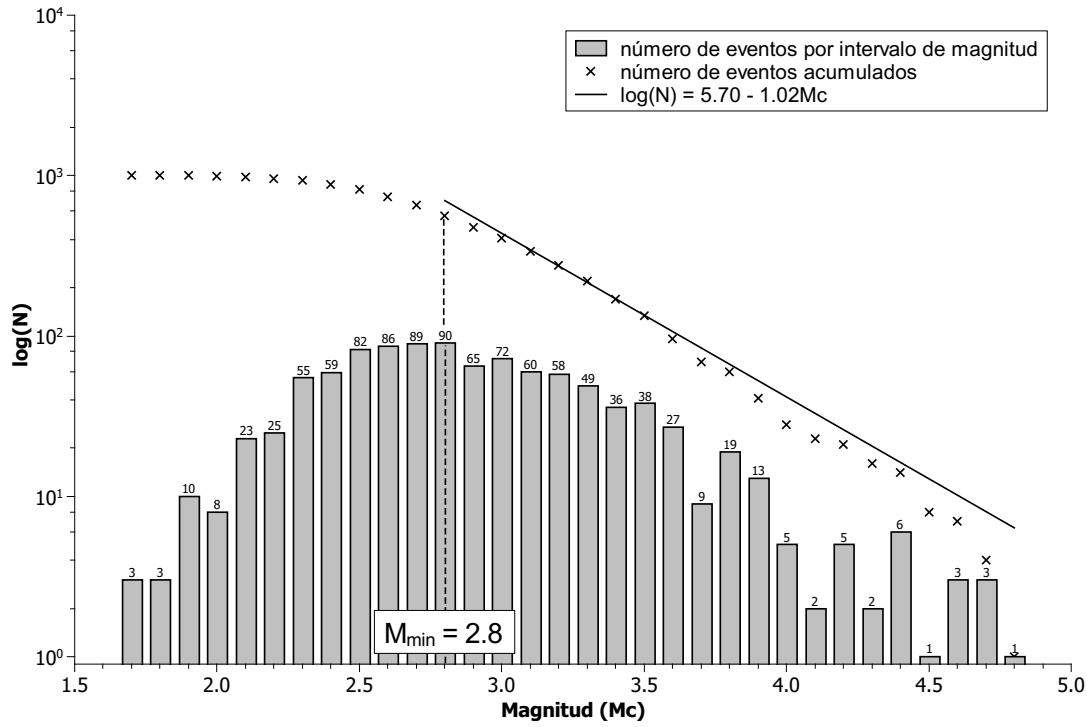


Figura 4.8. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 3 (Z3). Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

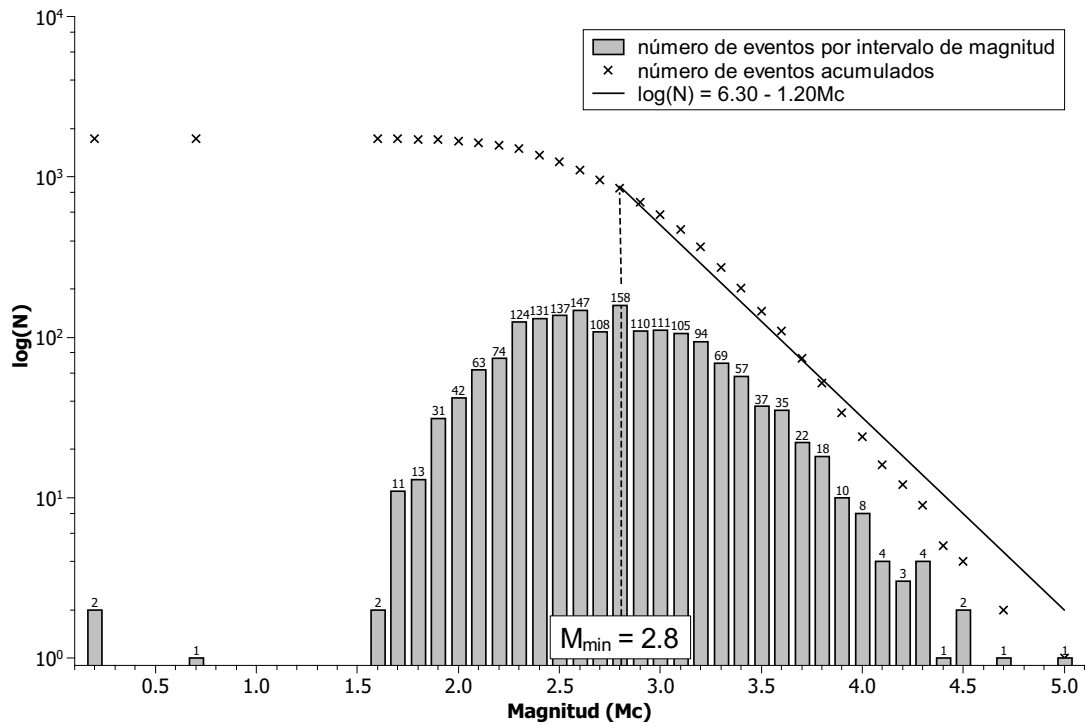


Figura 4.9. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 4 (Z4). Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

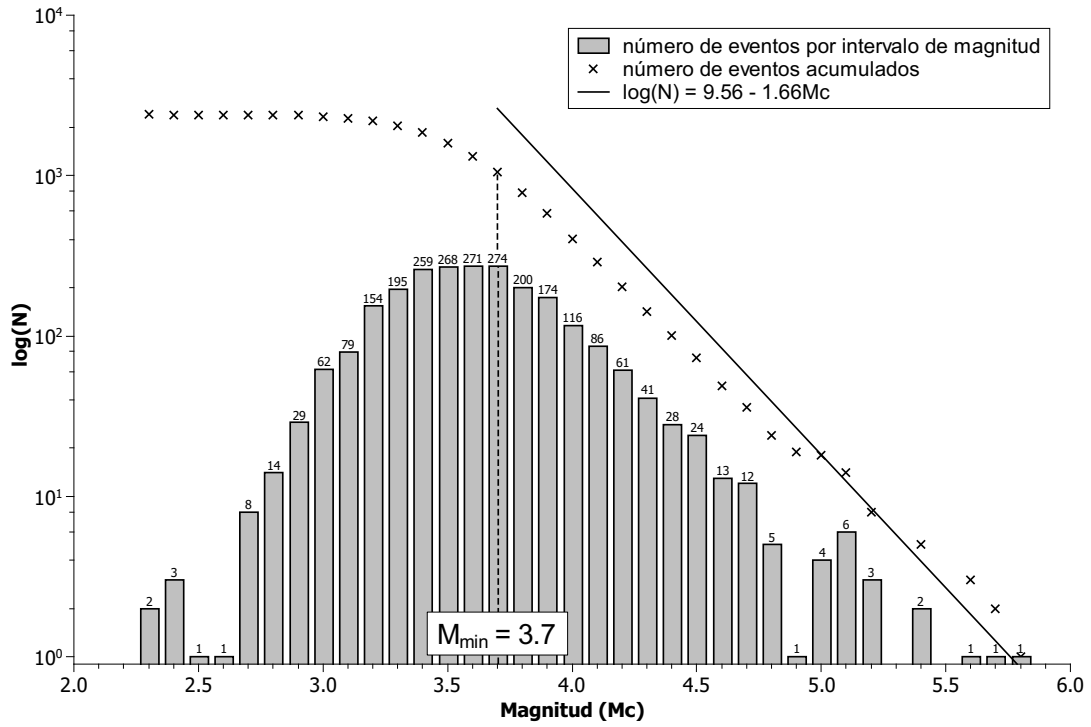


Figura 4.10. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 5 (Z5). Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

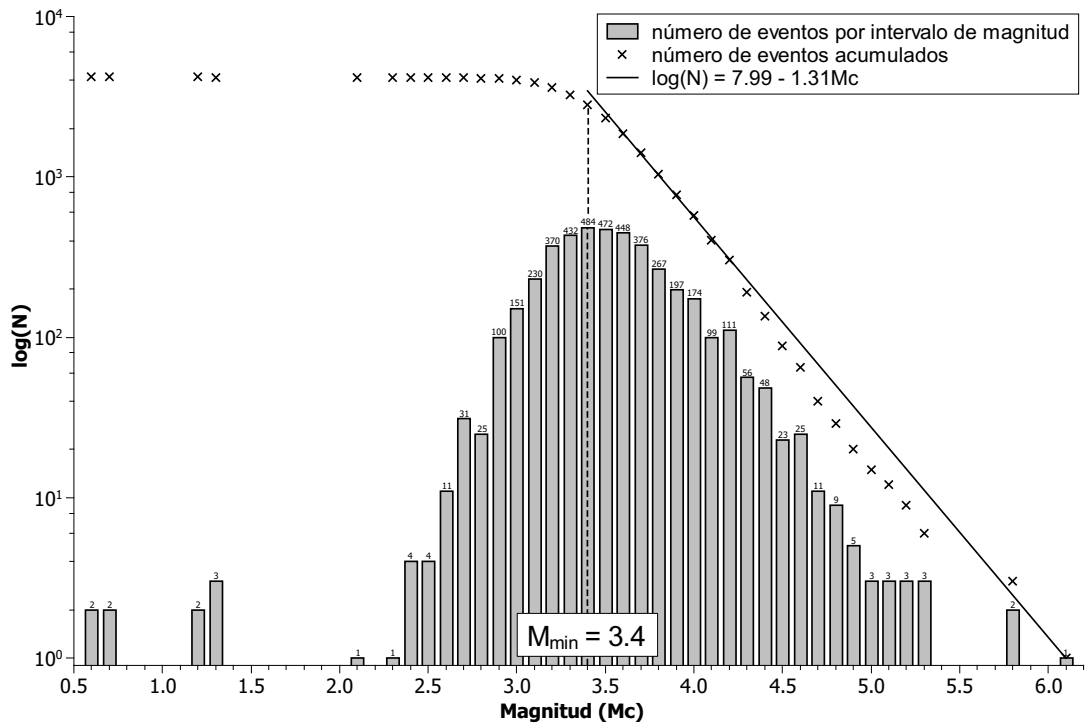


Figura 4.11. Modelo de Gutenberg-Richter para la zona 6 (Z6). Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

4.3. Discusión de las zonas propuestas

En la zona 1 (Z1), el intervalo de completitud se propone entre el rango de 2.8 a 4.8 de la magnitud. Al ubicar estos dos valores en la figura 4.6, se observa que el intervalo mínimo se encuentra donde la distribución de los sismos indica la mayor cantidad de eventos (230 sismos en $Mc = 2.8$) y el intervalo máximo es la mayor magnitud registrada en la zona ($Mc = 4.8$). Además se observa en la misma figura, que la propuesta del modelo no es aceptable, porque no intercepta a ninguno de los datos que indica el número de eventos acumulados.

Para la zona 2 (Z2), se propone que el intervalo de completitud se da entre el rango de 3.1 a 4.6 de la magnitud. Al observar la distribución de los sismos en la figura 4.7, se aprecia que los intervalos de magnitud de $Mc = 3.0$ y $Mc = 3.1$ presentan la mayor cantidad de eventos (109 sismos); por lo tanto, se optó por el mayor valor entre ambos ($Mc = 3.1$) para el intervalo mínimo, mientras que el intervalo máximo será la mayor magnitud registrada en la zona ($Mc = 4.6$). Siempre en la misma figura, se observa que la propuesta del modelo no intercepta con ninguno de los datos que indica el número de eventos acumulados, por lo tanto se considera que el modelo obtenido no es aceptable.

Para determinar el intervalo de completitud de las zonas 3, 4, 5 y 6 se observó en las figuras 4.8, 4.9, 4.10 y 4.11 la distribución de los sismos confinados en cada zona y se siguió el mismo planteamiento empleado en la zona 1; proponiendo para la zona 3 (Z3) el rango de 2.8 a 4.8 de la magnitud; para la zona 4 (Z4), el rango de 2.8 a 5.0 de la magnitud; para la zona 5 (Z5), el rango de 3.7 a 5.8 de la magnitud; y para la zona 6 (Z6), el rango de 3.4 a 6.0 de la magnitud.

Se considera que la propuesta de los modelos para las zonas 3 y 6 son aceptables, porque ambos modelos interceptan una buena cantidad de los datos que indican el número de eventos acumulados; ver figura 4.8 y 4.11 respectivamente. Por otro lado, la propuesta del modelo de la zona 4, se considera regular, porque intercepta solo algunos datos que indican el número de eventos acumulados en dicha zona; ver figura 4.9. El modelo propuesto para la zona 5 se considera que no es aceptable, porque solamente intercepta el número de eventos acumulados que muestran irregularidades en la tendencia del modelo de Gutenberg-Richter, dado que el número acumulado de eventos debería de ir decreciendo a medida que aumenta la magnitud y no mostrar un incremento; ver figura 4.10.

Los resultados obtenidos de los modelos que no son aceptables se puede deber a una inadecuada selección de las magnitudes $M_{\min}$ y $M_{\max}$, las cuales se asocian

al intervalo de completitud de cada zona. Esta selección inadecuada podría deberse a la falta de completitud del catálogo sísmico utilizado en este estudio, lo cual hace pensar que hay regiones en las cuales la red sísmica no tiene una buena capacidad de detección o bien la localización y estimación de magnitud de algunos eventos no es confiable.

En la figura 4.12 se muestra la propuesta de zonificación sismogenética para la República de Guatemala, a partir de los datos proporcionados por el INSIVUMEH. A las zonas propuestas, se les asocia las posibles estructuras tectónicas que originan la sismicidad observada en cada una, basado en la figura 2.1 y en el análisis sismotectónico realizado por Álvarez (2009). Se estima que la zona 1 y la zona 2 podría asociarse a la falla de Jalpatagua o a la depresión volcánica Centroamericana; la zona 3 podría asociarse al graben de Guatemala; en la zona 4 no hay un rasgo geomorfológico evidente, pero podría asociarse al arco volcánico; la zona 5 se considera que lo origina la subducción interfase; y la zona 6 podría asociarse a la transición de la subducción interfase a la intraplaca.

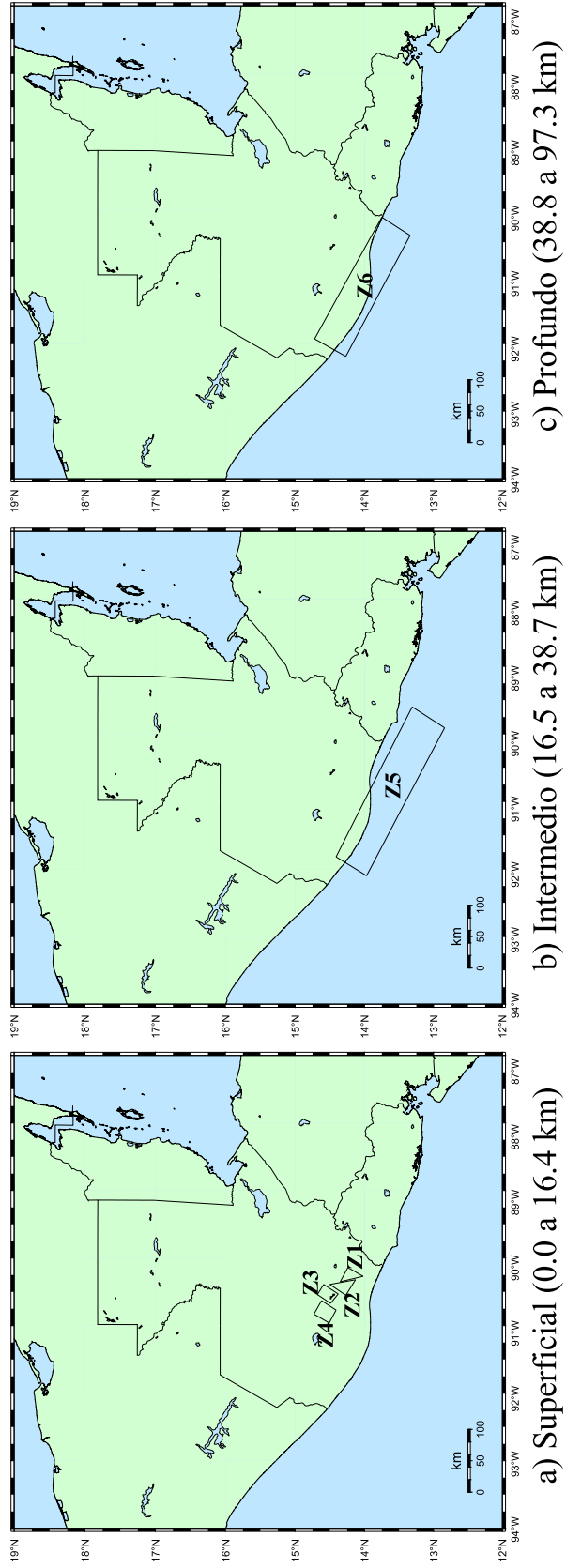


Figura 4.12. Propuesta de zonificación sismogénica para Guatemala. Fuente: imagen realizada con los programas GMT e Inkscape.

CONCLUSIONES

1. A partir del catálogo de sismos proporcionado por el INSIVUMEH, se logró identificar seis zonas sismogénéticas para la República de Guatemala, basado en las regiones donde se observó una acumulación significativa de eventos. De estas seis zonas, se propone que cuatro manifiestan una sismicidad superficial ($0.0 \leq h \leq 16.4$ km); una manifiesta sismicidad intermedia ($16.5 \leq h \leq 38.7$ km); y otra manifiesta sismicidad profunda ($38.8 \leq h \leq 97.3$ km).
2. Para tener certeza en la localización de los sismos del catálogo de INSIVUMEH, se optó por seleccionar la mayor cantidad de eventos con el menor error posible en su localización y esto conllevó a utilizar un 42.7 % de los datos para realizar la propuesta de zonificación sismogénética.
3. Los rangos de profundidad propuestos para la sismicidad superficial, intermedia y profunda se determinaron realizando una distribución de los eventos en función de la profundidad, donde la transición de un nivel a otro se presenta cuando el número de eventos es pequeño.
4. A partir de la descripción tectónica y del análisis sismotectónico realizado por Álvarez (2009), se considera que la actividad sísmica de la zona 1 y 2 podría asociarse a la falla de Jalpatagua o al arco volcánico; la zona 3 podría asociarse al graben de Guatemala; en la zona 4 no se encontró un rasgo geomorfológico evidente, pero podría asociarse al arco volcánico; la zona 5 podría deberse a la zona de subducción interfase; y la zona 6 podría asociarse a la transición de la zona de subducción interfase a la intraplaca.
5. Las zonas sismogénéticas propuestas se determinaron a partir de las regiones donde se observó una acumulación considerable de sismos, sin embargo con este criterio solamente se resaltaron algunas fuentes sísmicas que representan una amenaza para el país, dado que el sistema de fallas de Polochic – Motagua no apareció en este estudio como una zona sismogénética. Se considera que esto

se debe a la cobertura que tuvo la red sísmica nacional durante el periodo de tiempo utilizado en este estudio.

6. En este estudio se utilizó los sismos que fueron registrados de 1984 a 2013 por la red sísmica nacional, de los cuales se seleccionaron los eventos que tienen un error aceptable en su localización. Se identificaron seis zonas sismogénéticas y se considera que son las regiones donde la red brindó la mejor cobertura para el periodo de tiempo abarcado (29 años); dado que se conoce que hay otras zonas sismogénéticas por la historia sísmica de Guatemala y la información sismotectónica del país.

RECOMENDACIONES

1. Analizar la red sísmica nacional, con el objetivo de establecer la capacidad de detección que tiene en distintas regiones del país. Se considera que este estudio sería útil para el INSIVUMEH, quien podría utilizarlo para determinar donde instalar más estaciones sismológicas y con ello aumentar su capacidad de monitoreo sísmico.
2. El INSIVUMEH debería dirigir esfuerzos para tener un catálogo de sismos lo mas completo posible. Se considera que lograr esto depende de la cobertura que tenga su red sísmica para detectar eventos; un funcionamiento adecuado de sus estaciones sismológicas; y tener un control de calidad en el procesamiento de datos, con el propósito de tener una localización aceptable de los sismos que registra con una estimación adecuada de la magnitud.
3. Unificar o actualizar la información tectónica y geodinámica de Guatemala para tener un marco sismotectónico del país mas completo, el cual sería útil para realizar análisis sismotectónicos de la sismicidad superficial propuesta en este estudio.
4. Comparar todas las propuestas de zonificación sismogenética realizadas para Guatemala, con el propósito de establecer una zonificación oficial para el país, la cual serviría como base para realizar estudios de riesgo sísmico.
5. Considerar las zonas sismogenéticas propuestas en este estudio, con el propósito de evaluar el riesgo sísmico que representan para Guatemala o en planes de ordenamiento territorial.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] J. Álvarez Gómez. *Tectónica activa y geodinámica en el norte de Centroamérica*. Tesis de doctorado. Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Geodinámica, España, 2009.
- [2] M. Båth. *Introduction to seismology*. 2.^a ed. Tr. Verlag Basel Birkhäuser, 1979.
- [3] B. Benito y Y. Fernández (eds.). *Amenaza sísmica en América Central*. Entinema, España, 2009.
- [4] I. Bernal, H. Tavera y Y. Antayhua. Zonas sismogénicas en Perú: volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar. Consultado en diciembre de 2015 en http://www.igp.gob.pe/hernando.tavera/documentos/publicacion/articulos/bernal_otros_zonas.pdf.
- [5] K. E. Bullen. *An introduction to the theory of seismology*. 4.^a ed. Cambridge University Press, Estados Unidos, 1985.
- [6] K. Felzer. Calculating the Gutenberg-Richter b value. Consultado en diciembre de 2015 en <http://pasadena.wr.usgs.gov/office/kfelzer/AGU2006Talk.pdf>.
- [7] Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). ¿Qué es la sismología?. Consultado en diciembre de 2015 en www.funvisis.gob.ve/archivos/pdf/libros/funvisis_45_80.pdf.
- [8] Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Mecanismos focales. Consultado en diciembre de 2015 en http://www.funvisis.gob.ve/info_mecanismos.php.
- [9] J. Havskov y G. Alguacil. *Instrumentation in earthquake seismology*. Springer, Holanda, 2006.

- [10] J. Havskov y L. Ottemöller. *SEISAN: the earthquake analysis software*. Manual de la versión 8.2, 2008.
- [11] M. Herraiz. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. 1.^a ed. Universidad Nacional de Ingeniería -CISMID, Perú, 1997.
- [12] M. Herraiz y R. Lindo. Sismicidad inducida por embalses, análisis del efecto de carga. Consultado en diciembre de 2015 en [http://www.sociedadgeologica.es/archivos/geogacetas/Geo20\(6\)/Art31.pdf](http://www.sociedadgeologica.es/archivos/geogacetas/Geo20(6)/Art31.pdf).
- [13] International Association of Seismology and Physics of the Earth Interior (IASPEI), P. Bormann (ed.). *New manual of seismological observatory practice. (volumen 1)* GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ), Alemania, 2002.
- [14] H. Inoue. *Instrumentation and observation (design of seismic network)*. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering Building Research Institute (IISEE), Japón, 2012.
- [15] Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). *Boletín sismológico año 1982*. Sección de sismología, Guatemala.
- [16] O. Kulháněk. *Anatomy of seismograms*. ELSEVIER, Estados Unidos, 1990.
- [17] J. P. Ligorria y C. Lindholm. *Regional seismic hazard for Guatemala*. En: J. P. Ligorria. *Some aspects of seismic hazard assessment in Guatemala: crustal structure, attenuation, site response and regional seismic hazard*. Tesis de maestría. University of Bergen, Institute of Solid Earth Physics, Noruega, 1995.
- [18] W. Lowrie. *Fundamentals of geophysics*. 2.^a ed. Cambridge University Press, Estados Unidos, 2007.
- [19] Ludwig-Maximilians-Universität München, department of earth and environmental sciences. Seismometer – the basic principles. Consultado en diciembre de 2015 en http://www.geophysik.uni-muenchen.de/~igel/Lectures/Sedi/sedi_seismometry.pdf.
- [20] E. Molina y M. Villagran. *Aspectos generales de la sismicidad en Guatemala*. En: Aristóteles Vergara Muñoz (ed.). *Memorias del primer seminario taller sobre sismicidad de América Central*. CEPREDENAC, Guatemala, 1990.
- [21] W. Mooney. Seismic instrumentation. Consultado en diciembre de 2015 en escweb.wr.usgs.gov/share/mooney/Caribbean8.ppt.

- [22] National Earthquake Information Center (NEIC). Magnitudes. Consultado en diciembre de 2015 en http://seisan.ird.nc/USGS/mirror/neic.usgs.gov/neis/epic/code_magnitude.html.
- [23] National Earthquake Information Center (NEIC). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Consultado en diciembre de 2015 en <http://pubs.usgs.gov/of/1975/0311/report.pdf>.
- [24] P. Palacios, I. Molina y M. Segovia. *The Gutenberg-Richter law: assumptions, limitations and interpretations*. En: Statistics in Volcanology. Geological Society of London, Inglaterra, 2006.
- [25] G. Peraldo y W. Montero. *Sismología histórica de América Central*. Instituto Panamericano de Historia y Geografía, México, 1999.
- [26] F. Sauter. *Introducción a la sismología*. 1.^a ed. Instituto Tecnológico de Costa Rica, Costa Rica, 1989.
- [27] P. M. Shearer. *Introduction to seismology*. 2.^a ed. Cambridge University Press, Estados Unidos, 2009.
- [28] Servicio Sismológico Nacional de México (SSN). Magnitud de un sismo. Consultado en diciembre de 2015 en <http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/Magnitud-de-un-sismo.pdf>.
- [29] P. S. Upton. Generation of microseismic storms in the coral sea. Consultado en diciembre de 2015 en http://espace.library.uq.edu.au/view/UQ:300022/Dept_Geology_Papers_V_7.pdf.
- [30] United States Geological Survey's (USGS). Technical terms used on event pages. Consultado en diciembre de 2015 en <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/terms.php>.
- [31] A. U. Vallina y J. M. Rodríguez. *Fundamentos de sismología*. 1.^a ed. UCA editores, El Salvador, 1996.
- [32] M. Villagran. *Sismología, conceptos fundamentales, principales sismos del siglo XX en Guatemala*. Sección de sismología del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH), Guatemala, 1993.

- [33] M. Villagran, H. Cowan, H. Bungum, A. Dahle y C. Lindholm. *Seismic hazard assessment for Guatemala City*. En: M. Villagran. *Problems related to seismic hazard in Central America: magnitude estimation, attenuation of seismic waves, seismic hazard assessment for Guatemala City and site Response*. Tesis de maestría. University of Bergen, Institute of Solid Earth Physics, Noruega, 1995.
- [34] P. Wessel y W. Smith. GMT: technical reference and cookbook, versión 4.5.13. Consultado en diciembre de 2015 en https://www.soest.hawaii.edu/gmt/gmt/pdf/GMT_Docs.pdf.
- [35] Xunta de Galicia. La Tierra en continua evolución. Consultado en diciembre de 2015 en http://www.edu.xunta.es/portal/sites/web/files/protected/content_type/file/2012/10/15/-_ct_m4_unidade_3_cas.pdf.

APÉNDICE A

Análisis en el error estimado para los parámetros de localización

Se desea seleccionar la mayor cantidad de sismos con el menor error posible en su localización, con el propósito de tener suficiente información de la sismicidad en la región de interés y a su vez con un grado de certeza aceptable en su localización.

Para abordar el problema se gráfica el número de eventos en función del error de cada uno de los parámetros de localización (latitud, longitud y profundidad), como se muestra en la imagen superior de la figura A.1. En dicha imagen se aprecia que hay una cantidad considerable de eventos que tienen una estimación de error mayor o igual a 999.9 km, donde esta tendencia se da más en el error estimado para la profundidad; también resaltan los 2 mil 307 eventos que tienen asociados un error de 0.0 km en la profundidad, los cuales no implican que sean valores exactos, sino que tienen un error indeterminado en dicho parámetro y por ende se usa el valor 0.0 para representarlos.

La gráfica inferior de la figura A.1, muestra a una mayor escala, la sección de los eventos enmarcados en la gráfica superior y dentro de esta región se encuentran los sismos deseados para ser utilizados en la elaboración de la zonificación, debido a que tienen estimaciones bajas de error en sus parámetros de localización. También se observa cuál de los tres parámetros tiene mayor certeza en su determinación, siendo aquel que tenga mayor número de eventos en la región donde la estimación de error es baja; por lo tanto, se considera que los eventos deseados tienen mayor certeza en sus valores determinados para la longitud y menor certeza en sus valores determinados para profundidad.

Para seleccionar la mayor cantidad de sismos con el menor error posible en su localización, se divide el número de eventos entre el error estimado de cada parámetro de localización; con el propósito de que el cociente pondere ambas variables (número de eventos versus error de cada parámetro) y con ello identificar si es más importante tener muchos eventos con valores grandes de error o pocos eventos con valores pequeños de error. El resultado de esta operación se gráfica en función del

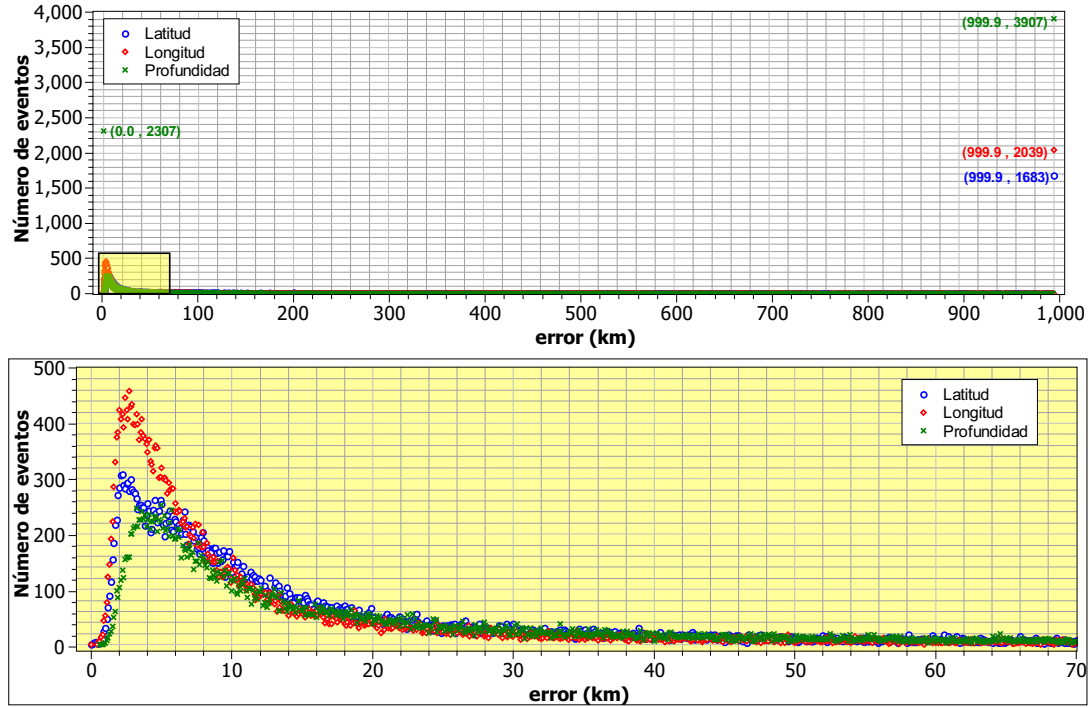


Figura A.1. Número de eventos en función del error, para cada parámetro de localización. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

error y se muestra en la imagen superior de la figura A.2, donde se vuelve a resaltar a una mayor escala la porción de eventos que presentan una estimación baja de error en los parámetros de localización.

Los cocientes asociados a 999.9 km de error de cada uno de los parámetros de localización (ver imagen superior de la figura A.2), serán utilizados como criterio para determinar la mayor cantidad de eventos con el menor error posible en su localización, dado que estos cocientes se obtuvieron a partir del mayor valor posible de error (999.9 km); de tal manera que serán seleccionados aquellos eventos cuyo cociente sea superior a 1.683 km^{-1} para la latitud, 2.039 km^{-1} para la longitud y 3.907 km^{-1} para la profundidad.

Los cocientes mencionados anteriormente se representan como rectas en la imagen inferior de la figura A.3, la cual ilustra que existe una cantidad de eventos cuyo cociente es superior a los establecidos anteriormente. Los eventos que cumplen con esa condición, están comprendidos entre los rangos de error de 0.1 a 21.5 km de latitud, 0.1 a 20.5 km de longitud y 1.1 a 16.5 km de profundidad. Estos rangos de error serán utilizados para seleccionar la mayor cantidad de sismos con el menor error posible en su localización.

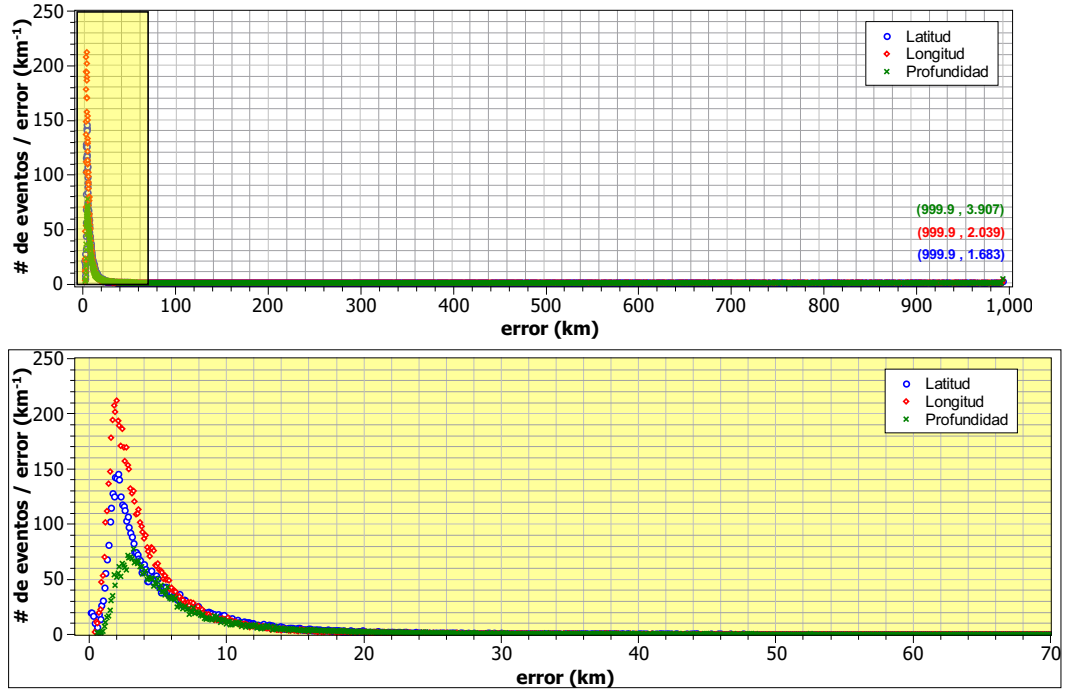


Figura A.2. Número de eventos dividido entre su error, para cada parámetro de localización. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

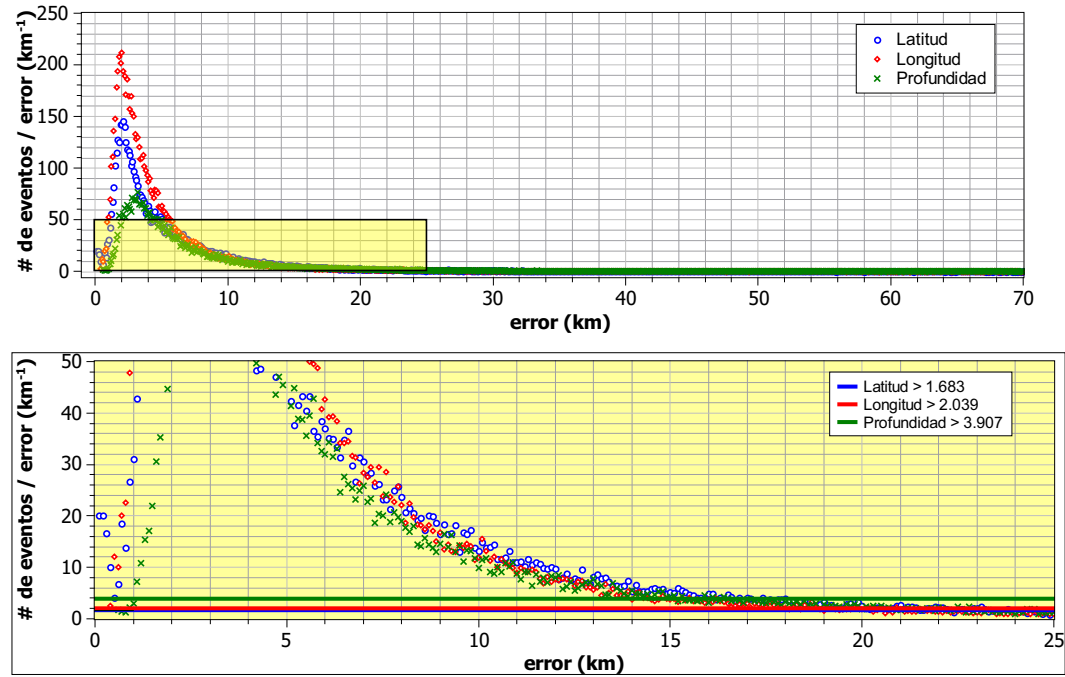


Figura A.3. Región donde se encuentra la mayor cantidad de eventos con el menor error posible. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

APÉNDICE B

Distribución de los sismos en función de la profundidad

Utilizando los eventos del catálogo depurado, se procede a realizar la distribución de los sismos en función de la profundidad, con el propósito de proponer secciones o niveles donde la sismicidad es elevada. La imagen superior de la figura B.1 muestra la distribución realizada, la cual indica el número de eventos en función de la profundidad, a medida que este parámetro varía cada 0.1 kilómetros⁶.

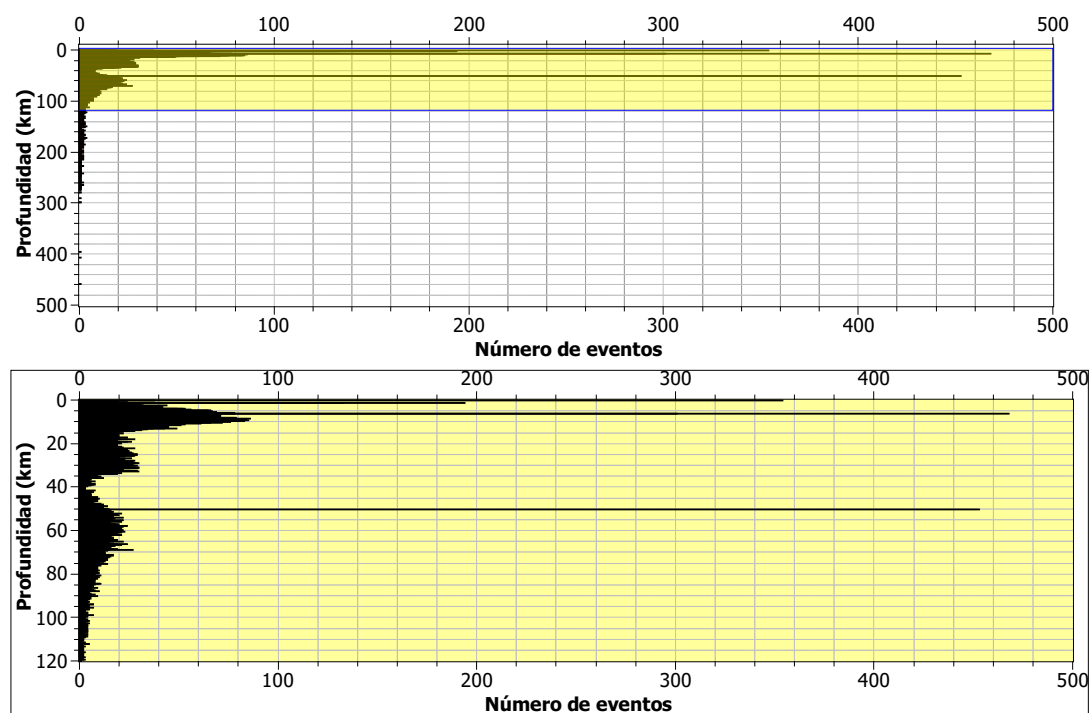


Figura B.1. Distribución de los sismos en función de la profundidad. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

Para realizar una propuesta de niveles de profundidad, se considera que un nivel es aquel donde la sismicidad es elevada y que el cambio o la transición entre

⁶ Los valores de profundidad reportados para los eventos del catálogo tienen una cifra significativa.

un nivel a otro se da cuando la sismicidad es baja. La imagen inferior de la figura B.1, resalta a una mayor escala los eventos que se distribuyen entre 0.0 a 120.0 km; en la cual se observa regiones donde aumenta la sismicidad y luego disminuye. También se observa líneas pronunciadas, con una cantidad elevada de sismos en valores específicos de la profundidad, las cuales se deben al modelo de velocidades utilizado en la localización de los sismos.

Con la idea de proponer distintos niveles, se analiza la imagen inferior de la figura B.1. Se observa que de 0.0 a 20.0 km, la sismicidad aumenta y decrece rápidamente; posteriormente se observa que de 20.0 a 40.0 km, la sismicidad se mantiene casi constante, pero disminuye cerca de los 40.0 km; y por último se observa que a partir de los 40.0 km la sismicidad aumenta y luego disminuye gradualmente, hasta tener regiones donde no se registran eventos (ver imagen inferior de la figura B.2).

Con la descripción anterior, se tiene una idea preliminar de la cantidad de niveles y el rango de profundidad que abarca cada uno. Para presentar una propuesta final, se estima los límites que separan a un nivel de otro, los cuales se consideran que ocurren cuando la sismicidad disminuye (valores de profundidad con el menor número de eventos).

Tomando la idea anterior y la descripción realizada de la imagen inferior de la figura B.1, se propone que existe un límite de separación entre 0.0 a 20.0 km de profundidad y dentro de este rango se identificó que los valores de 14.7, 17.0 y 17.6 kilómetros presentan la menor cantidad de eventos (11 sismos). Se considera que el límite que separa a los dos niveles se encuentra cercano a estos valores; por lo tanto se propone un promedio de estas tres cantidad como el valor representativo de dicho límite, el cual es de 16.4 km.

Continuando con el mismo análisis de la imagen inferior de la figura B.1, se propone que existe otro límite de separación entre 20.0 a 60.0 km de profundidad y dentro de este rango se identificó que los valores de 36.7, 36.9, 39.6, 39.8 y 40.4 kilómetros presentan la menor cantidad de eventos (0 sismos). De nuevo se considera que el límite que separa a los dos niveles se encuentra cercano a estos valores y al determinar el promedio de estas cinco cantidades se tiene que el valor representativo de dicho límite es de 38.7 km.

A partir de los 60.0 km de profundidad, se observa en la imagen inferior de la figura B.1 que la sismicidad disminuye gradualmente y se identificó que a partir de los 97.3 km se empieza a tener regiones donde no se registran eventos (ver imagen inferior de la figura B.2). Debido a que no es posible notar una sola región donde la sismicidad sea baja, se propone que a partir de 97.3 km de profundidad comienza

una región donde la sismicidad es difusa; es decir, donde se observa varias regiones con ausencia de eventos.

Con los valores propuestos de los límites que separan un nivel de otro, se propone lo siguiente:

1. De 0.0 a 16.4 kilómetros de profundidad se tiene un nivel, el cual será llamado superficial.
2. De 16.5 a 38.7 kilómetros de profundidad se tiene otro nivel, el cual será llamado intermedio.
3. De 38.8 a 97.3 kilómetros de profundidad se tiene un tercer nivel, el cual será llamado profundo.
4. A partir de 97.4 kilómetros de profundidad se tiene una sismicidad difusa, en la cual se tiene regiones donde no hay eventos registrados (0 sismos).

La figura B.3 muestra la distribución de los eventos del catálogo depurado en función de la profundidad comparado con los niveles propuestos anteriormente.

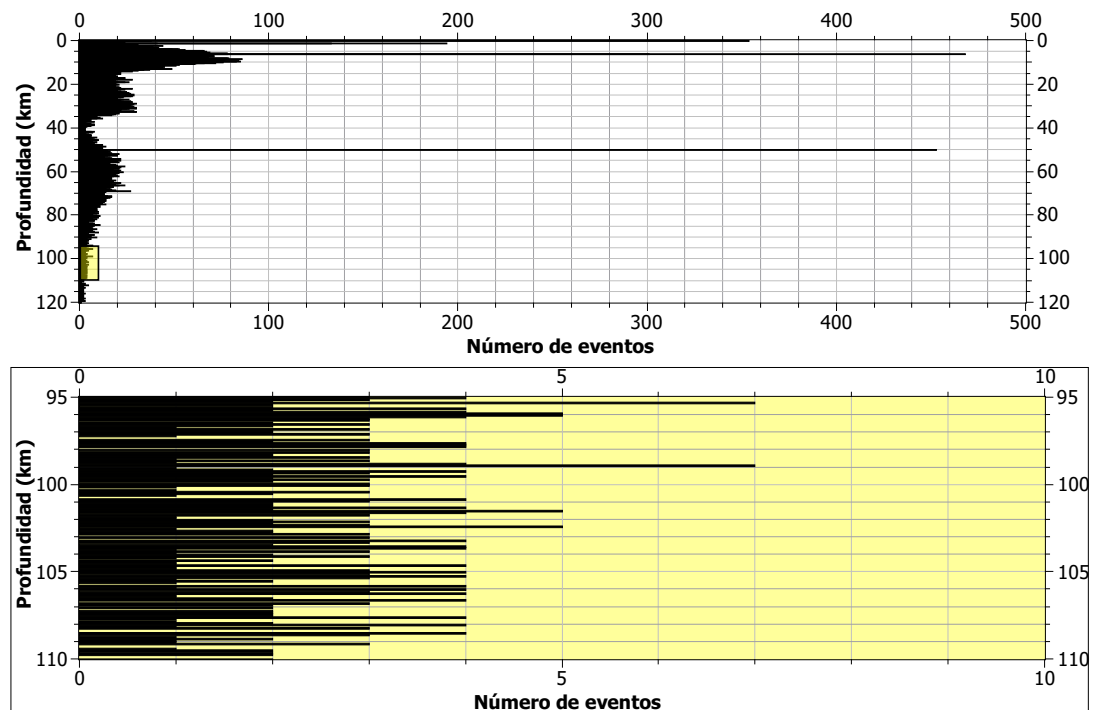


Figura B.2. Ausencia de eventos registrados. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

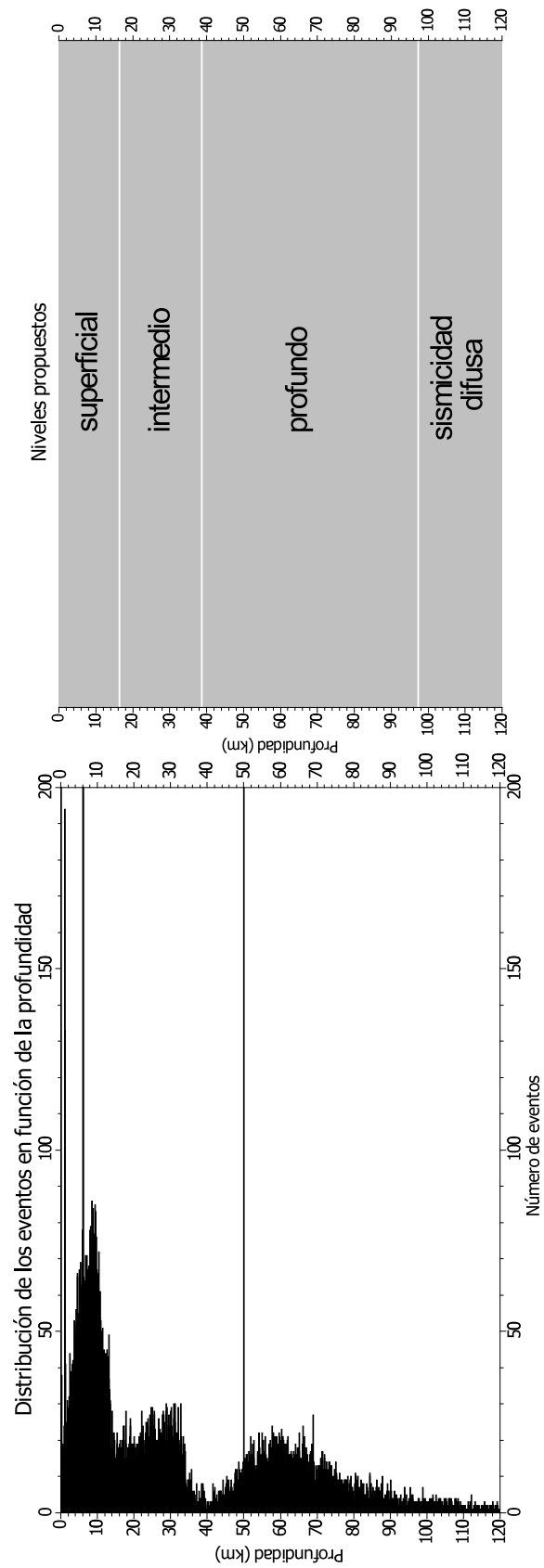


Figura B.3. Rangos de profundidad para los niveles propuestos. Fuente: imagen realizada con el programa QtIPLOT y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

APÉNDICE C

Factor de proporcionalidad adecuado para el trazado de los eventos

Para cada uno de los niveles de sismicidad propuestos, se busca delimitar la geometría de las regiones donde se observa una acumulación considerable de sismos a través de un polígono sencillo, para después proponer dichas regiones como zonas sismogénicas. Para abordar el problema, se considera que los lugares donde se observa una mayor acumulación de eventos se debe a la cantidad de intersecciones que se percibe entre ellos y esto se debe a que la sismicidad se representa mediante círculos, los cuales tienen un diámetro proporcional al valor de la magnitud de los eventos.

El tamaño del círculo con el cual se representa un sismo se describe mediante la ecuación C.1, donde el diámetro (d) del círculo es igual al valor de la magnitud del evento (M) multiplicado por un factor de proporcionalidad (e):

$$d = Me \tag{C.1}$$

El factor de proporcionalidad (e) empleado en el trazado de los eventos desempeña un rol fundamental, ya que si el factor es grande se tiene círculos grandes y al bordear la sismicidad se podría estar sobrestimando la geometría de la zona; en caso contrario, si el factor fuera pequeño se podría estar subestimando la geometría. Por lo tanto, se busca determinar el factor adecuado para trazar la sismicidad en cada nivel de profundidad, para después bordear las regiones donde se observa una acumulación considerable de sismos a través de un polígono sencillo.

Para abordar el planteamiento anterior, primero se determina el número de intersecciones entre los eventos en función del factor de proporcionalidad (e), utilizando la ecuación C.1 y los valores de longitud (lon), latitud (lat) y magnitud (M) de los eventos. Para determinar las intersecciones, se analiza la situación de la figura C.1, donde se indica el epicentro de dos sismos (s_1, s_2) a través de dos círculos (c_1, c_2), localizados en las coordenadas: (lon_1, lat_1) y (lon_2, lat_2); el radio de cada

círculo (r_1, r_2) se puede determinar mediante la ecuación C.1 dado que se conoce la magnitud de los dos sismos (M_1, M_2) . Hay intersección entre los eventos si se cumplen las siguientes condiciones:

$$\begin{aligned} |lon_1 - lon_2| &\leq r_1 + r_2 \\ |lat_1 - lat_2| &\leq r_1 + r_2 \end{aligned} \quad (C.2)$$

Donde:

$$r_1 = \frac{M_1 e}{2}; \quad r_2 = \frac{M_2 e}{2} \quad (C.3)$$

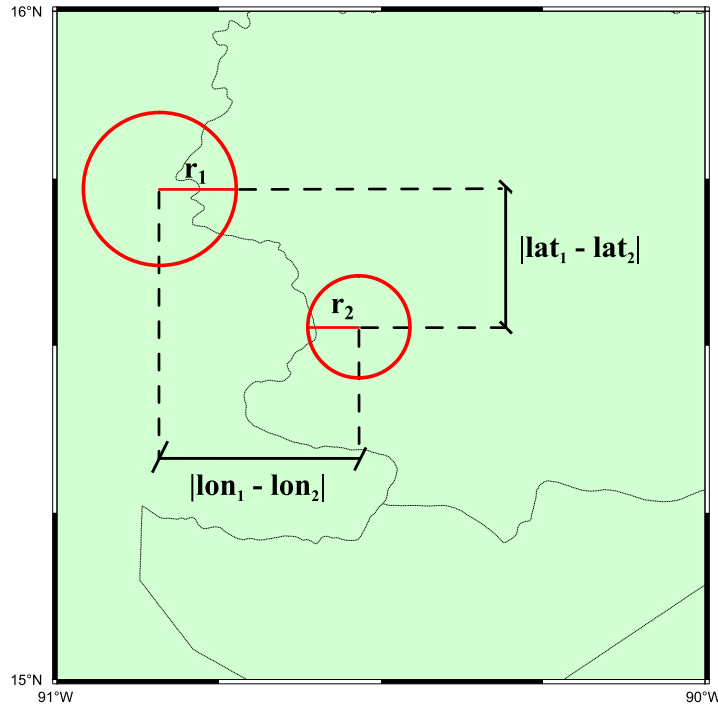


Figura C.1. Intersección entre dos eventos. Fuente: imagen realizada con el programa GMT.

Basado en las ecuaciones C.2 y C.3 se puede establecer una función general que evalúe si dos eventos (s_i, s_j) se intersectan entre si:

$$f(s_i \cap s_j) = \begin{cases} 1 & \text{si cumple las siguientes condiciones} \\ & |lon_i - lon_j| \leq r_i + r_j \\ & |lat_i - lat_j| \leq r_i + r_j \\ 0 & \text{si no cumple ninguna de las anteriores} \end{cases} \quad (C.4)$$

Donde:

$$r_i = \frac{M_i e}{2}; \quad r_j = \frac{M_j e}{2} \quad (C.5)$$

Para cada nivel propuesto que tiene n sismos, se puede determinar la cantidad intersecciones entre sus eventos correspondientes, utilizando la función propuesta en C.4 de la siguiente manera:

$$\sum_{i,j} f(s_i \cap s_j) \rightarrow \begin{pmatrix} f(s_1 \cap s_1) & f(s_1 \cap s_2) & \cdots & f(s_1 \cap s_n) \\ f(s_2 \cap s_1) & f(s_2 \cap s_2) & \cdots & f(s_2 \cap s_n) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ f(s_n \cap s_1) & f(s_n \cap s_2) & \cdots & f(s_n \cap s_n) \end{pmatrix} \quad (C.6)$$

Al realizar la sumatoria en cada una de las columnas indicadas en la matriz C.6, se tiene que restar 1, debido a que no interesa la intersección de un evento con sigo mismo:

$$\left[\sum_{i=1}^n f(s_i \cap s_1) - 1 \right] + \left[\sum_{i=1}^n f(s_i \cap s_2) - 1 \right] + \cdots + \left[\sum_{i=1}^n f(s_i \cap s_n) - 1 \right] \quad (C.7)$$

Simplificando C.7 se tiene:

$$\sum_{i=1}^n f(s_i \cap \sum_{j=1}^n s_j) - n = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n f(s_i \cap s_j) - n \quad (C.8)$$

Dado que la intersección entre dos eventos cumple con la siguiente condición:

$$f(s_i \cap s_j) = f(s_j \cap s_i) \quad (C.9)$$

Al resultado obtenido en C.8 se le divide entre 2, porque la doble sumatoria cuenta dos veces la intersección entre los eventos; por lo tanto se tiene que el número de intersecciones (η) entre n sismos, en función del factor de proporcionalidad (e), viene dado por la siguiente ecuación:

$$\eta(e) = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n f(s_i \cap s_j) - n}{2} \quad (C.10)$$

Utilizando la expresión deducida en C.10, se determinó el número de intersecciones de los n sismos de cada nivel propuesto⁷ en función del factor de proporcionalidad, cuando este varia entre un rango de 0.001 a 0.1. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras C.2 a la C.5, donde el comportamiento esperado es que exista mayor

⁷ La cantidad de sismos registrados en cada nivel propuesto se indica en la sección 3.2.2

cantidad de intersecciones mientras mayor sea el factor de proporcionalidad, lo cual se manifiesta en las figuras C.3, C.4 y C.5; sin embargo no es el caso para la figura C.2, la cual muestra que existe dos intervalos para el factor de proporcionalidad donde la cantidad de intersecciones aumenta y disminuye, el primero entre 0.001 a 0.04 y el segundo entre 0.04 a 0.1.

Para determinar el factor de proporcionalidad que debe ser utilizado para trazar la sismicidad en cada nivel propuesto, se considera que la cantidad de intersecciones tiene que darse con un factor elevado para no subestimar el área de polígono pero también deben darse con el menor factor posible para no sobrestimar la geometría de la zona; por lo tanto se opta por dividir el número de intersecciones entre el valor de su factor, con el propósito que dicho cociente sirva para ponderar ambas variables, lo cual equivale a determinar la mayor cantidad de intersecciones con el menor factor posible. Con esta idea se selecciona en cada nivel de profundidad aquel factor que presente un mayor cociente.

Los resultados obtenidos de la operación anterior se muestran en las figuras C.6 a la C.6, donde el factor de proporcionalidad (e) que tengan mayor cociente será propuesto para trazar la sismicidad de su nivel correspondiente. Basado en la figura C.6 se propone que el factor adecuado para el nivel superficial es de 0.003; basado en la figura C.7, se propone el factor de 0.008 para el nivel intermedio; basado en la figura C.8, se propone el factor de 0.009 para el nivel profundo; y basado en la figura C.9, se propone el factor de 0.001 para el nivel difuso.

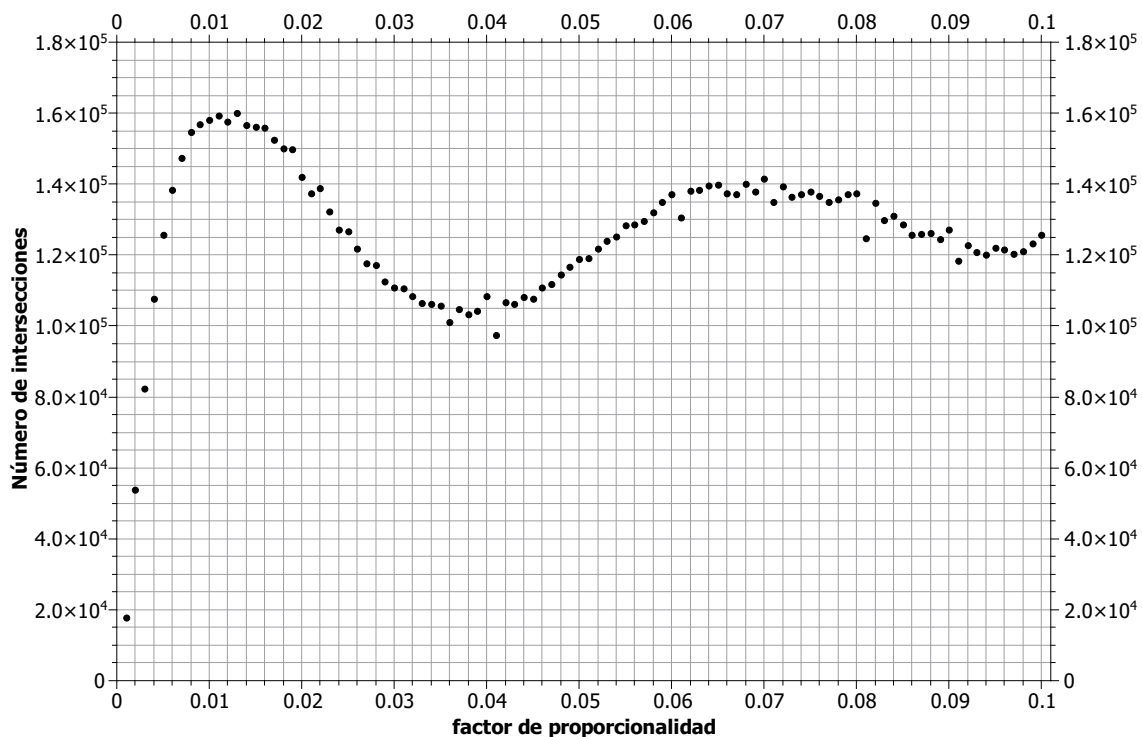


Figura C.2. Número de intersecciones para el nivel superficial. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

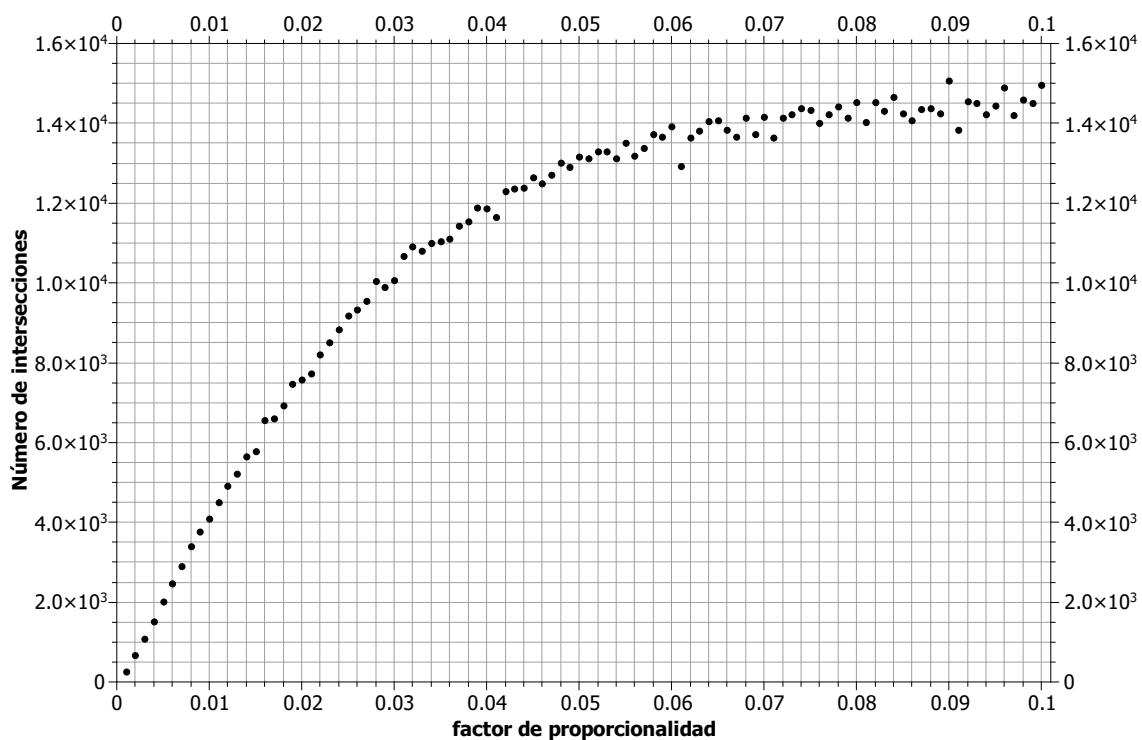


Figura C.3. Número de intersecciones para el nivel intermedio. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

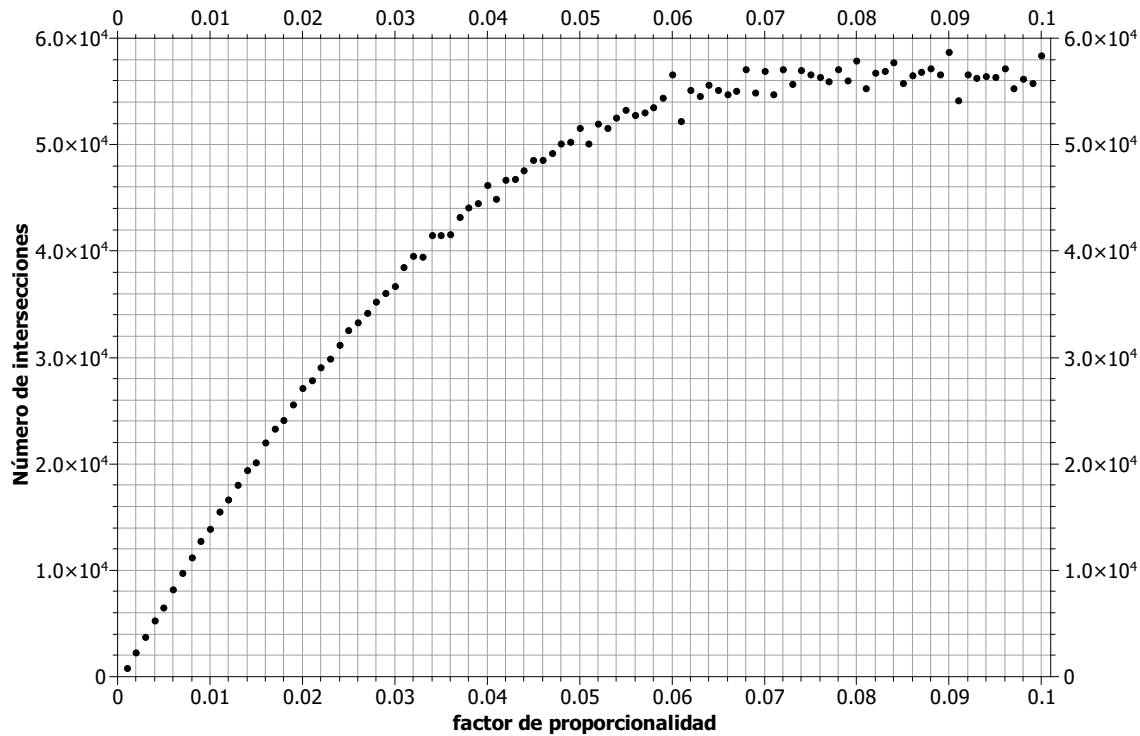


Figura C.4. Número de intersecciones para el nivel profundo. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

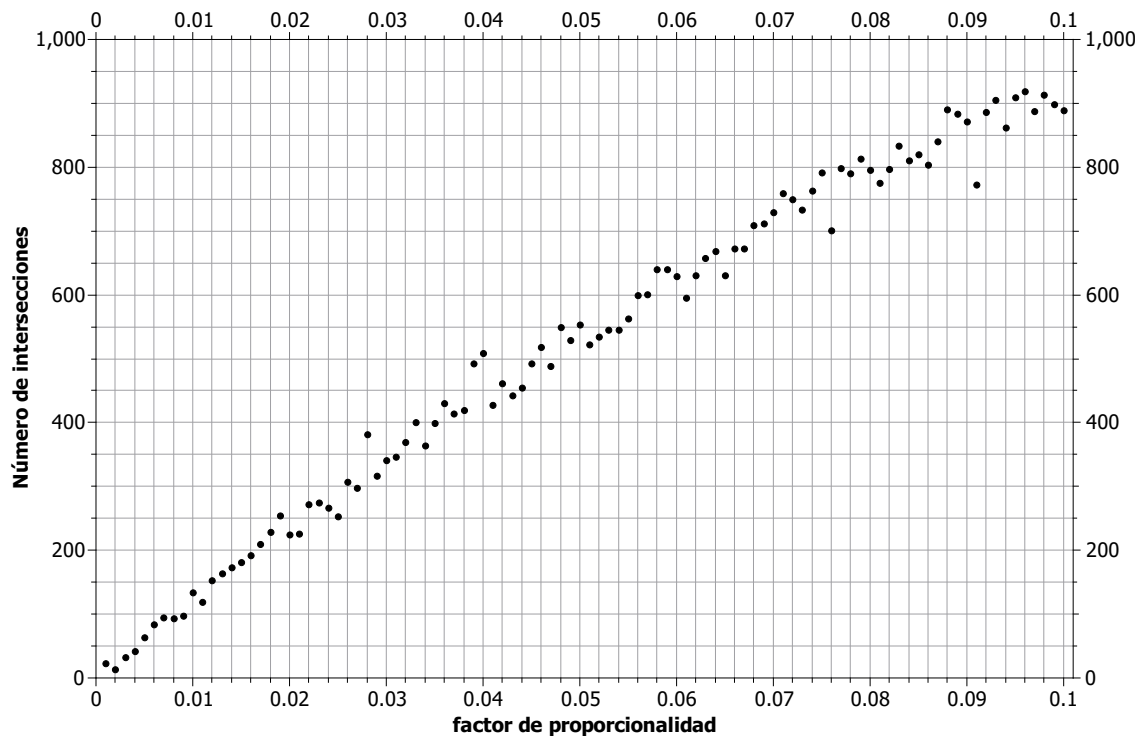


Figura C.5. Número de intersecciones para el nivel difuso. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

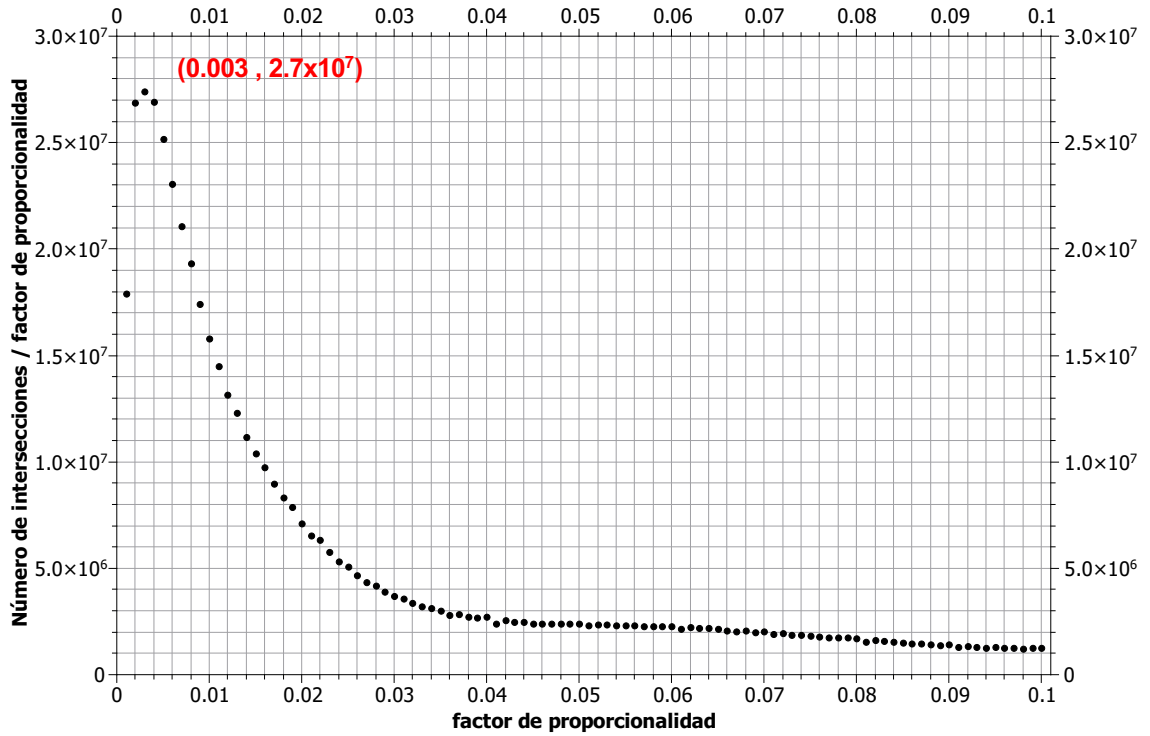


Figura C.6. Escala adecuada para el nivel superficial. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

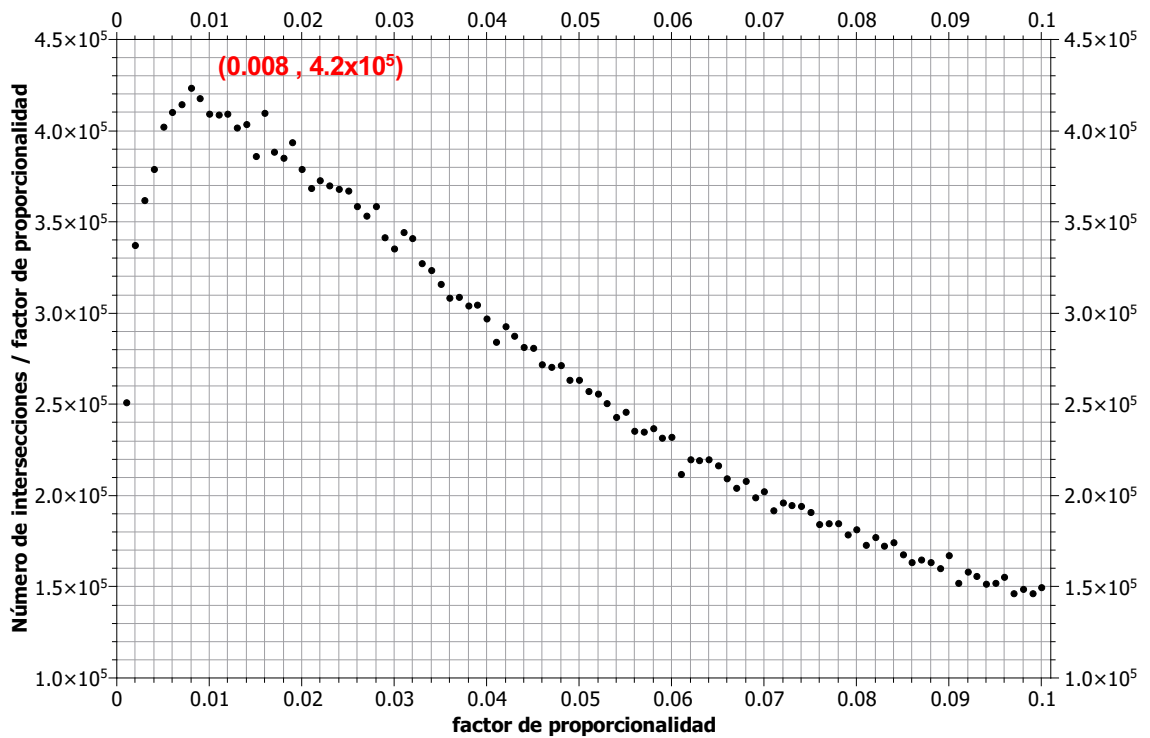


Figura C.7. Escala adecuada para el nivel intermedio. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

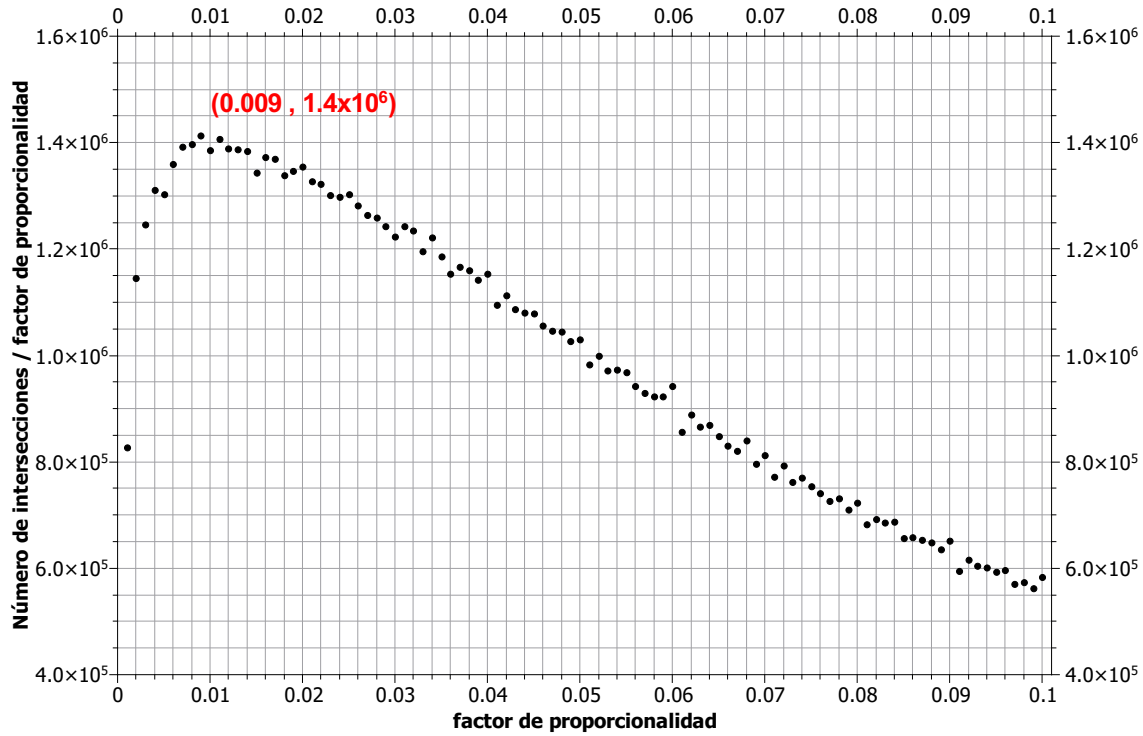


Figura C.8. Escala adecuada para el nivel profundo. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.

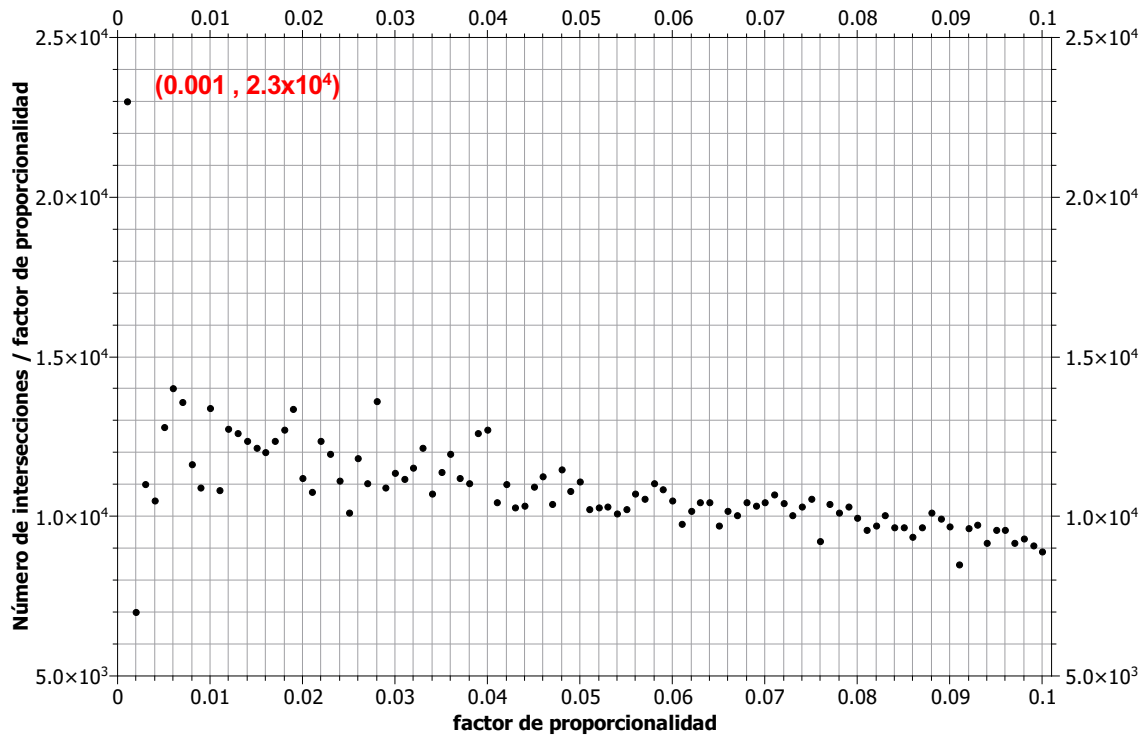


Figura C.9. Escala adecuada para el nivel difuso. Fuente: imagen realizada con el programa QtiPlot y con datos proporcionados por el INSIVUMEH.