



Universidad de San Carlos de Guatemala
Facultad de Ingeniería
Escuela de Ingeniería Química

**ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA
ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL
TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL**

Pablo Fernando Santos Samayoa

Asesorado por el Ing. Alan Giovanni Cosillo Pinto

Guatemala, noviembre de 2020

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



FACULTAD DE INGENIERÍA

**ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA
ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL
TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL**

TRABAJO DE GRADUACIÓN

PRESENTADO A LA JUNTA DIRECTIVA DE LA
FACULTAD DE INGENIERÍA

POR

PABLO FERNANDO SANTOS SAMAYOA

ASESORADO POR EL ING. ALAN GIOVANI COSILLO PINTO

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE

INGENIERO AMBIENTAL

GUATEMALA, NOVIEMBRE DE 2020

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA
FACULTAD DE INGENIERÍA



NÓMINA DE JUNTA DIRECTIVA

DECANA	Inga. Aurelia Anabela Cordova Estrada
VOCAL I	Ing. José Francisco Gómez Rivera
VOCAL II	Ing. Mario Renato Escobedo Martínez
VOCAL III	Ing. José Milton de León Bran
VOCAL IV	Br. Christian Moisés de la Cruz Leal
VOCAL V	Br. Kevin Armando Cruz Lorente
SECRETARIO	Ing. Hugo Humberto Rivera Pérez

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

DECANO	Ing. Pedro Antonio Aguilar Polanco
EXAMINADOR	Ing. Jaime Domingo Carranza González
EXAMINADOR	Ing. Pablo Enrique Morales Paniagua
EXAMINADOR	Ing. Jorge Mario Estrada Asturias
SECRETARIA	Inga. Lesbia Magalí Herrera López

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:

ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL

Tema que me fuera asignado por la Dirección de la Escuela de Ingeniería Química, con fecha 21 de enero 2019.

Pablo Fernando Santos Samayoa

Guatemala 5 de mayo de 2020

Ingeniero
Williams Guillermo Álvarez Mejía
DIRECTOR
Escuela Ingeniería Química
Presente.

Estimado Ingeniero:

Le saludo cordialmente, deseándole éxitos en sus actividades. Por medio de la presente hago constar que he revisado y aprobado el Informe Final del trabajo de graduación titulado: "ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL.", elaborado por el estudiante de la carrera de Ingeniería Ambiental, Pablo Fernando Santos Samayoa, quien se identifica con el registro académico 2010-21155 y con el CUI 2557 78708 0101.

Agradeciendo la atención a la presente, me suscribo de usted,

Atentamente,


Ing. Alan Giovanni Cosillo Pinto
ASESOR
Ingeniero Civil
Colegiado activo no. 3717

Alan Cosillo Pinto, M. Sc., MBA
Ing. Civil e Ing. Geólogo
Colegiado 3717



Guatemala, 24 de julio de 2020.
Ref. EIQ.TG-IF.025.2020.

Ingeniero
Williams Guillermo Álvarez Mejía
DIRECTOR
Escuela de Ingeniería Química
Facultad de Ingeniería

Estimado Ingeniero Álvarez:

Como consta en el registro de evaluación, correlativo **066-2017**, le informo que reunidos los Miembros de la Terna nombrada por la Escuela de Ingeniería Química, se practicó la revisión del:

INFORME FINAL

Solicitado por el estudiante universitario: **Pablo Fernando Santos Samayoa**.

Identificado con número de carné: **2557787080101**.

Identificado con registro académico: **201021155**.

Previo a optar al título de la carrera: **Ingeniería Ambiental**.

En la modalidad: **Informe Final, Seminario de Investigación**.

Siguiendo los procedimientos de revisión interna de la Escuela de Ingeniería Química, los Miembros de la Terna han procedido a **APROBARLO** con el siguiente título:

ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL

El Trabajo de Graduación ha sido asesorado por:

Alan Giovani Cosillo Pinto, profesional de la Ingeniería Civil

Habiendo encontrado el referido trabajo de graduación **SATISFACTORIO**, se autoriza al estudiante, proceder con los trámites requeridos de acuerdo a las normas y procedimientos establecidos por la Facultad para su autorización e impresión.

"ID Y ENSEÑAN A TODOS" 


Ing. Carla Gordillo de Marchena
GEOLOGO-MINERO
Colegiado 4992
Carla Deyanira Gordillo Barranco de Marchena
profesional de la Ingeniería en Geología
COORDINADOR DE TERNA
Tribunal de Revisión
Trabajo de Graduación

C.c.: archivo





Guatemala, 28 de octubre de 2020.
Ref. EIQ.276.2020

Aprobación del informe final del trabajo de graduación

Ingeniera
Aurelia Anabela Cordova Estrada
Decana
Facultad de Ingeniería
Universidad de San Carlos de Guatemala

Revisado el **ÍNFORME FINAL DEL TRABAJO DE GRADUACIÓN (TESIS)**, DENOMINADO **ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL** del(la) estudiante Pablo Fernando Santos Samayoa, se conceptúa que el documento presentado, reúne todas las condiciones de calidad en materia administrativa y académica (rigor, pertinencia, secuencia y coherencia metodológica), por lo tanto, se procede a la autorización del mismo, para que el(la) estudiante pueda optar al título de Ingeniería Ambiental.

"Id y Enseñad a Todos"

Ing. Williams G. Alvarez Mejia, M.Sc.
DIRECTOR
Escuela de Ingeniería Química



Cc. Archivo
WGAM/mpea



Formando Ingenieros Químicos en Guatemala desde 1939



**NO SALGAS
QUÉDATE EN
CASA**

DTG. 354.2020.

La Decana de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de San Carlos de Guatemala, luego de conocer la aprobación por parte del Director de la Escuela de Ingeniería Química, al Trabajo de Graduación titulado: **ELABORACIÓN DE UN REGISTRO, CONTROL Y SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL TERRITORIO GUATEMALTECO DESDE EL TIEMPO NO INSTRUMENTAL A LA ACTUAL**, presentado por el estudiante universitario: **Pablo Fernando Santos Samayoa**, y después de haber culminado las revisiones previas bajo la responsabilidad de las instancias correspondientes, autoriza la impresión del mismo.

IMPRÍMASE:



Inga. Anabela Cordova Estrada
Decana



Guatemala, noviembre de 2020

AACE/asga

ACTO QUE DEDICO A:

Dios	Madre Tierra contenedora de vida a la cual volveré cuando mi tiempo culmine.
Mis padres	Susana Santos de López y Benedicto López por nunca dejar de confiar en mí, esto es para ustedes.
Mis abuelos	Delfina Samayoa (q. e. p. d.) y Anastasio Santos (q. e. p. d.), ellos me permitieron ser lo que ahora soy.
Mis hermanos	Cuyo camino sea de mucho éxito
Mi novia	Iris de León por ser mi complemento perfecto.
Mis tíos	Que me apoyaron en esta etapa de mi vida y por estar siempre pendientes.
Mi familia	Tíos y primos por su apoyo y preocupación

AGRADECIMIENTOS A:

Universidad de San Carlos de Guatemala	Casa de estudios, mi segundo hogar, refugio intelectual.
Facultad de Ingeniería	Por haber permitido desarrollarme como ingeniero ambiental.
Mis padres	Susana Santos y Benedicto López por nunca dejar de confiar en mí, esto es para ustedes.
Mis abuelos	Delfina de Santos y Anastasio Santos, ellos me permitieron ser lo que ahora soy (q. e. p. d.).
Mi familia	Tíos y primos por su apoyo y preocupación.
Mi asesor	Ingeniero Alan Cosillo por su confianza, guía y conocimientos aprendidos.
Mi revisora	Ingeniera Carla Gordillo por ser mi guía académica.
Sismóloga	Doctora Laura Peruzza por sus conocimientos y apoyo.
CESEM	Por ser un centro de importante influencia en mi carrera.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES.....	V
LISTA DE SÍMBOLOS	VII
GLOSARIO	IX
RESUMEN.....	XV
OBJETIVOS.....	XVII
HIPÓTESIS.....	XIX
INTRODUCCIÓN	XXI
1. MARCO CONCEPTUAL.....	1
1.1. Antecedentes.....	1
1.2. Justificación	5
1.3. Determinación del problema	7
1.3.1. Definición	12
1.3.2. Delimitación	12
2. MARCO TEÓRICO.....	15
2.1. Sismología	15
2.2. ¿Qué es un terremoto?	15
2.3. Tectónica de placas	16
2.4. Borde de placas	18
2.4.1. Bordes destructivos	18
2.4.2. Borde constructivo	20
2.5. Marco tectónico para Guatemala.....	22
2.6. Ingeniería sísmica.....	25
2.6.1. Origen de terremotos naturales	27

2.6.2.	Terremotos inducidos (por el hombre)	27
2.6.3.	El tamaño de un terremoto es medido por	28
2.6.4.	Clasificación de los terremotos por su profundidad focal (hipocentro)	28
2.7.	Teoría del rebote elástico	28
2.8.	Mecanismos más comunes	29
2.8.1.	Fallas	30
2.8.2.	Fallas verticales	30
2.8.2.1.	Fallas normales	30
2.8.2.2.	Fallas inversas	31
2.8.3.	Fallas horizontales	31
2.9.	Geometría de fallas	32
2.10.	Ondas sísmicas	33
2.11.	Mecanismo focal	37
2.12.	Magnitud e Intensidad	40
2.12.1.	Magnitud	40
2.12.2.	Intensidad	41
2.12.2.1.	Escala de Mercalli Modificada (MM)	42
2.12.2.2.	Isosistas	43
2.12.2.3.	Cálculo de la magnitud con base en datos macrosísmicos	44
2.12.3.	Diferencias entre magnitud e intensidad	45
2.13.	Escalas de magnitud	45
2.13.1.	Magnitud Local <i>ML</i>	48
2.13.2.	Magnitud <i>mb</i>	48
2.13.3.	Magnitud <i>MS</i>	49
2.13.4.	Magnitud momento <i>MW</i>	49
2.13.5.	Magnitud duración o magnitud coda (<i>Md</i> o <i>Mc</i>)	50
2.14.	Catálogo de sismos	51

2.15.	Enfoque de los diferentes análisis a escala de los catálogos sísmicos.....	53
2.16.	Amenaza sísmica.....	54
3.	METODOLOGÍA.....	55
3.1.	Homogeneidad.....	55
3.2.	Compleitud.....	57
3.2.1.	Análisis de completitud método de Stepp.....	58
3.2.1.1.	Metodología de J. C. Stepp 1972	59
3.2.2.	Desagrupación (<i>Declustering</i>) del catálogo	60
3.2.3.	Reasenberg (1985).....	61
3.3.	Criterio de selección de datos.....	63
3.4.	Recolección y ordenamiento de la información.....	65
3.5.	Tabulación, ordenamiento y procesamiento de la información	68
3.6.	Importación de la base de datos	70
4.	RESULTADOS	73
4.1.	Desagrupamiento.....	73
4.2.	Compleitud.....	76
4.3.	Base de datos	80
4.4.	Registro de sismos	81
5.	INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	85
	CONCLUSIONES	89
	RECOMENDACIONES	93
	BIBLIOGRAFÍA.....	95
	APÉNDICES	101

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

FIGURAS

1.	Configuración de las placas tectónicas	17
2.	Expansión del fondo oceánico.....	18
3.	Cinturón de fuego.....	19
4.	Borde destructivo	20
5.	Borde constuctivo.....	21
6.	Mapa tectónico en Guatemala	22
7.	Principales fallas geológicas en Guatemala.....	25
8.	Efecto de un terremoto.....	27
9.	Esquema teoría del rebote elástico.....	29
10.	Esquema falla normal.....	30
11.	Esquema falla inversa	31
12.	Esquema falla horizontal	32
13.	Geometría de fallas.....	33
14.	Foco y epicentro de un sismo por falla.....	34
15.	Propagación de ondas sísmicas P y S	35
16.	Proyección del rumbo y manteo	38
17.	Mecanismo focal de una falla transcurrente-dextral.....	39
18.	Mecanismo focal normal (a) e inverso (b)	40
19.	Escalas de intensidad sísmica y su equivalencia	41
20.	Mapa isosistas, intensidad de Mercalli modificada del sismo de Guatemala 1976.....	43
21.	Ángulo de abertura máximo entre estaciones	64
22.	Base de datos ordenada	67

23.	Base de datos con el formato Zmap	70
24.	Interfaz inicial de Zmap	71
25.	Carga de la base de datos	71
26.	Visualización de la base de datos en Zmap.....	72
27.	Eventos sísmicos independientes del catálogo.....	74
28.	Registros de magnitud acumulados.....	75
29.	Registros de magnitud vs tiempo.....	75
30.	Magnitud acumulada.....	76
31.	Desviación estándar vs tiempo	79
32.	Registro de sismos por magnitud.....	82

TABLAS

I.	Intensidad sísmica	42
II.	Magnitudes sísmicas	47
III.	Escalas de magnitud.....	51
IV.	Comparación entre conversiones	56
V.	Ecuaciones para la conversión entre magnitudes.....	56
VI.	Parámetros del algoritmo de Reasenberg (1985)	62
VII.	Coordenadas geográficas.....	63
VIII.	Numero de eventos por catálogo.....	67
IX.	Tabla del catálogo sísmico	68
X.	Rangos	77
XI.	Análisis de completitud para el intervalo $5,5 \leq M_w \leq 5,9$	78
XII.	Coeficiente de determinación para cada intervalo de magnitud.....	80
XIII.	Encabezado del catálogo.....	81
XIV.	Registro de sismos por magnitud.....	81
XV.	Registro de sismos por magnitud.....	82

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
Φ	Ángulo entre estaciones
δ	Buzamiento
$\Delta\sigma$	Caída del esfuerzo
cm	Centímetro
σ	Desviación estándar
dyn	Dina, unidad de fuerza en sistema cegesimal
Δ	Distancia angular desde el sismómetro
MM	Escala de Mercalli Modificada
Hz	Herzt
Km	Kilometro
M_c	Magnitud coda
MC	Magnitud de completitud
m_b	Magnitud de onda interna
M_d	Magnitud duración
M_L	Magnitud local
M_w	Magnitud momento
M_s	Magnitud superficial
m	Metro
mm	Milímetro
μ	Módulo de rigidez o cizalla
M_o	Momento sísmico
nm	Nanómetro

SH	Onda S horizontal
SV	Onda S vertical
s	Segundo
λ	Tasa media de ocurrencia
gal	Unidad de aceleración en sistema cegesimal
vs	Versus

GLOSARIO

ASCII	<i>American Standard Code for Information Interchange.</i>
Astenósfera	Zona superior del manto terrestre, compuesta por materiales silicatados dúctiles, en estado sólido y semifundidos parcial o totalmente.
CEPREDENAC	Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central.
CERESIS	Centro Regional de Sismología para América del Sur.
Completitud	Propiedad de un sistema lógico por la que cualquier expresión cerrada es derivable dentro del mismo sistema.
DDA	Dirección de Asuntos de Desastres.
Desagrupamiento	Separar lo que estaba agrupado. esparcir, diseminar, desparramar, aislar.
Dextral	Es el movimiento de las fallas de desplazamiento de rumbo que desplaza a las rocas hacia la derecha a lo largo de la falla.

DJA	Instituto de Meteorología y Geofísica, Yakarta, Indonesia.
Domos	Es un pliegue de la corteza terrestre, con relieve levemente ondulado y redondeado.
Dorsal	Es una elevación de la corteza terrestre que genera una situación de menor profundidad en el océano en donde aparecen.
EMSC	Centro Sismológico Euro-Mediterráneo.
Epicentro	Punto de la superficie terrestre situado en la vertical del foco o hipocentro de un movimiento sísmico y donde este adquiere su máxima intensidad.
Fallamiento	Proceso geológicos durante la formación de montañas debido a la formación de fallas.
GAP	Ángulo de abertura máximo entre estaciones.
GEA	Grupo de Investigación en Geología Ambiental.
Graven	Depresión limitada por fallas normales paralelas, con bloques elevados entre los cuales el terreno se ha hundido por fuerzas internas.

Hipocentro	Foco o punto del interior de la corteza terrestre en el que se origina un movimiento sísmico.
HRVD	Universidad de Harvard.
IGN	Instituto Geográfico Nacional.
INSIVUMEH	Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología.
Interplaca	Es la deformación interna de las placas.
ISC	Centro Sismológico Internacional.
<i>ISC-GEM</i>	<i>Global Instrumental Earthquake Catalogue.</i>
Isosistas	Forma de representar gráficamente los niveles de intensidad de un sismo es a través de mapas.
Limítrofe	Es una línea real o imaginaria que separa dos territorios, países o terrenos.
Litósfera	Es una capa formada por la corteza y parte del manto superior, de fragmentos o placas.
Mitigar	Es la reducción de la vulnerabilidad, la atenuación de los daños potenciales sobre la vida y los bienes causados por un evento geológico.

MSK	<i>Medvedev, Sponheuer y Karnik.</i>
NEIC	<i>National Earthquake Information Center.</i>
NORSAR	<i>Norwegian Seismic Array.</i>
Onda Love	Son ondas de cizalla, que oscilan solo en el plano horizontal.
Onda Rayleigh	Es un movimiento de onda en forma elipsoidal en el plano vertical.
Plano nodal	Plano de separación de la región donde el primer movimiento es de empuje de la región donde el movimiento es de tirón.
Resiliente	Es la capacidad de un sistema para retornar y resistir las condiciones previas a perturbación.
RESIS II	Proyecto para la Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica.
RMS	Error cuadrático medio.
Sinestral	Es el movimiento de las fallas de desplazamiento de rumbo que desplaza a las rocas hacia la izquierda a lo largo de la falla.

Sismograma	Es un registro del movimiento del suelo llevado a cabo por un sismógrafo.
Sismología	Es la ciencia que estudia los aspectos relacionados con la recurrencia de temblores de tierra.
Sixaola	Marca de una estación sísmica.
SMF	Solución de un Mecanismo Focal.
Subducción	Proceso de hundimiento de la zona oceánica de una placa litosfera bajo el borde de otra placa en un límite convergente.
Suprayacente	Formación que se extiende por encima de una superficie.
Telúrico	Movimiento que se produce cuando se registran fricciones en los bordes de una placa tectónica.
Transcurrencia	Falla de desgarre con desplazamiento horizontal.

RESUMEN

Este proyecto consiste en la consulta, recopilación, análisis y depuración de datos sísmicos en bases de datos nacionales como internacionales, para la elaboración de un catálogo sísmico dentro del territorio de Guatemala.

Las bases de datos consultadas fueron Villagrán, RESIS II, SSN- México, INSIVUMEH e ISC-GEM, con un total de 52 777 datos sin duplicados. La recopilación de datos data del año 1521 al año 2018, con un intervalo de magnitudes MW entre 1,4 a 8,3.

Se realizó la homogenización de las diferentes escalas de magnitud a la magnitud momento MW. Para separar los eventos independientes de los dependientes, la metodología de Reasenberg fue aplicada, utilizando los parámetros estándar, obteniendo un total de 43 087 eventos independientes y un total de 9 690 eventos dependientes (réplicas), el cual se realizó con el programa Zmap, que es muy utilizado en los análisis de registros sísmicos.

Para el análisis de completitud se utilizó la metodología de Stepp, evaluando la tasa de ocurrencia de los eventos, obteniendo una magnitud de completitud MC de 3,8, este análisis se realizó desde el año 1929 hasta el año 2018.

OBJETIVOS

General

Elaborar un registro, control y seguimiento de la actividad sísmica dentro del territorio de Guatemala desde el tiempo no instrumental al actual.

Específicos

1. Recopilar información de sismos ocurridos dentro del territorio guatemalteco en bases de datos internacionales y nacionales.
2. Seleccionar los parámetros sísmicos de cada evento.
3. Rectificar y homogenizar los datos sísmicos obtenidos.
4. Realizar un análisis de completitud a los datos sísmicos.
5. Utilizar el formato del catálogo *ISC-GEM* (Global Instrumental Earthquake Catalogue) como guía para elaborar el catálogo sísmico de Guatemala.

HIPÓTESIS

En este diseño de investigación, no es necesario formular o redactar una hipótesis debido a que no se llevará a cabo un experimento, sino la implementación de un método donde ya se conoce la relación entre las variables dependientes e independientes.

INTRODUCCIÓN

La corteza terrestre está conformada por placas tectónicas que pueden ser clasificadas entre oceánicas y continentales, que se figuran como un rompecabezas, las cuales están en constante movimiento por efecto de las celdas de convección que ocurren en la astenosfera (medio líquido de roca fundida entre la corteza y el manto). Este movimiento entre placas produce choques y roces, que liberan cantidades de energía muy grandes que se irradia en todas las direcciones desde su origen. Esta perturbación en la corteza por la liberación de energía produce vibraciones en la superficie de la Tierra, las cuales pueden causar daños al medio ambiente, infraestructura y seres humanos.

Guatemala se encuentra en una zona de fallas, que la atraviesa y forman el límite tectónico entre la Placa del Caribe y Norteamérica por su movimiento de transcurrencia, conformando las fallas Chixoy-Polochic y Motagua. Además, en la costa sur del país se encuentra la Placa de Cocos que con un movimiento de subducción con relación a la Placa del Caribe ha provocado la formación de un arco volcánico que recorre toda Centroamérica. Estos movimientos han producido fallas secundarias, como las de Mixco, Santa Catarina Pinula y Jalpatagua. La conformación sismotectónica dentro del país ha producido eventos sísmicos que datan de la conquista por los españoles, muchos de ellos han sido catastróficos como el sismo de 1976, el cual causó por medio de la falla Polochic-Motagua, la pérdida de 1,1 billones de dólares, más de 22 700 personas fallecidas y 76 000 heridos.¹

Por ello, es necesario que países como Guatemala localizados en regiones altamente sísmicas, cuantifiquen la actividad sísmica y den a conocer esta realidad para ello elaborar un catálogo de sismos. En él se localizarán las áreas susceptibles a estos y registrará el historial sísmico dentro del país.

¹ ESPINOSA, A. *The Guatemalan earthquake of february 4, 1976, a preliminary report. U.S. Geology Survey (1002)*. p. 1.

La información incluida en el catálogo servirá para que las autoridades competentes establezcan o fortalezcan medidas de prevención y mitigación ante estos eventos, asimismo, mejoren las normas de diseño para edificaciones. Es decir, realicen un estudio de amenaza sísmica nacional.

1. MARCO CONCEPTUAL

1.1. Antecedentes

En las áreas altamente sísmicas, los países dentro de estas regiones se han visto en la necesidad de monitorear los eventos sísmicos, así como la gestión ante los desastres que estos generan. Para ellos se ha empezado con el inventario de los eventos, desde las primeras fechas en que fueron reportados hasta la actualidad. A continuación, se presentan algunos trabajos realizados:

En el 2015, se realizó un catálogo sísmico en el Sur de Islandia en la revista *Pure and Applied Geophysics* por Francesco Panzera, J. Douglas Zechar, Kristín S. VogfjoRrd y David A. J. Eberhard, donde se llegaron a instalar 68 estaciones sísmicas, siendo el área del sur de Islandia la que más susceptible está al riesgo sísmico, con lo que se construyó el catálogo sísmico para obtener un entendimiento de la sismicidad de la región.

En Rumania, en el año 2007, el National Institute of Research and Development of Earth Physics, Bucharest; por E. Oros, M. Popa, I. A. Moldovan, conformó una base de datos sismológica para la región sísmica de Banat, llamado: *Catálogo Paramétrico de Terremotos (The parametric Earthquake Catalogue)*, comprendiendo 7 783 terremotos en la corteza con profundidades entre 3 a 25 km donde las diferentes escalas de magnitud fueron convertidas a Mw.

En el 2009, se realizó un catálogo sísmico instrumental para el Estado de Veracruz comprendiendo 1910 - 2008, por Sara Pérez Torres, Guadalupe Riquer Trujillo, Francisco Williams Linera y Regino Leyva Soberanis en México, donde se dieron a conocer los elementos principales para identificar el peligro sísmico, como la ubicación y características que los hacen potencialmente dañinos.

El inventario de sismos históricos en Colombia que han generado movimientos en masa fue publicado por Pilar Sofía Viloría Ahumada, de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín y el grupo de Investigación en Geología Ambiental, GEA. Se recopilaron eventos sísmicos históricos asociados a movimientos en masa, para la realización de un mapa de Movimientos de Masa en Colombia.

El ingeniero civil Pedro Fernando Araya Ruiz, realizó su trabajo de tesis denominado: *Catálogo Actualizado de Intensidades Sísmicas para Chile*. En la cual actualizó el catálogo del proyecto CERESIS, 1985 hasta finales del 2005, recopilando datos de redes internacionales como: Catálogo del Centro Internacional de Sismología ISC, Catálogo del National Earthquake Information Center NEIC, Catálogo del Harvard Seismology, Catálogo de Engdahl y Datos del servicio Sismológico de la Universidad de Chile.

La red sísmica de Guatemala como tal opera desde 1977 en el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH), realizando monitoreo y generando reportes de eventos sísmicos en el país. En Guatemala se han generado reportes de los sismos que más daños han causado al país; además, algunos catálogos son el resultado de proyectos regionales subsidiados por otros países, pero la base de datos no

está disponible para todo el público, a continuación, se mencionan algunos trabajos realizados:

- En 1970, A. Flores generó un álbum en conmemoración del sismo de 1916-1917 en la ciudad capital, en el cual incluye fotos de los edificios más importantes de esa época en el centro histórico y cómo los afectó el sismo. Esas imágenes pueden ser muy útiles para medir el grado de destrucción provocado.
- A. Espinosa realizó un estudio detallado del terremoto de 1976 en Guatemala, conducido por la U.S Geological Survey, publicado ese mismo año, haciendo un estudio de los daños y pérdidas ocasionados, así como la naturaleza del evento describiendo la complejidad tectónica en la que se encuentra el país.
- M. Villagrán et al. en 1994 generó un estudio de la *Evaluación de riesgo sísmico para la Ciudad de Guatemala*, apoyado por NORSAR, donde generó un catálogo sísmico, así como una parametrización de las zonas de fallamiento para generar una zonificación sísmica, así como un modelo de atenuación.
- El Instituto de Investigaciones Históricas, Antropológicas y Arqueológicas de la Escuela de Historia de la Universidad de San Carlos de Guatemala presentó en 1998 el estudio de la *Historia Sísmica de Guatemala*, desarrollado por el historiador José Chaclán y el Arq. Marcelino González Cano, en el cual se detallan terremotos ocurridos en la época no instrumental en Guatemala, reportados por monasterios, iglesias y municipalidades principalmente.

- Se conoce el trabajo de diferentes autores que han investigado la actividad sísmica en Centro América como: Grases, Feldaman; White y Harlow, 1993; White et al. 2004; Ambraseys y Adams, 2001; Peraldo y Montero, 1999.
- En el año 2006, para su tesis de licenciatura, Robin Yani, realizó su trabajo de investigación sobre las *Intensidades sísmicas dentro del área urbana extendida, de la Ciudad de Guatemala*, donde estima 5 medidas de intensidades sísmicas a partir del movimiento fuerte de dos sismos moderados con magnitud Mw 6,3 y 5,9 y un enjambre sísmico, donde evalúa los efectos de sitio.
- Ligia del Cid en el 2007, realizó el estudio *Sismos originados por fuentes sismogénicas superficiales ocurridos en Guatemala en el siglo XIX* donde evaluó 4 sismos no instrumentales que se consideran superficiales, además de darles su origen por fallas secundarias, concluyendo que, a pesar de ser superficiales, estos pueden generar daños a igual escala que los de profundidades mayores.
- En 2016, Luis Alberto Bautista, realizó una *Propuesta de zonificación sismogénica en la República de Guatemala* basándose en los registros del INSIVUMEH en el periodo 1984 al 2013, clasificando la sismicidad en superficial, intermedio y profundo como niveles principales.
- Hugo Pinillos en el 2018 realizó el estudio de, *La actividad sísmica tipo enjambre registrada durante el periodo 1979 al 2013 en el departamento de Santa Rosa*, en el cual procesó los registros sísmicos del INSIVUMEH, obteniendo la tasa media de ocurrencia de los eventos, así como el uso del estudio para un análisis de amenaza sísmica.

- En el 2008 se realizó el proyecto RESIS II para la Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica, financiado por el gobierno de Noruega bajo la gestión del Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central CEPREDENAC, este catálogo regional incluye hasta 2007 y abarca los territorios de Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Honduras, Costa Rica y Panamá. En él se unifican las escalas de magnitud a Magnitud momento M_w incluyendo todos los sismos de magnitud $M_w > 3,5$. Partió del catálogo de Rojas (1993), donde trabajó el especialista en sismología José Enrique Molina en representación de Guatemala y registra alrededor de 11 993 sismos para Guatemala.

La cooperación italiana desarrolla el proyecto RIESCA (Proyecto regional para la formación aplicada a los escenarios de riesgo con medición y monitoreo de los fenómenos volcánicos, sísmicos e hidrogeológicos en Centroamérica), desde 2017. La temática que aborda incluye sismología, en la cual participan Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua. Como resultado se ha generado un catálogo de macrosismos donde se representa el historial sísmico del país y se describen los sismos más destructores.

1.2. Justificación

La naturaleza de un sismo es impredecible. Es imposible pronosticar cuándo y dónde ocurrirá, su magnitud o profundidad. Guatemala se encuentra entre la actividad de tres placas tectónicas: Norteamérica, Cocos y Caribe. La interacción entre ellas por movimientos de transcurrencia (Norteamérica y Caribe) y subducción (Caribe y Cocos) han producido una actividad sísmica alta en Guatemala y los países vecinos. Esta actividad ha causado daños a infraestructura, pérdidas humanas y pérdidas económicas.

Las técnicas para la construcción de vivienda en Guatemala han evolucionado. Las edificaciones de adobe han perdido vigencia, en su lugar se utiliza block o concreto prefabricado, aunque en menor grado. Aunque habitantes han superado los desastres por sismos, la construcción empírica y profesional carece de normativas sismoresistentes que exijan el empleo de técnicas de construcción, calidad de los materiales y áreas que sean aptas para edificar.

El déficit habitacional en Guatemala ha ascendido a 1,6 millones, donde el 60 % no tiene servicios básicos y el resto no cuenta con techo propio, esto ha llevado a los guatemaltecos a construir en lugares peligrosos, por ejemplo, lugares propensos a derrumbes. La Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED) identificó 400 asentamientos, de ellos, 250 se encuentran en la capital. Además, aproximadamente 500 mil guatemaltecos viven en lugares propensos a derrumbes y los sitios de mayor susceptibilidad abarcan más de 13.

La actividad interplaca donde se encuentra el país ha provocado un sistema de fallamiento entre las que se encuentran fallas como la del Motagua, Chixoy-Polochic, Jalpatagua, Pinula y Mixco, las cuales han producido daños, como grietas o caída de edificaciones, derrumbes, etc. Por ello, los eventos telúricos han sido monitoreados constantemente por redes sismológicas. En Guatemala el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología realiza esa vigilancia, aunque la inversión gubernamental para ese rubro es escasa y solo se cuenta con solo 5 estaciones de banda ancha, 5 estaciones de periodo intermedio y 13 estaciones Sixaola (periodo corto), de las cuales no todas están en funcionamiento ya sea por falta de mantenimiento o reparación.

Es necesario contar con información de los eventos sísmicos que han ocurrido dentro de Guatemala, para ello se realiza una investigación y

recopilación de eventos sísmicos, los cuales han sido reportados por redes sismológicas internacionales y la nacional, para realizar una base de datos llamado catálogo sísmico, que podrá ser utilizado para el fortalecimiento de códigos de construcción, realización de mapas de vulnerabilidad y proyectos de planes de ordenamiento territorial.

Los registros utilizados van desde las magnitudes más pequeñas detectadas hasta los más fuertes, con lo cual se puede generar un registro completo, con el cual se analiza la sismicidad desde cualquier intervalo de magnitud y profundidad, generando una zonificación sísmica del área geográfica estudiada.

1.3. Determinación del problema

La actividad sísmica en Guatemala ha devastado el país y ha causado pérdidas humanas y destrucción de su infraestructura pública y privada. A continuación, se presentan algunos sismos importantes:

- En 1538, un sismo violento causó un gran derrumbe, de alrededor de 3 km al este de San Juan Chamelco, Alta Verapaz con una magnitud de 7,3 *Mw*, causando derrumbes y miedo en los habitantes del área, al grado de migrar a 50 km de la zona.
- En julio de 1733, en Chiquimula, un gran terremoto de magnitud 7,2 *Mw* colapsó las iglesias de Quetzaltenango y Jocotán. Las iglesias de Chiquimula, Santa Clara, San Luis Jilotepeque, Ipala y Santa Catarina Mita fueron seriamente dañadas.²
- En 1742, ocurrió el sismo de San Antonio Suchitepéquez, que es atribuido su generación a procesos de subducción. Este sismo se le asignó una magnitud de 7,1 *Mw*.

² WHITE, Randall. *Catalog of historic seismicity in the vicinity of the Chixoy- Polochic and Motagua faults, Guatemala*. <https://pubs.usgs.gov/of/1984/0088/report.pdf>.

- En el año 1751, el sismo de San Casimiro impactó la Antigua Guatemala, con una magnitud de 7,1 *MW*, con epicentro cerca del cinturón de fuego por procesos de subducción.
- En 1773, sismo de Santa Marta de Santiago de los Caballeros, sismo muy importante, debido a que impactó como una sucesión de sismos, hasta que el día 29 de julio, un sismo de 7,5 *MW* destruyó la antigua capital. Por ello se trasladó al valle que ocupa en la actualidad.
- El 23 de julio de 1816 el sismo de Santa María Magdalena, considerado como el terremoto más grande de la historia sísmica de Guatemala, causado por la falla de Chixoy-Polochic, provocó daños con intensidad de IX y una magnitud de 7,7 *MW*³
- Ligia del Cid en 2007, realizó su trabajo de graduación: *Estudio de sismos originados por fuentes sismogénicas superficiales ocurridos en Guatemala en el siglo XIX* donde estudia los siguientes sismos (magnitudes convertidas a *Mw* con ecuaciones de la tabla V):
 - Actividad sísmica del 1 de abril al 18 de mayo de 1830, con reporte de daños en Antigua Guatemala, Villa Hermosa, Guatemala, Amatitlán, Petapa, Santa Inés, cerca del volcán Pacaya y Palín, con intensidades máximas entre V y VI *MM* y *Mw* 5,7.
 - Actividad sísmica del 14 de abril al 12 de mayo de 1870, con daños en Mataquesuintla, San Rafael, Casillas, Santa Rosa, Chiquimulilla, Taxisco, Los Esclavos, Cuilapa y en Cerros Ixhvatán, Moyuta y volcán Tecuamburro con intensidades máximas de VI *MM* y *Mw* 4,7.
 - Actividad sísmica ocurrida del 2 de agosto al 16 de septiembre de 1874, con daños en la Ciudad Capital, Escuintla, Antigua Guatemala, Balanyá, Parramos, Acatenango, Alotenango, Ciudad Vieja, El Tejar, Patzún, San Antonio Aguas Calientes, Zaragoza, Chimaltenango Dueñas, Itzapa y Patzicía, dejando poblados en ruinas, con intensidades máximas de VI y VII *MM* y *Mw* 6.
 - Actividad sísmica ocurrida del 15 al 31 de diciembre de 1885, con daños en Antigua Guatemala, Guatemala, San Vicente Pacaya, Patzicía, Santa Inés, San Miguel Petapa, Amatitlán y Villa Nueva, provocó hundimientos de techos y paredes, con intensidades máximas de V y VI *MM* y *Mw* 5,3.⁴

³ PERALDO, Giovanni; MONTERO, Walter. *Sismología histórica de América Central*. <https://hdl-bnc-idrc.dspace.direct.org/bitstream/handle/10625/28324/126111.pdf?sequence=1>.

⁴ DEL CID VARGAS, Ligia. *Estudio de sismos originados por fuentes sismogénicas superficiales ocurridos en Guatemala en el siglo XIX*. p. 60-83.

- El 19 de abril de 1902, ocurrió un sismo de magnitud de 8,2 MW que afectó los departamentos de Quetzaltenango y Sololá principalmente, fallecieron 200 personas.
- En 1913, el 8 de marzo, en la cabecera de Santa Rosa, Cuilapa, un sismo de magnitud de 6,1 MW con una profundidad de 5 a 6,5 Km provocó fallecimiento de personas.⁵
- “Desde el 17 de noviembre de 1917 hasta enero de 1918, hubo actividad sísmica con un evento principal el 25 de diciembre de 1917 cuya magnitud fue de 6,1 Mw, e intensidad máxima entre VIII-IX. En la ciudad de Guatemala, hubo fracturas en las calles y casi un 40 % de las casas fueron destruidas o seriamente dañadas”⁶.

El 6 de agosto de 1942 se registró el terremoto de mayor magnitud dentro del país con 8,3 MW y una profundidad de 60 Km. Su efecto se sintió en casi todo el país. En el departamento de Guatemala, en el municipio de Amatitlán, 253 casas sufrieron daños leves, 99 fueron destruidas; en Villa Nueva, paredes de casas derrumbadas. Además, en el interior del país, templos, casas, carreteras, edificios sufrieron algún tipo de daño.

En 1976, el 4 de febrero, se registró el sismo que más daños ha causado al país con una profundidad de 5 Km y magnitud de 7,5 MW con más de 22 700 personas fallecidas y 76 000 heridos. Se localizó en la falla del Motagua, entre los límites de la placa de Norteamérica y del Caribe. A su vez activó fallas secundarias yacentes dentro del país.⁷

- “Enjambre sísmico ocurrido al sur de la ciudad de Guatemala “entre el 13 de mayo al 9 de junio de 1988”, con registro de profundidades menores de 15 km, fue provocado por las fallas El Frutal y Zacaral, con una magnitud máxima registrada de 3,9 Mw”⁸.

⁵ INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*. http://www.insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_sismo-1.pdf. p. 8.

⁶ ESPINOSA, A. *The Guatemalan earthquake of february 4, 1976, a preliminary report. U.S. Geology Survey (1002)*. <https://pubs.usgs.gov/pp/1002/report.pdf>.

⁷ INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*. http://www.insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_sismo-1.pdf. p. 10.

⁸ DEL CID VARGAS, Ligia. *Estudio de sismos originados por fuentes sismogénicas superficiales ocurridos en Guatemala en el siglo XIX*. p. 99.

- En 1991, el 18 de septiembre, se produjo un evento sísmico “el terremoto de Pochuta” con magnitud 5,7 *M_W*, en la región Suroeste de Chimaltenango. Causó destrozos en aproximadamente el 80 % de la población de San Miguel Pochuta. Su intensidad fue de *VII MM* en la zona de mayor desastre. La mayor parte de los destrozos se debieron a las técnicas inadecuadas de construcción de viviendas (adobe). El evento dejó un saldo de 25 personas fallecidas, 185 heridas y 2 300 viviendas destruidas.
- En 1999, el 11 de julio, un sismo con magnitud 6,1 *M_W* con epicentro en el Golfo de Honduras, al extremo oriental de la falla del Motagua, fue reportado sensible en todo el territorio con intensidad *IV MM* en la ciudad capital.
- En noviembre del 2001, un sismo con magnitud 7,6 *M_W* fue reportado en las costas de El Salvador el cual fue sensible en toda la República y registró una intensidad de *IV MM*, para la Ciudad Capital de Guatemala. El sismo fue sensible desde México hasta Colombia.
- En 2012, el 7 de noviembre, un sismo fue generado con magnitud 7,4 *M_W*, frente a las costas de Retalhuleu con una profundidad de 33 km, fue sensible en todo el territorio nacional, donde afectó principalmente la región suroccidental y occidental del país. La intensidad máxima registrada fue de *VII* en las zonas más afectadas y *V* en la Capital. Este evento afectó al 40 % de los municipios del país aproximadamente.
- En 2013, el 6 de septiembre, un sismo con magnitud 6,4 *M_W* con epicentro en departamento de San Marcos a una profundidad de 59 km aproximadamente, el cual fue sensible en todo el país.
- En 2014, el 7 de julio, ocurrió un sismo de magnitud 6,9 *M_W* con epicentro en la frontera con México y el departamento de San Marcos y profundidad de 103 Km, afectando a departamentos como: San Marcos, Quetzaltenango, Huehuetenango, Totonicapán y Suchitepéquez).⁹

En El Salvador han ocurrido sismos importantes, como:

- En 1594, el 21 de abril, la capital fue sacudida por un sismo muy violento, que destruyó más de medio millón de edificaciones, como iglesias, los conventos de Santo Domingo y San Francisco, el hospital de indios, los portales y las casas del Cabildo.
- El 13 de mayo de 1748, un sismo volcánico, causó graves daños en casas de la zona central del país, donde también resultaron arruinados templos como el de San Juan, Olocuilta y Aculhuaca.

⁹ INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*. http://www.insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_sismo-1.pdf. p. 11-14.

- En el año 1986, en octubre 10, un sismo con magnitud 5,7 M_W con una duración de 5 segundos a una distancia epicentral de 8 km de la zona de los Planes de Renderos, al sur de El Salvador.
- El 13 de febrero del 2001, un terremoto de 7,7 M_W con duración de 20 segundos fue sentido en el país, donde su energía liberado causó que se declararan varios departamentos como zonas de emergencia Guevara, 2016.¹⁰

Para México, el 80 % de los terremotos ocurren en Guerrero, Oaxaca y Chiapas. A continuación, se mencionan algunos:

- En el año 1787, el día 28 de marzo, se registró el sismo más grande de México con magnitud 8,6 Mw, al cual se le conoce también como “Tsunami mexicano” porque inundó hasta 6 km tierra adentro en las costas de Oaxaca.
- El sismo del Ángel, el 27 de julio de 1957, atribuido el nombre ya que derribó con una magnitud de 7,8 Mw el monumento “el Ángel de la Independencia”. La zona central de la República Mexicana fue las más afectada, con 700 muertos y 2 500 heridos.
- El sismo El Mayor-Cucupah, con magnitud 7,2 Mw ocurrido el 4 de abril de 2010, el sismo rompió una falla de corrimiento lateral derecho con 120 km de longitud a la ciudad fronteriza, con daños en infraestructura de canales de riego, vivienda, carreteras, puentes, escuelas y hospitales.¹¹
- El sismo con más réplicas de la historia, en Ometepec, Guerrero el 20 de marzo de 2012 con magnitud 7,5 Mw. generó un tsunami de aproximadamente 1,5 metros de altura, con una cantidad de 44 réplicas con magnitud superior a 4,5 durante los primeros 30 días.¹²

¹⁰ El diario de hoy. *Cronología de una tierra danzarina*. https://web-geofisica.ineter.gob.ni/sis/com/Salvador2001/El_Diario_de_Hoy_de_EL_SALVADOR.htm.

¹¹ AMIS. *Crónicas de seis siglos de sismos en México: lecciones aprendidas y perspectivas*. <http://www.amis.com.mx/amiswp/wp-content/uploads/2019/05/LIBROSISMOS2.pdf>.

¹² Meza, Alejandro. *Forbes México*. <https://www.forbes.com.mx/los-8-sismos-mas-catastroficos-en-la-historia-de-mexico/>.

La revisión de algunos eventos sísmicos destacados dentro del país, evidencian la necesidad de contar con una base de datos de eventos sísmicos para llevar a cabo un análisis de riesgo sísmico. De esta forma Guatemala será un país resiliente, de tal manera que puedan enfrentarse estos eventos sísmicos y recuperarse de las pérdidas.

1.3.1. Definición

Es importante conocer la realidad sísmica de Guatemala porque estos eventos han provocado daños y se deben conocer las áreas más expuestas a sus efectos negativos.

Existen catálogos sísmicos regionales en los que se incluye a Guatemala surgidos de proyectos por cooperaciones internacionales, pero es necesario recopilar y delimitar estos datos teniendo un solo banco de información para el país de forma completa. Las bases que existen específicas para Guatemala tienen limitantes, como rangos de magnitud y de tiempo, por lo que se busca que abarque todas las magnitudes registradas.

Los datos recopilados datan del tiempo antes de la instrumentación hasta los reportados recientemente. De esa forma se incentiva la actualización constante de la base de datos y el usuario obtiene mayor beneficio de la información.

1.3.2. Delimitación

El proyecto abarcó el territorio guatemalteco, parte de Yucatán en México y Frontera con el Salvador y Honduras. La delimitación del área obedece a que algunos sismos que suceden en países vecinos han tenido efectos negativos en

el país. Además, se trabajó por debajo de la zona de subducción. Se utilizaron sismos sin restricción de magnitudes. Algunos catálogos discriminan ciertos rangos de magnitud debido a la aplicación del catálogo y para reducir el trabajo de desagrupación. Además, para los sismos reportados, como una iniciativa, se les asignó una intensidad máxima de acuerdo con su magnitud.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Sismología

La sismología, por medio de la ocurrencia de terremotos, su distribución espacio tiempo, mecanismos en el foco y liberación de energía, revela los procesos dinámicos que en la Tierra ocurren. Así también, el estudio de la propagación de las ondas producidas por los terremotos da información sobre su estructura interior, las regiones que la forman y la distribución en ellas, de la densidad y de las constantes elásticas.

“La propagación de las ondas producidas por los terremotos está determinada por la mecánica de los medios elásticos y, por tanto, sus velocidades dependen de las características elásticas del medio, cuya distribución puede estudiarse mediante la observación de los tiempos de recorrido y amplitudes de estas ondas”¹³.

2.2. ¿Qué es un terremoto?

Un terremoto es el movimiento brusco de la tierra, causado por la liberación de energía acumulada durante un largo tiempo. La corteza de la tierra está conformada por una docena de placas de aproximadamente 70 km de grosor, cada una con diferentes características físicas y químicas. Estas placas (tectónicas) se están acomodando en un proceso que lleva millones de años y han ido dando la forma que hoy conocemos a la superficie de nuestro planeta. Habitualmente estos movimientos son lentos e imperceptibles, pero en algunos casos estas placas chocan entre sí entonces una placa comienza a desplazarse con referencia a otra originando acumulación de energía que en algún momento se liberará y una de las placas se moverá bruscamente contra la otra rompiéndola

¹³ Instituto Geográfico Nacional. *Sismología*. <http://www.ign.es/web/resources/docs/IGNCnig/SIS-Teoria-Sismologia.pdf>. p. 2.

y liberándose entonces una cantidad variable de energía que origina el terremoto.¹⁴

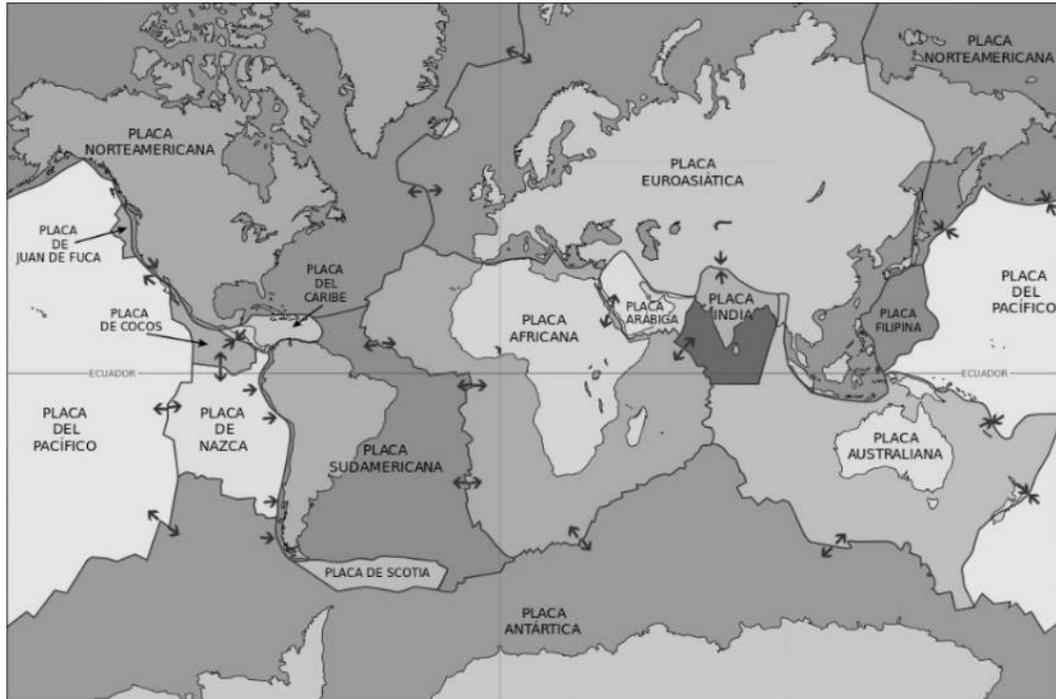
2.3. Tectónica de placas

La tectónica de placas puede definirse como una teoría compuesta por una gran variedad de ideas que explican el movimiento observado de la capa externa de la Tierra por medio de los mecanismos de subducción y de expansión del fondo oceánico, que, a su vez, generan los principales rasgos geológicos de la Tierra, entre ellos los continentes, las montañas y las cuencas oceánicas.

Según el modelo de la tectónica de placas, el manto superior, junto con la corteza suprayacente, se comportan como una capa fuerte y rígida, conocida como la litósfera que está rota en fragmentos, denominados placas, figura 1.

¹⁴ UDC. *¿Qué es un terremoto?* http://www.udc.es/dep/dtcon/estructuras/ETSAC/investigacion/Terremotos/QUE_ES.htm.

Figura 1. Configuración de las placas tectónicas



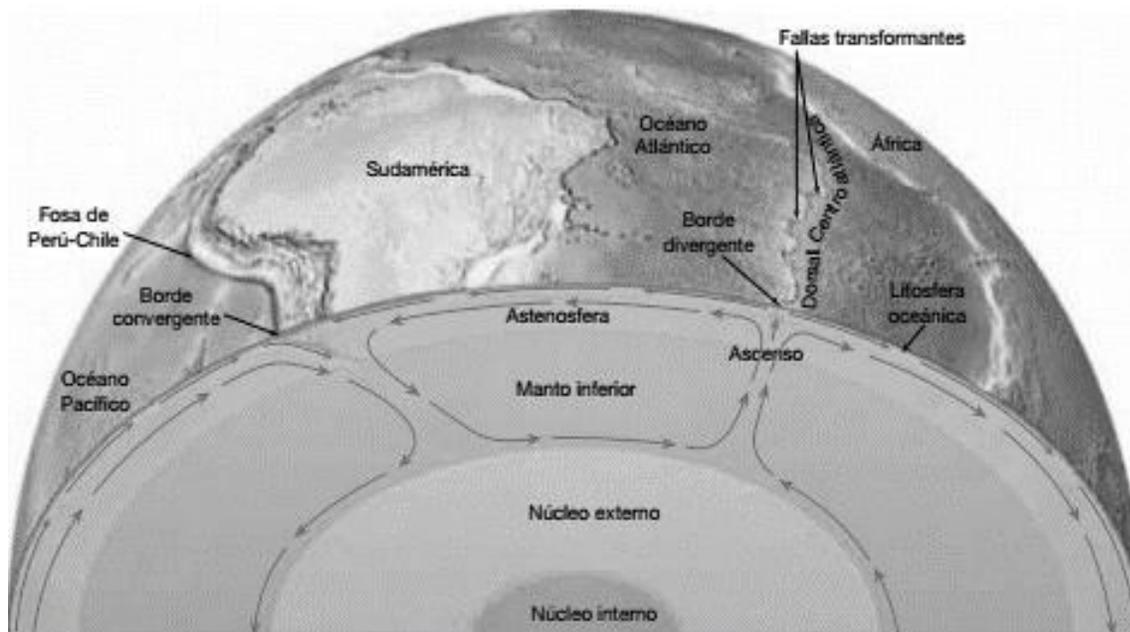
Fuente: USGS. *Perspectiva histórica*. <https://pubs.usgs.gov/publications/text/slabs.html>.

Consulta: 5 de agosto de 2018.

La litósfera se encuentra por encima de una región más dúctil del manto, conocida como la astenosfera. El régimen de temperatura y presión de la astenosfera superior es tal que las rocas que allí se encuentran se aproximan mucho a sus temperaturas de fusión, lo que provoca una zona muy dúctil que permite la separación efectiva de la litósfera en las capas inferiores. Así, la roca poco resistente que se encuentra dentro de la astenosfera superior permite el movimiento de la capa externa rígida de la Tierra, figura 2.¹⁵

¹⁵ TARBUCK, Edward; LUTGENS, Frederick. *Ciencias de la Tierra*. p. 46.

Figura 2. **Expansión del fondo oceánico**



Fuente: TARBUCK, Edward; LUTGENS, Frederick. *Ciencias de la Tierra*. p. 46.

2.4. Borde de placas

La interactividad entre las placas tectónicas produce movimientos ya sea de separación o acercamiento, por lo que, dependiendo de estos movimientos, se pueden encontrar bordes constructivos y destructivos respectivamente.

2.4.1. Bordes destructivos

Los bordes destructivos de las placas tectónicas corresponden a las zonas donde chocan dos placas, como es el caso de la de Nazca y la Sudamericana. La gran presión que soportan las rocas en el proceso de subducción hace que éstas se fundan y posteriormente puedan volver a salir como roca fundida o magma a través de los volcanes. De este modo, las zonas de subducción van

acompañadas de gran actividad volcánica, como ocurre en el Cinturón de Fuego del Pacífico figura 3.

Figura 3. **Cinturón de fuego**



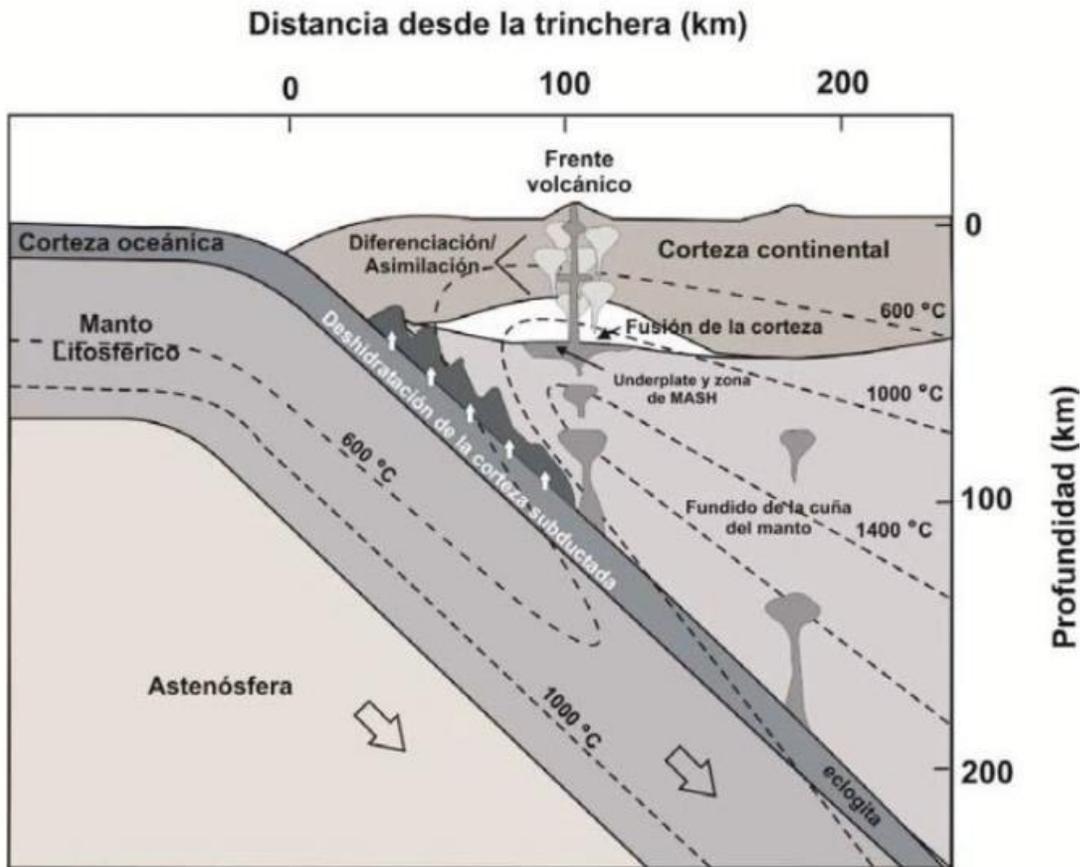
Fuente: PORTILLO, Germán. *Cinturón de fuego del pacífico*.

<https://www.meteorologiaenred.com/cinturon-de-fuego-del-pacifico.html>. Consulta: 5 de agosto de 2018.

La enorme fuerza de empuje de las placas en las zonas de subducción, figura 4, es una de las causas de la formación de las cordilleras continentales, al mismo tiempo que producen frecuentes terremotos. Las fosas oceánicas corresponden a las zonas donde una placa se introduce bajo la otra. Las fosas son las mayores profundidades de los océanos. Frente a Chile, existe la Fosa de Atacama que tiene cerca de 8 000 m de profundidad.¹⁶

¹⁶ Mar de Chile. *Bordes de las placas tectónicas*. http://www.mardechile.cl/index.php?option=com_content&view=article&catid=19%3Aacos-y-fondos&id=42%3Abordes-de-las-placas-tectas&Itemid=66.

Figura 4. **Borde destructivo**



Fuente: JUANCO, Desideria. *Evolución magmática*. <https://slideplayer.es/slide/2795429/>.

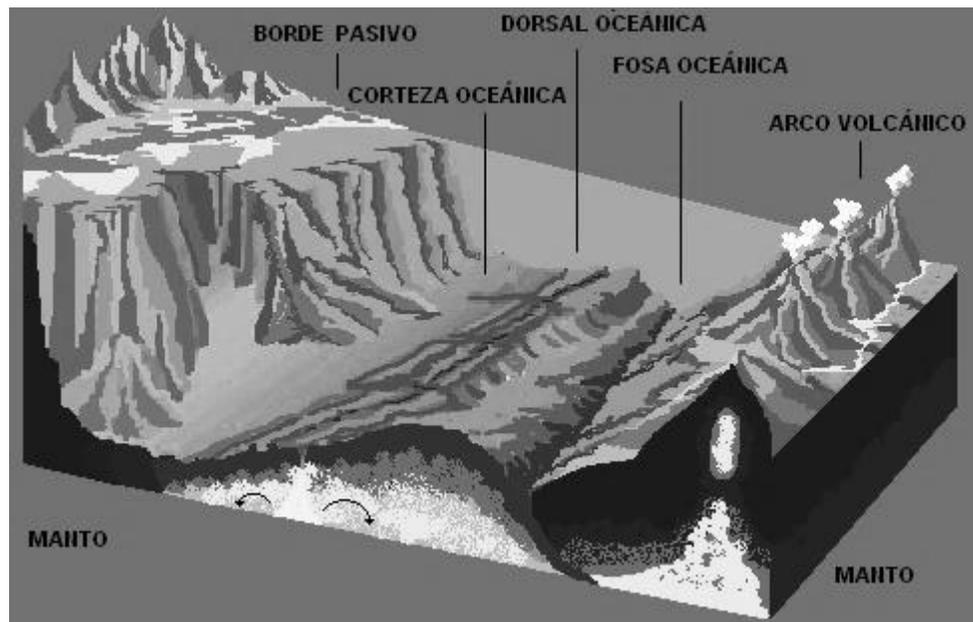
Consulta: 5 de agosto 2018.

2.4.2. **Borde constructivo**

Los bordes constructivos, figura 5, de las placas tectónicas son aquellos donde las placas se separan entre sí. Se denominan de este modo, porque estos bordes coinciden con las zonas donde se desarrollan dorsales o cordilleras submarinas, las que pueden alcanzar hasta 4 000 metros de altura.

“Las dorsales se forman por el calor del interior de la Tierra, el cual hace que la corteza de la Tierra se estire y se recoja formando grietas y puntos elevados que se denominan domos. Por las grietas aflora material magmático o roca fundida desde el interior de la Tierra, el cual lentamente se va acumulando y formando la dorsal”¹⁷.

Figura 5. **Borde constructivo**



Fuente: GONZÁLEZ, Elena. *Dorsal oceánica*.

<https://previa.uclm.es/profesorado/egcardenas/dorsal.htm>. Consulta: 05 de agosto de 2018.

¹⁷ Mar de Chile. *Bordes de las placas tectónicas*. http://www.mardechile.cl/index.php?option=com_content&view=article&catid=19%3Aacos-y-fondos&id=42%3Abordes-de-las-placas-tectas&Itemid=66.

2.5. Marco tectónico para Guatemala

La tectónica de Guatemala es el resultado de la interacción de tres placas tectónicas importantes, Norteamérica, Cocos y Caribe, figura 6, por lo que la amenaza sísmica del territorio está determinada por la actividad de fuentes sísmicas asociadas a diferentes procesos, que tienen lugar en los márgenes de dichas placas.

Una de las fuentes principales de sismos es la fosa de subducción, asociada al límite de placas Cocos y Caribe. Dentro de ella cabe distinguir una zona de subducción superficial ($h=50$ km), localizada a unos 120 km de la costa, donde la placa de Cocos comienza a sumergirse bajo la placa del Caribe y otra de subducción intermedia y profunda ($h > 50$ km), localizada bajo el continente, llegando a profundidades de hasta 250 km. En conjunto, la zona de subducción representa la fuente de los mayores terremotos históricos ocurridos en Centroamérica, incluyendo Guatemala y es la única fuente que tiene dimensiones laterales suficientes para generar un terremoto de magnitud $M_w=8$ y la más alta frecuencia de eventos de $M_w > 7$ en toda la región.¹⁸

Figura 6. Mapa tectónico en Guatemala



Fuente: GORDILLO, Carla. *Geología de Guatemala*. p. 3.

¹⁸ BENITO, Belén; MOLINA, Enrique; LAÍN, Luis. *Metodología para estudio de amenaza sísmica en Guatemala*. http://geo.mtu.edu/4hazards/links/SeismicityRudiger/Benito_etal_ND.pdf. p. 1.

La segunda gran estructura que se debe considerar es el sistema de fallas Chixoy- Polochic-Motagua, que se extiende desde la costa del Caribe hasta la frontera con México y está asociado al límite de placas Norteamérica-Caribe. Las fallas están alineadas paralelamente en dirección ENE-WSW y hay evidencia de terremotos producidos por complejos procesos de ruptura en ellas, con desplazamientos promedio hasta de 1 m. Algunos ejemplos son el sismo de 1976, de $M_w=7,5$, en la falla de Motagua, o el de 1816 en Chixoy-Polochic, que se estimada entre 7,5 y 7,8 M_w .

Otra importante fuente de actividad está relacionada con la cadena de volcanes en Centroamérica, que es paralela a la fosa de subducción y se extiende desde el noroeste de México hasta el sureste de El Salvador. Debido a fuerzas originadas por una componente de colisión oblicua en la zona de subducción, los terremotos originados en la cadena son generalmente considerados de origen tectónico (White, 1991), aunque en algunos casos han ido acompañados de erupciones volcánicas. Estos sismos han sido de magnitud moderada, $M_w < 6,5$, pero han causado gran destrucción, debido a que tienen foco superficial (profundidad menor que 25 km) y sus epicentros coinciden con centros de población.

Por otra parte, hay una cierta actividad sísmica asociada a la Depresión de Honduras, donde se presentan pequeños segmentos de fallas normales, que forman parte de una secuencia de grábenes en echelón (Bommer et al., 1998). Estos terremotos son superficiales y poco frecuentes, pero pueden representar una fuente de amenaza para la zona limítrofe de Guatemala. Por último, la región de Petén tiene alguna actividad sísmica, pero en ella solo se han producido eventos de pequeña magnitud y con una tasa considerablemente menor que la de las zonas anteriores.¹⁹

Se consideran las siguientes fuentes sísmicas en el contexto tectónico de Guatemala figura 7:

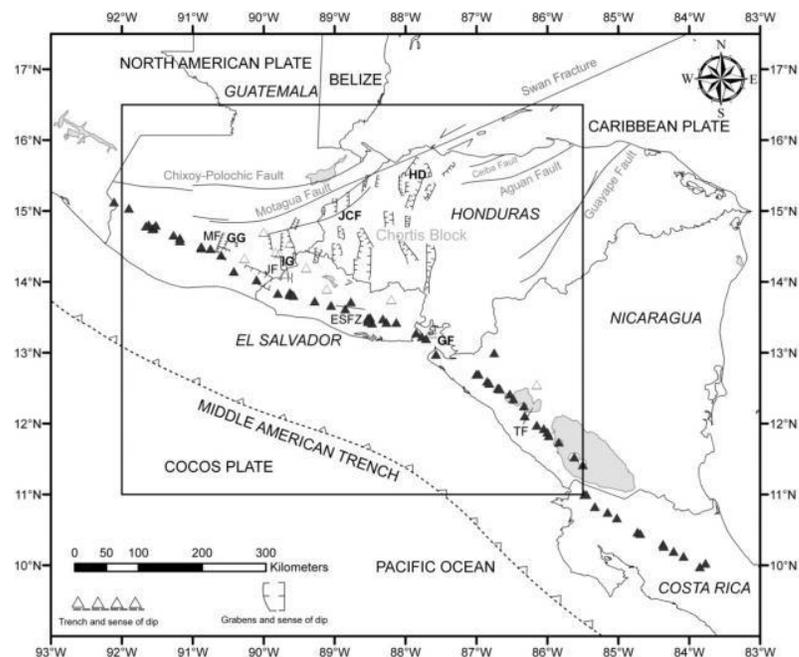
- Falla Polochic es una falla que atraviesa el país de este a oeste y es límite de placas entre las Placas Norteamericana y Caribe y tiene un movimiento dextral.
- Falla Motagua: área alrededor de la traza conocida en el Centro del País y coincide con la ruptura del Terremoto del 4 de febrero de 1976.

¹⁹ BENITO, Belén; MOLINA, Enrique; LAÍN, Luis. *Metodología para estudio de amenaza sísmica en Guatemala*. http://geo.mtu.edu/4hazards/links/SeismicityRudiger/Benito_et_al_ND.pdf. p. 2.

- Falla Jocotán: corre a lo largo de la traza conocida de la falla del mismo nombre, desde el Valle de Zacapa y a lo largo de la traza de los ríos Grande de Zacapa, Jupilingo y Chamalecón en Honduras hasta el Valle de Sula-Choloma.
- Graben de Ipala: traza que limita la frontera del Graben de Ipala hacia el oeste, entre los volcanes Suchitán e Ipala.
- Mixco: coincide con la traza de la falla Mixco que limita el Valle-Graben que alberga a la Ciudad de Guatemala hacia el Occidente y se extiende hacia el sur con la Cuenca (Caldera) del Lago Amatitlán.
- Santa Catarina: similar a la falla Mixco, pero en el extremo oriente de este Graben; siendo extendida hasta la coincidencia de la traza conocida con el borde de la Cuenca (Caldera) del Lago Amatitlán.
- Falla Jalpatagua: coincidente con la traza conocida de dicha falla extendida aproximadamente desde el límite sur del Graben de la Ciudad de Guatemala y hasta la frontera entre Santa Rosa y Jutiapa.
- Madre Vieja: siguiendo la traza de la Falla que marca el cauce del río Madre Vieja.
- Subducción somera: zona principal de acoplamiento mecánico en la zona de subducción de la trinchera océano- continente, frente a las costas de Guatemala. Se sitúa entre 20 y 50 Kilómetros de profundidad.

- Subducción Profunda: en la subducción profunda, en su dirección hacia abajo del arco volcánico. Esta se sitúa entre 55 hasta 85 kilómetros de profunda.

Figura 7. Principales fallas geológicas en Guatemala



Fuente: SALAZAR, Walter; BROWN, Lyndon. *An Earthquake catalogue for El Salvador and neighbouring Central American countries and its implication in the seismic hazard assessment*. https://www.researchgate.net/publication/261831276_An_Earthquake_Catalogue_for_El_Salvador_or_and_Neighbouring_Central_American_Countries_and_its_Implication_in_the_Seismic_Hazard_Assessment. Consulta: 22 de febrero de 2020.

2.6. Ingeniería sísmica

El terremoto se ha convertido en un problema para los humanos desde que se empezó a construir estructuras. Las muertes y los daños a los edificios que han causado tienen muchos efectos a nivel económico, social, psicológico e incluso político figura 8.

“Un estudio general de terremotos involucra diferentes disciplinas para tratar el fenómeno. La rama de la ingeniería dedicada a mitigar peligros por terremotos, así como cubrir la investigación y solución de los problemas creados por estructuras dañadas es la ingeniería sísmica”²⁰.

La ingeniería sísmica contempla la consecuencia directa de la intensidad sísmica de acuerdo con los parámetros de movimiento fuerte en la superficie, como la aceleración y velocidad máxima del suelo, que dependen de la magnitud del evento y de la atenuación sufrida por la energía sísmica liberada hacia el hipocentro condicionados por la geología del lugar, depósitos de suelo, topografía, etc. Los mapas de intensidad instrumental muestran el movimiento del terreno y potenciales efectos causados por un sismo, a partir de registros de sismómetros y acelerógrafos, relaciones de atenuación de la energía sísmica, información sobre condiciones sísmicas locales, entre otros.²¹

Y aunque la ingeniería sísmica busque la predicción de un sismo, se considera que los alcances están a un nivel determinístico y probabilístico.

²⁰ TOMASI, Roberto. *Nature of earthquakes elements of seismology and earthquake engineering*. http://www.kstr.lth.se/fileadmin/kstr/pdf_files/Timber_Engineering_2017/Slides.1.nature-earthquake-Lund-2017-tomasi.pdf.

²¹ Servicio Geológico Colombiano. *Mapas de intensidad instrumental*. <https://www2.sgc.gov.co/sgc/mapas/Documents/PDF%20DESCRIPCION/Mapasdeintensidadinstrumental.pdf>.

Figura 8. **Efecto de un terremoto**



Fuente: ESPINOSA, A. *The Guatemalan earthquake of february 4, 1976, a preliminary report.*
U.S. Geology Survey (1002). p. 59.

2.6.1. Origen de terremotos naturales

- Origen tectónico (90 %)
- Origen volcánico (7 %)
- Colapso de espacios subterráneos (3 %)

Los más dañinos y que más pérdidas humanas han causado son producidos por terremotos tectónicos.

2.6.2. Terremotos inducidos (por el hombre)

- Actividades industriales: Minería, presas, reservorios geotermales e hidrocarburos que inducen la deformación de los sitios relacionados.

2.6.3. El tamaño de un terremoto es medido por

- Intensidad (I)
- Energía (Et)
- Energía Sísmica (E)
- Magnitud (MW, MS, mb, ML, MC)
- Aceleración del suelo (a)
- Velocidad del suelo (v)
- Desplazamiento del suelo (d)
- Momento sísmico (M0)
- Caída del esfuerzo ($\Delta\sigma$)

2.6.4. Clasificación de los terremotos por su profundidad focal (hipocentro)

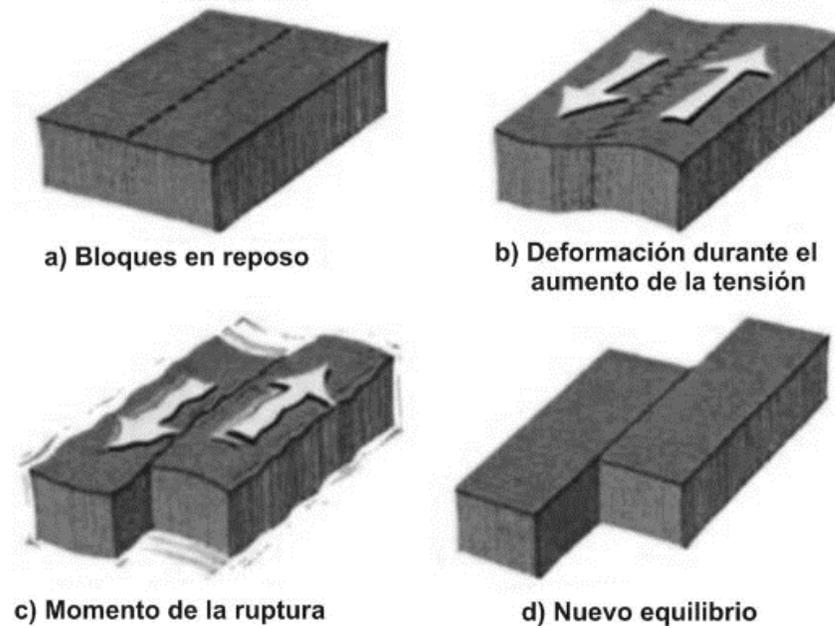
- Superficial $20 \leq h \leq 50$ km
- Intermedio $50 < h \leq 450$ km
- Profundo $450 < h \leq 750$ km (Prochazkova, s.f., págs. 19-22)

2.7. Teoría del rebote elástico

Reid, H. en 1911 estableció un modelo mecánico del movimiento relativo de la corteza. Los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material, lo que sucede cuando los esfuerzos de cizalla o transurrencia alcanzan valores próximos a 1 000 bares. En este momento, la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos total o parcialmente de forma súbita y la energía elástica acumulada se libera bruscamente figura 9, las rocas deformadas por el esfuerzo rebotan a ambos lados de la falla y la deformación elástica desaparece. El terreno próximo a la falla sufre un desplazamiento, parte de la energía liberada se disipa en fenómenos no elásticos en la zona de ruptura y parte se propaga en forma de ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno. La generación de un sismo consta, por tanto, de dos etapas: una de acumulación lenta de la energía elástica y otra de la relajación súbita. Mientras que la primera

puede prolongarse muchos años, la segunda dura únicamente decenas de segundos.²²

Figura 9. **Esquema teoría del rebote elástico**



Fuente: TOMASI, Roberto. *Nature of earthquakes elements of seismology and earthquake engineering*. http://www.kstr.lth.se/fileadmin/kstr/pdf_files/Timber_Engineering_2017/Slides.1.nature-earthquake-Lund-2017-tomasi.pdf. Consulta: 19 de julio de 2018.

2.8. Mecanismos más comunes

Los mecanismos más comunes de fuentes sísmicas son:

²² HERRÁIZ, Miguel. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. https://www.academia.edu/24957306/Conceptos_B%C3%A1sicos_de_Sismolog%C3%ADa_para_Ingenieros_Dr_Miguel_Herraiz_Sarachaga.

2.8.1. Fallas

Las fallas son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales ha tenido lugar un desplazamiento apreciable. Las fallas de esta escala, normalmente, aparecen como pequeñas rupturas aisladas. Por el contrario, las grandes fallas, como la de San Andrés en California, tienen desplazamientos de centenares de kilómetros y consisten en muchas superficies falladas interconectadas. Los movimientos súbitos a lo largo de las fallas son la causa de la mayoría de los terremotos. Sin embargo, la gran mayoría de las fallas son inactivas y, por tanto, restos de una deformación antigua. Los geólogos clasifican las fallas por sus movimientos relativos, que pueden ser predominantemente horizontales, verticales u oblicuos.

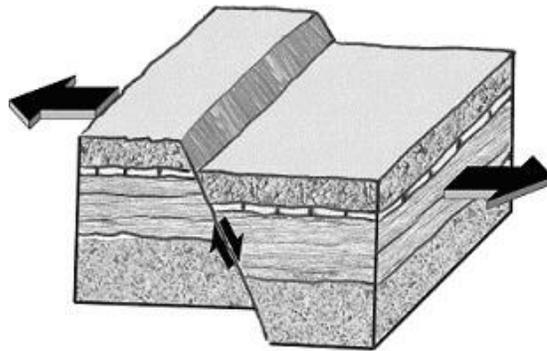
2.8.2. Fallas verticales

Los dos tipos principales de fallas con desplazamiento vertical se denominan fallas normales y fallas inversas.

2.8.2.1. Fallas normales

Las fallas con desplazamiento vertical se clasifican como fallas normales cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro de la falla, como se muestra en la figura 10. Debido al movimiento descendente del techo, las fallas normales acomodan el alargamiento o la extensión de la corteza.²³

Figura 10. Esquema falla normal



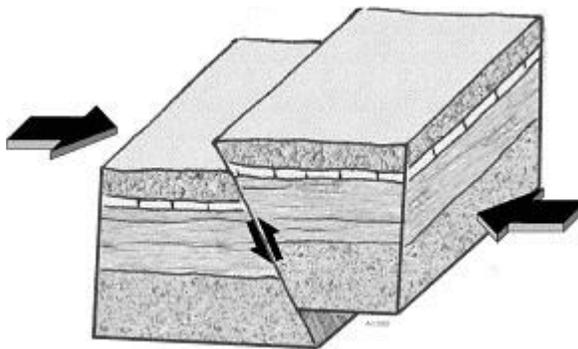
Fuente: BOLT, Bruce. *Terremotos*. p. 160.

²³ TARBUCK, Edward; LUTGENS, Frederick. *Ciencias de la Tierra*. p. 295-297.

2.8.2.2. Fallas inversas

Las fallas inversas y los cabalgamientos son fallas con desplazamiento vertical en las cuales el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro figura 11. Recordemos que las fallas inversas tienen buzamientos superiores a 45° y que los cabalgamientos tienen buzamientos inferiores a 45°. Dado que el bloque de techo se mueve hacia arriba y sobre el bloque de muro, las fallas inversas y los cabalgamientos reflejan un acortamiento de la corteza.

Figura 11. Esquema falla inversa



Fuente: BOLT, Bruce. *Terremotos*. p. 160.

2.8.3. Fallas horizontales

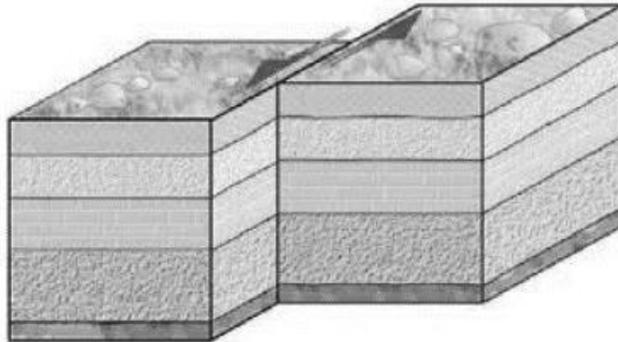
Las fallas en las que el desplazamiento dominante es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla, se denominan fallas de desplazamiento horizontal o desgarres figura 12.

Debido a su gran tamaño y a su naturaleza lineal, muchas fallas de desplazamiento horizontal tienen una traza que es visible a lo largo de una gran distancia. En lugar de una fractura única a lo largo de la cual tiene lugar el movimiento, las fallas de desplazamiento horizontal consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuya anchura puede ser superior a varios kilómetros.

Los bloques de los lados opuestos de una falla se mueven horizontalmente en direcciones opuestas, de manera que, si una persona estuviera de pie en un lado de la falla, parecería que el bloque situado en el lado opuesto se movería hacia la derecha cuando se produce el deslizamiento. Este tipo de desplazamiento se

conoce como deslizamiento dextral, si el desplazamiento es opuesto se conoce como sinistral.²⁴

Figura 12. **Esquema falla horizontal**



Fuente: BOLT, Bruce. *Terremotos*. p. 161.

2.9. Geometría de fallas

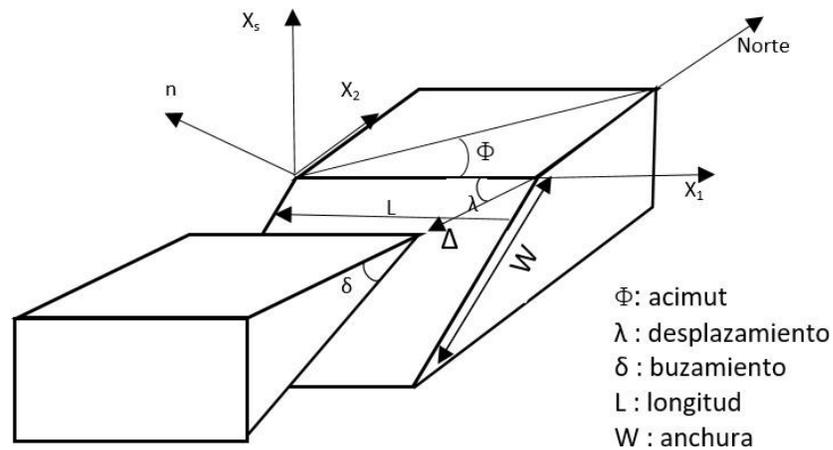
Para analizar el proceso sísmico en el foco es necesario introducir un conjunto de parámetros que permitan describir la falla que genera el terremoto; la forma en que tiene lugar el proceso de ruptura; la localización espaciotemporal del fenómeno y finalmente, su tamaño. En primer lugar, se definirá la geometría de la falla. Se entiende por falla una estructura tectónica a lo largo de la cual se ha producido una fractura y un desplazamiento diferencial de los materiales adyacentes.

La orientación de la falla, suponiendo que ésta se asimila a un plano, queda definida por 3 ángulos: Φ , acimut de la traza; δ , buzamiento del plano de falla y λ , ángulo de deslizamiento figura 13. A su vez, la dimensión del plano de falla considerada como rectangular se expresa con su longitud L y su anchura W . Por

²⁴ TARBUCK, Edward; LUTGENS, Frederick. *Ciencias de la Tierra*. p. 297-305.

último, el desplazamiento relativo de los bloques se denomina deslizamiento o dislocación y se representa con Δu . Su dirección viene dada por el ángulo λ que, sobre el plano de falla, forman Δu y la traza.

Figura 13. **Geometría de fallas**



Fuente: HERRÁIZ, Miguel. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*.

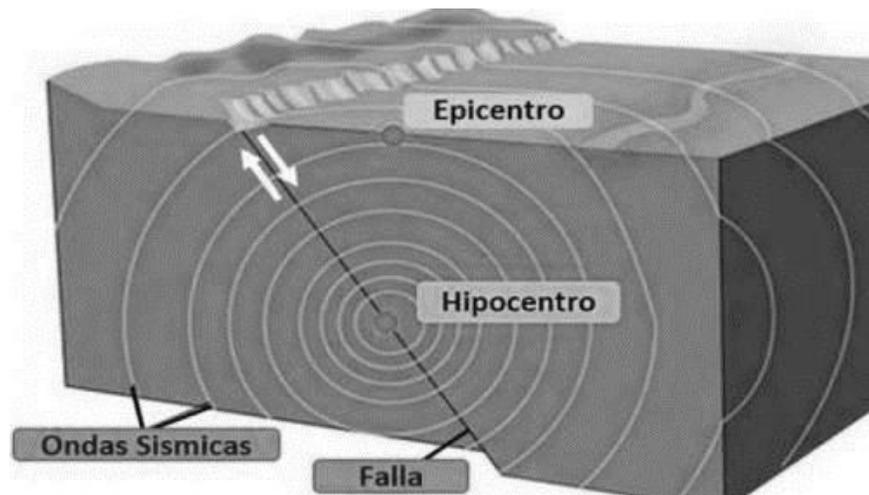
https://www.academia.edu/24957306/Conceptos_B%C3%A1sicos_de_Sismolog%C3%ADa_para_ingenieros_Dr_Miguel_Herraz_Sarachaga. Consulta: 25 de julio de 2018.

2.10. Ondas sísmicas

“La localización en una falla donde el deslizamiento ocurre es llamada el foco, considerando la posición directamente arriba de este, en la superficie se le llama epicentro figura 14. Profundidad focal es la distancia entre el foco y el epicentro. La distancia entre el sitio y el epicentro se llama distancia epicentral”²⁵.

²⁵ Fuente: TOMASI, Roberto. *Nature of earthquakes elements of seismology and earthquake engineering*. http://www.kstr.lth.se/fileadmin/kstr/pdf_files/Timber_Engineering_2017/Slides.1.nature-earthquake-Lund-2017-tomasi.pdf.

Figura 14. **Foco y epicentro de un sismo por falla**



Fuente: Enzo. *Qué es un hipocentro y un epicentro, y cuál es su diferencia.*

<https://epicentrogeografico.com/2018/01/que-es-el-hipocentro-y-epicentro/>. Consulta: 7 de junio de 2018.

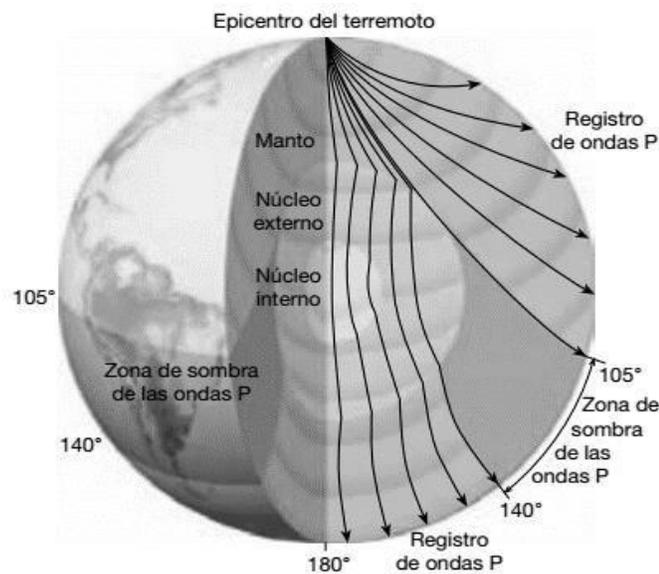
Las ondas sísmicas, que transmiten parte de la energía que se libera en el foco al producirse el terremoto, son básicamente de dos tipos: ondas internas o de volumen y ondas superficiales. Las primeras se pueden propagar por las zonas profundas de la tierra y son de dos clases: ondas P (Primarias) y ondas S (Secundarias), llamadas así por ser, respectivamente, las primeras y las segundas en llegar a una estación sismográfica.

Las ondas P son longitudinales y corresponden a modificaciones de volumen sin cambio de forma. A su vez, las S son transversales y se relacionan con cambios de forma sin cambios de volumen. En estas ondas se distinguen las componentes SV y SH correspondientes, respectivamente, a las proyecciones sobre los planos vertical y horizontal. El ángulo de polarización, definido como la tangente de SV/S_H, constituye un dato básico en algunos métodos modernos para la determinación del mecanismo focal.

Las ondas S no se transmiten a través de medios fluidos, como el núcleo externo de la Tierra, en los que el coeficiente de rigidez se aproxima a cero. Esta propiedad origina la zona de sombra para la recepción de ondas S telesísmicas en las distancias epicentrales situadas aproximadamente, entre 105° y 180°.

Sin embargo, conviene tener en cuenta que las ondas S pueden propagarse a través de todo el interior de nuestro planeta tras convertirse en ondas compresionales en la frontera manto-núcleo externo. La atenuación o desaparición de las ondas S al atravesar medios fluidos se puede manifestar, también, en los sismogramas de terremotos volcánicos correspondientes a trayectorias que han atravesado depósitos magmáticos figura 15.²⁶

Figura 15. **Propagación de ondas sísmicas P y S**



Fuente: TARBUCK, Edward y LUTGENS, Frederick. *Ciencias de la Tierra*. p. 348.

²⁶ HERRÁIZ, Miguel. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. https://www.academia.edu/24957306/Conceptos_B%C3%A1sicos_de_Sismolog%C3%ADa_para_Ingenieros_Dr_Miguel_Herraiz_Sarachaga.

Además de las ondas internas P y S , si el medio tiene una superficie libre o una estructura de capas, puede transmitir ondas de otro tipo que, por ser apreciables únicamente cerca de la superficie, se denominan superficiales. Las más importantes son las ondas Rayleigh y las ondas Love, así llamadas en honor de los investigadores que en 1887 y 1911, respectivamente, explicaron su formación. En ambos casos la velocidad de propagación es menor que la de las ondas S ; la amplitud decrece con la profundidad y los desplazamientos que generan se encuentran en el plano de incidencia.

“Las ondas superficiales ganan importancia a grandes distancias porque su amplitud depende de $R^{-1/2}$ siendo R la distancia, mientras que para las ondas internas la variación es con R^{-1} ”²⁷. Por eso constituyen la principal componente del movimiento del suelo originado por sismos lejanos y sus efectos sobre determinadas estructuras pueden ser importantes. Por ejemplo, las ondas Rayleigh son particularmente peligrosas para las tuberías enterradas a profundidades pequeñas por lo que, junto con las S , deben ser tenidas muy en cuenta en el diseño sismorresistente de conducciones subterráneas de gas, petróleo, entre otros.

Debido a su influencia sobre las estructuras, el predominio de uno u otro tipo de ondas en el movimiento sísmico juega un papel decisivo en los efectos de un terremoto. La sacudida sísmica en un lugar dado puede ser debida a temblores próximos o lejanos. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en la zona de largos períodos. La proximidad a la fuente implica, por consiguiente, no solo el previsible incremento en la amplitud sino también un aumento de la frecuencia de las ondas registradas.²⁸

²⁷ GIBOWICZ, Slawomir; KIJKO, Andrzej. *An introduction to mining seismology*. Polonia: Academic Press. p. 209-210.

²⁸ HERRÁIZ, Miguel. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. https://www.academia.edu/24957306/Conceptos_B%C3%A1sicos_de_Sismolog%C3%ADa_para_Ingenieros_Dr_Miguel_Herraz_Sarachaga.

2.11. Mecanismo focal

La caracterización completa de un mecanismo focal de un terremoto nos proporciona información importante, incluyendo el tiempo de origen, la ubicación del epicentro, la profundidad focal, el momento sísmico, la magnitud y la orientación espacial de las 9 componentes del tensor de momento.

Como el tensor de tensión y de deformación, el tensor de momento puede ser descrito en términos de 3 ejes ortogonales: P (para el eje de compresión), T (para el de tensión) y N (para el eje nulo). La orientación y magnitud de estos ejes, para un terremoto dado se resuelve utilizando datos registrados por una gran cantidad de sismómetros que están distribuidos alrededor del epicentro. La orientación de los ejes del tensor de momento es de gran interés debido a que el plano de falla en el cual un terremoto fue generado a lo largo de este, está a 45° desde los ejes P y T y contiene al eje N.

Para cualquier tensor de momento existen dos posibles planos que cumplen estos criterios. Los dos planos se llaman planos nodales. Están en ángulos rectos uno del otro y se intersectan a lo largo del eje N. Uno de los planos es el plano de falla; el otro se llama plano auxiliar y no tiene un significado geológico-estructural. Todo sismólogo puede decir con referencia solo al tensor de momento que un terremoto fue generado en uno o el otro plano nodal. Es necesario tener argumentos geológicos para diferenciar entre las dos soluciones de planos de falla.²⁹

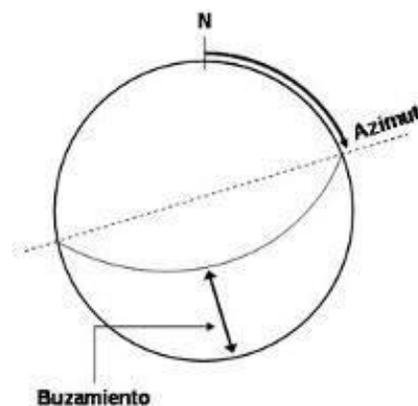
Asumiendo que el plano de falla puede ser diferenciado del plano auxiliar, la SMF (Solución de un Mecanismo Focal) proporciona la orientación del plano de falla, la dirección del deslizamiento del techo (hanging-wall) y por lo tanto el tipo de falla involucrada en el terremoto: transcurrente, inversa, normal y oblicua (combinación de desplazamiento vertical y horizontal). El análisis de la secuencia de un gran número de réplicas de un evento principal permite

²⁹ Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*. <http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>.

mapear el parche de deslizamiento y evaluar ya sea más que los terremotos generados por una falla durante una secuencia. Un análisis cuantitativo más sofisticado de los mecanismos fuentes de terremotos pueden identificar la dirección de propagación de la falla.

Los diagramas de pelotas de playas (beachball diagrams) de las SMF son proyecciones estereográficas que muestran dos cuadrantes negros y dos blancos, separados por un arco de un gran círculo orientado a 90° uno del otro. Los grandes círculos son los planos nodales. El rumbo de la falla está indicado por una línea que conecta dos puntos en el diagrama de las pelotas de playa, es decir, donde el plano de falla (un gran círculo) intersecta al círculo primitivo; la línea segmentada en la figura 16. La dirección del manto está 90° del rumbo, en la dirección indicada por la flecha negra desde el centro hacia la mitad del gran círculo.³⁰

Figura 16. **Proyección del rumbo y manteo**



Fuente: Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*.

<http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>. Consulta: 5 de agosto 2019.

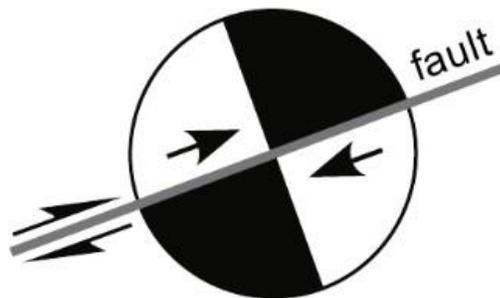
Para interpretar el sentido de deslizamiento a lo largo de un plano de falla particular se utiliza como ejemplo un mecanismo transcurrente (también conocido como mecanismo con deslizamiento en el rumbo, figura 17,

³⁰ Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*. <http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>.

asumiendo que el plano de falla es la línea gris. Luego se ubica en uno de los dos hemisferios que divide el plano de falla (mirando perpendicular al plano de falla) e imagina que el cuadrante negro equivale a la punta de una flecha lo cual indicará el sentido del deslizamiento.

Si la flecha apunta hacia la derecha, el mecanismo focal representará una falla transcurrente-dextral y si la flecha es hacia la izquierda, este representará una falla transcurrente-sinestral.

Figura 17. **Mecanismo focal de una falla transcurrente-dextral**

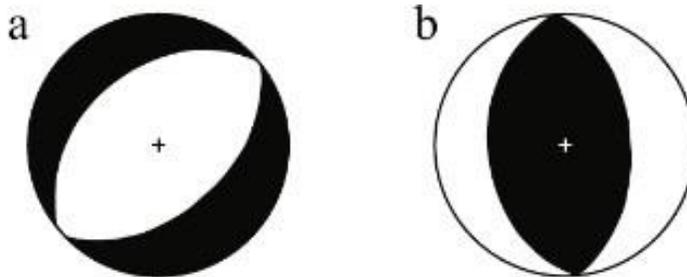


Fuente: Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*.
<http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>. Consulta: 5 de agosto 2019.

“Para mecanismos normales e inversos (mecanismos con deslizamiento puro en el manto), solo tres cuadrantes de los cuatro se pueden observar el diagrama SMF, tal como se observa en la figura 18. El centro de un mecanismo es blanco para una falla normal y es negro para una falla inversa”³¹.

³¹ Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*. <http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>.

Figura 18. **Mecanismo focal normal (a) e inverso (b)**



Fuente: Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*.

<http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>. Consulta:05 agosto de 2019.

2.12. Magnitud e Intensidad

Los terremotos pueden ser medidos de acuerdo con la energía que este libera y de acuerdo con los daños que puede ocasionar, para ello existen dos tipos de medición, la magnitud y la intensidad respectivamente.

2.12.1. Magnitud

La prioridad de la sismología después de localizar un sismo es cuantificar su tamaño, para propósitos científicos y medición de peligrosidad.

“Magnitud: basado en la amplitud de las ondas emanadas grabadas en un sismograma. La idea es que la amplitud de la onda refleja el tamaño del sismo una vez las amplitudes son corregidas para el descenso con la distancia debido al esparcimiento geométrico y atenuación”³².

³² RAWILSON, Nick. *Earthquake magnitude and moment*. <http://rses.anu.edu.au/~nick/teachdoc/lecture13.pdf>.

2.12.2. Intensidad

Se entiende por intensidad sísmica en un punto la fuerza con que se experimentan los efectos del terremoto. Probablemente sea el parámetro de tamaño de mayor interés en Ingeniería y se obtiene estimando cualitativamente los daños producidos por el terremoto.

En la actualidad, dentro de las escalas de intensidad que más se usan, se tiene la de Mercalli Modificada (MM) (tabla I) y la MSK. La escala Mercalli modificada fue propuesta por Mercalli en 1902 y modificada por Wood y Newman en 1931 y Richter en 1956. La escala MSK se debe a Medvedev, Sponheuer y Karnik en 1967. Ambas escalas tienen XII grados y son muy parecidas, siendo la escala MM más utilizada en América y la escala MSK en Europa. Existen otras escalas de uso más local como: JMA de la Agencia Meteorológica de Japón, o de interés histórico como la escala Rossi-Forel y Mercalli-Cancani-Sieberg la figura 19, compara las escalas entre sí.³³

Figura 19. Escalas de intensidad sísmica y su equivalencia

Mercalli Modificado	Rossi Forel	Agencia Meteorológica de Japón (JMA)	Mercalli Cancani Sieberg	Medvedev Sponheuer Karnik (MSK)
I	I		II	I
II	II	I	III	II
III	III		IV	III
IV	IV	II	V	IV
V	V	III	VI	V
VI	VI	IV	VII	VI
VII	VII	V	VIII	VII
VIII	VIII		IX	VIII
IX	IX	VI	X	IX
X	X		XI	X
XI		VII	XII	XI
XII				XII

Fuente: Reiter, Leon. *Earthquake Hazard Analysis*. p. 80.

³³ HERRÁIZ, Miguel. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. https://www.academia.edu/24957306/Conceptos_B%C3%A1sicos_de_Sismolog%C3%ADa_para_Ingenieros_Dr_Miguel_Herraiz_Sarachaga.

2.12.2.1. Escala de Mercalli Modificada (MM)

Los grados de intensidad se representan en números romanos del I al XII, de acuerdo con los efectos observados:

$$*Gal = 1 \text{ cm/s}^2 = 0,01 \text{ m/s}^2$$

Tabla I. **Intensidad sísmica**

Aceleración	Intensidad (MM)	Observaciones
0,5 Gal	I	Detectado solo por instrumentos.
0,5-2,5 Gal	II	Poco percibida por personas en reposo.
2,5-6,0 Gal	III	Sacudida sentida en edificios altos.
6,0-10 Gal	IV	Mayor percepción, mayormente en interiores, vibración de puertas y ventanas.
10-20 Gal	V	Cristalería puede caer, posible agrietamiento en suelos muy áridos.
20-35 Gal	VI	Sacudida sentida por todos, muebles pesados se balancean.
35-60 Gal	VII	Daño moderado en estructuras, sentido por personas conduciendo.
60-100 Gal	VIII	Vuelco de muebles pesados, pérdida de control al manejar vehículos.
100-250 Gal	IX	Daño en estructuras y grandes edificios. Agrietamiento del terreno, colapso de tuberías.
250-500 Gal	X	Vías de ferrocarril dobladas, derrumbes y hundimientos.
>500 Gal	XI	Estructuras de mampostería destruidas, puentes colapsados, vías inhabilitadas.
-	XII	Destrucción total. Ondas visibles en el terreno.

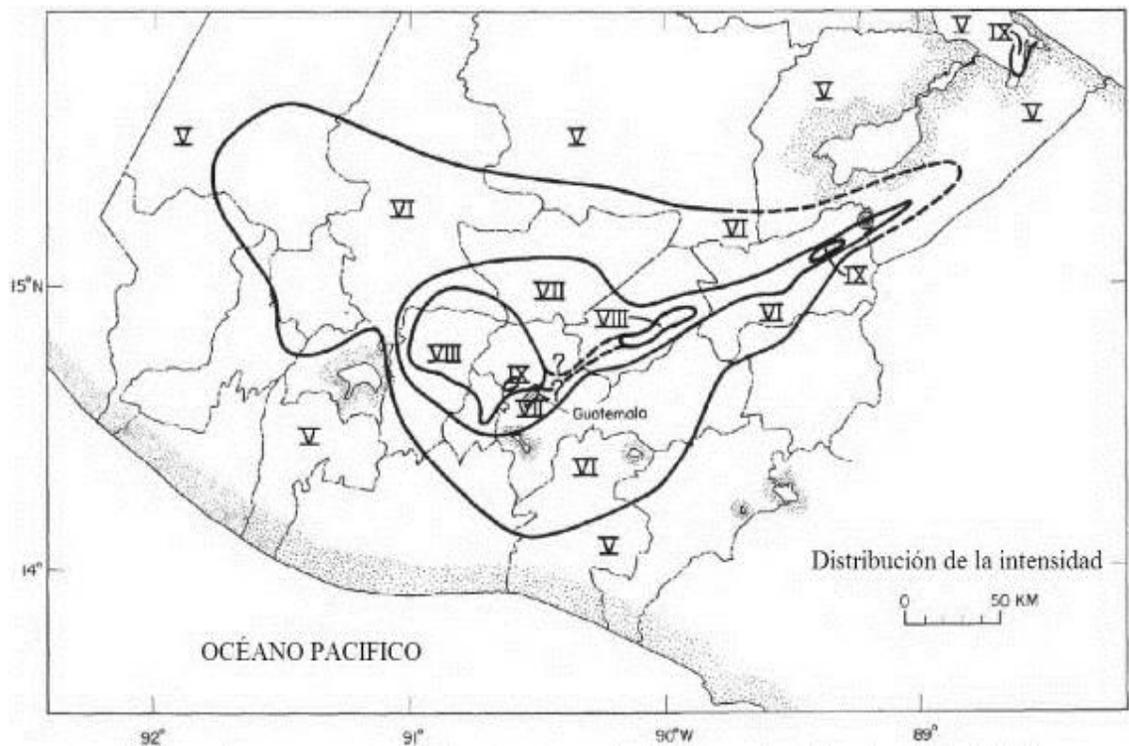
Fuente: INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*.

http://www.insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_sismo-1.pdf. Consulta: 10 de junio 2019.

2.12.2.2. Isosistas

Una forma de representar la intensidad de manera gráfica es por medio de isosistas figura 20, que son mapas donde cada línea o espectro (color) representa un mismo nivel de intensidad.

Figura 20. **Mapa isosistas, intensidad de Mercalli modificada del sismo de Guatemala 1976**



Fuente: ESPINOSA, A. *The Guatemalan earthquake of february 4, 1976, a preliminary report.* U.S. Geology Survey (1002). p. 60.

A diferencia de la magnitud, un temblor produce varios grados de intensidad, la cual tiende a ser mayor en el área epicentral y disminuye con la distancia. El tamaño del sismo está relacionado con la intensidad máxima observada y el tamaño del área afectada. Aun cuando esta es una forma subjetiva de medir los temblores, es muy útil ya que también da información sobre las condiciones locales del terreno, calidad de la construcción, permite reconstruir la historia sísmica preinstrumental de una región y evaluar la amenaza sísmica.³⁴

2.12.2.3. Cálculo de la magnitud con base en datos macrosísmicos

Para estimar la magnitud de temblores históricos se utilizan parámetros macrosísmicos, como la intensidad de acuerdo con los daños reportados. Es frecuente encontrar errores en la estimación debido a los tiempos en los que no se contaba con instrumentación sísmica. Para estimar una magnitud macrosísmica, se puede usar la máxima intensidad o el área de las isosistas de diversos niveles de intensidad. También se puede calcular este parámetro mediante el radio de máxima percepción del sismo.³⁵

“Estima a partir de la máxima intensidad obtenida de sismos de América Central, especialmente Costa Rica, relacionada con la magnitud M_s (en este caso se ha despejado la ecuación con la intención de obtener la intensidad máxima a partir de la magnitud, con datos para $M_s > 3,1$)”³⁶:

$$I_{max} = 2,3201M_s - 7,1926; M_s > 3,1 \quad (1)$$

³⁴ INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*. http://www.insivumeh.gob.gt/folletos/folleto_sismo-1.pdf. p. 7.

³⁵ PERALDO, Giovanni; MONTERO, Walter. *Sismología histórica de América Central*. <https://idl-bnc-idrc.dspacedirect.org/bitstream/handle/10625/28324/126111.pdf?sequence=1>.

³⁶ ROJAS, Wilfredo; BUNGUM, Hilmar y LINDHOLM, Conrad. *A catalog of historical and recent earthquakes in Central America*. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/13242>.

2.12.3. Diferencias entre magnitud e intensidad

- **Magnitud**
 - Basada en la medida del movimiento del suelo con instrumentos (sismógrafo).
 - Es un único indicador del tamaño de un terremoto. Cada terremoto es caracterizado con un valor singular que indica su magnitud.
 - Es un indicador moderno. No hay mediciones de terremotos históricos.

- **Intensidad**
 - Basado en observaciones de efectos de terremotos en edificios, estructuras y percepción humana.
 - No es un indicador único del tamaño de un terremoto. Cada terremoto es caracterizado con varias intensidades, dependiendo de la localización de un lugar en particular con respecto del epicentro.
 - Puede ser evaluado para terremotos históricos basados en análisis de fuentes escritas.

2.13. Escalas de magnitud

Uno de los parámetros más importantes en el fenómeno de un terremoto es la magnitud de este. En sismología el termino magnitud expresa la energía liberada tabla II, durante un proceso de ruptura. La ocurrencia de un terremoto consiste en un gran rango de parámetros físicos, como la longitud de la ruptura, área de ruptura, desplazamiento de superficie, velocidad de partícula, aceleración del suelo y energía sísmica liberada.

Diferentes escalas de magnitud son calculadas por diferentes fórmulas las cuales tiene condiciones variadas de saturación*. La selección del tipo de magnitud también depende del tamaño del sismo. Por ejemplo, cuando la magnitud M_d ha sido generalmente utilizada para eventos locales y pequeños (para $M \leq 3$), m_b y M_S han sido usadas para eventos mayores (especialmente eventos telesísmicos) a cualquier profundidad. M_W es reconocida como el parámetro más creíble en sismología y no se satura. En adición, los rangos de frecuencia de onda usados para el cálculo de magnitudes difieren con la escala de magnitud. Estas frecuencias son determinadas como sigue: m_b : ~1 s, mB : ~0,5-12 s, ML : ~0,1-3 s, M_s : ~20 s y M_w : ~10 \rightarrow ∞ s en varios estudios (m_b para periodos cortos y mB para periodos largos).³⁷

*¿Por qué los parámetros de movimiento del suelo saturan a una alta magnitud?: se ha observado que, en intensidades de máximo movimiento, la magnitud local y aceleraciones pico saturan en magnitudes arriba de $M = 6,5$ o 7 . Por ello la amplitud del movimiento del suelo durante eventos de larga magnitud no incrementa mucho. El movimiento va a durar más y se extenderá sobre mucha más área durante grandes eventos, pero parece existir cierto límite o nivel de saturación, para magnitud local.³⁸

³⁷ KADIRIOGLU, Filiz; KARTAL, Recai. *The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900-2012)*. <https://journals.tubitak.gov.tr/earth/issues/yer-16-25-4/yer-25-4-2-1511-7.pdf>.

³⁸ U.S. Geological Survey. *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles Region - An earth-science perspective*. <https://pubs.usgs.gov/pp/1360/report.pdf>.

Tabla II. **Magnitudes sísmicas**

Magnitud	Energía liberada (ergios)	Equivalente a:
-2	$0,0 \times 10^0$	Bombilla de 100W encendida por una semana
-1	$2,0 \times 10^5$	
0	$6,0 \times 10^6$	Una libra de explosivos
1	$2,0 \times 10^8$	Camión de 2T viajando a 120,7km/h
2	$6,0 \times 10^9$	
3	$2,0 \times 10^{11}$	Sismos pequeños comúnmente sentidos
4	$6,0 \times 10^{12}$	1 000 ton explosivos
5	$2,0 \times 10^{14}$	Terremoto Pochuta 1991 $M_c= 5,3$
6	$6,0 \times 10^{15}$	
7	$2,0 \times 10^{17}$	Terremoto 1976 $M_s=7,5$
8	$6,0 \times 10^{18}$	Terremoto 1942 $M_s= 8,3$
9	$2,0 \times 10^{20}$	Terremoto más grande registrado $M_w= 9,3$

Fuente: INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*.

http://www.insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_sismo-1.pdf. p. 5. Consulta: 10 de junio de 2019.

Las escalas de la magnitud tienen la siguiente forma general:

$$M = \log \frac{A}{T} + F(h, \Delta) + C_f \quad (2)$$

Donde:

M = magnitud

A = amplitud de la señal

T = periodo dominante

F = corrección en la variación de la amplitud con la profundidad del sismo h y su distancia angular Δ del sismómetro

C = factor de escala regional

Las escalas de las magnitudes son logarítmicas, así un incremento en una unidad ej. 5 a 6, indica un incremento de diez veces la amplitud de la onda.³⁹

2.13.1. Magnitud Local M_L

La anterior fórmula (2) se transforma en:

$$M_L = \log A + a * \log r + b * r + c \quad (3)$$

Los parámetros a, b y c son ajustados para cada región (condiciones locales) y red sísmica. La escala de la magnitud ideada por Richter es ahora referida a Magnitud Local M_L . En la actualidad se utilizan en el sur de California los valores a= 1,11, b= 0,00189 y c= -2,09, (Hutton & Boore, 1987, págs. 2074-2094) A es el valor obtenido en un registro que simule la respuesta de un sismógrafo. La expresión es válida para distancias epicentrales de hasta unos 700 km.⁴⁰

2.13.2. Magnitud m_b

La magnitud m_b o de ondas internas (*body waves*) es posiblemente una de las más utilizadas hoy en día, en especial para terremotos a larga distancia. Esta magnitud se calcula a partir del máximo de amplitud de la onda P.

En España, el Instituto Geográfico Nacional (IGN) utiliza desde 1998 la expresión propuesta por Veith & Clawson, (1972, págs. 435-452) para terremotos localizados fuera de la península:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + Q(h, \Delta) \quad (4)$$

En donde T y A son las consabidas período y amplitud, en este caso medidos sobre la onda P y una función de la distancia y profundidad h tabulada para distancias angulares Δ de hasta 100°. En este caso, la amplitud se mide sobre la componente vertical, la amplitud se mide sobre la componente vertical, habiéndose previamente simulado la respuesta a corto período en los sismógrafos. La anterior expresión es utilizada también por el US Geological Survey y el International Seismological Centre. Esta magnitud presenta el mismo problema que la magnitud M_L y es el de saturarse a partir del valor 7.0. Esto es

³⁹ PELÁEZ, José. *Sobre las escalas de magnitud.*
<https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/257499/344605>.

⁴⁰ *Ibíd.*

consecuencia del hecho de que la amplitud de la onda P se mide a una frecuencia cercana a 1 HZ.⁴¹

2.13.3. Magnitud M_s

En los registros de largo período y banda ancha de terremotos superficiales y distantes, la fase que predomina en el sismograma son las ondas superficiales. Los sismógrafos de banda ancha son instrumentos que registran el movimiento del suelo en un intervalo de frecuencias más amplio que el de los sismógrafos convencionales de corto período. Estas ondas tienen períodos comprendidos entre los 3 y los 60 s, aunque predominan los períodos del orden de los 20 s.n. En la actualidad, para su cálculo se utiliza la expresión propuesta por Vanek y otros, (1962):

$$MS = \log \frac{A}{T} \max + 1,66 \log \Delta + 3,3 \quad (5)$$

Donde:

A= amplitud de la señal T= periodo dominante

Δ = distancia angular del sismómetro⁴²

2.13.4. Magnitud momento M_w

Es la escala de magnitud más utilizada en la actualidad, especialmente, para altos valores de magnitud. Su principal ventaja es que no se satura, a diferencia de cualquier otra escala. Su desventaja es que no es tan intuitivo ni inmediato su cálculo, aunque si su definición. Otro inconveniente es que esta escala no refleja exactamente la energía elástica radiada en el foco, debido a que ésta depende de la caída de esfuerzos en la falla y el momento sísmico se calcula para una caída de esfuerzos constante. Sin embargo, es independiente del tipo de instrumento y es el mejor reflejo, por definición, del tamaño de la ruptura o, mejor dicho, del tamaño tectónico de la ruptura. La magnitud fue definida por Hanks y Kanamori a través de la expresión:

⁴¹ PELÁEZ, José. *Sobre las escalas de magnitud.*
<https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/257499/344605>.

⁴² VANEK, J., ZATOPEK, A., KARNIK, V., KONDORSKAYA, N., RIZNICHENKO; SAVARENSKY, E., SHEBALIN, N. *Standardization of magnitude scales.*
<https://link.springer.com/article/10.1007/BF02590040#citeas>.

$$M_w = \frac{2}{3} * (\log M_0) - 16,0^{43} \quad (6)$$

En donde M_0 es el llamado momento sísmico, expresado en $\text{dyn} \cdot \text{cm}$ ($1 \text{ dyn} \cdot \text{cm} = 10^5 \text{ N}$). Este a su vez se define a través de la expresión:

$$M_0 = \mu * A * D \quad (7)$$

Donde μ es el módulo de rigidez o de cizalla, A es la superficie de ruptura y D el desplazamiento medio en la superficie de la ruptura. Esta fórmula indica que lo que condiciona el momento sísmico y por ende la magnitud del terremoto, no es solo la superficie y el desplazamiento. μ es un parámetro elástico que relaciona los esfuerzos y las deformaciones cortantes o de cizalla. Para la corteza terrestre se toma un valor medio de $3,2 \cdot 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$, mientras que para el manto toma un valor medio del orden de $7,5 \cdot 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$. Los valores de A y D , aunque en contados casos se pueden obtener a partir de estimaciones/observaciones geológicas, lo normal es que obvien y que el valor de M_0 se obtenga directamente mediante el análisis espectral en el caso de terremotos locales, o mediante la modelización de las ondas sísmicas de largo período observadas en los sismogramas (polaridades y amplitudes de las ondas P y S y formas de onda).⁴⁴

2.13.5. Magnitud duración o magnitud coda (M_d o M_c)

“Es una de las escalas más utilizadas en el registro de terremotos locales. Se basa en la duración total del registro, desde la llegada de la onda P hasta que la cola (coda) de la S se confunde con el nivel del ruido, es decir el final de la señal. Esta escala es útil en redes locales, donde los registros de terremotos cercanos se saturan y no es posible conocer el máximo de amplitud”⁴⁵.

Los parámetros a , b y c son ajustados para cada región.

⁴³ HANKS, Thomas; KANAMORI, Hiroo. *A moment magnitude scale*. <https://www.resolutionmineeis.us/sites/default/files/references/hanks-kanamori-1979.pdf>.

⁴⁴ PELÁEZ, José. *Sobre las escalas de magnitud*. <https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/257499/344605>.

⁴⁵ *Ibíd.*

$$M_c = a. \log(t_{coda}) + b * r + c \quad (8)$$

Tabla III. **Escalas de magnitud**

Magnitud	Fórmula
Forma general	$M = \log \left(\frac{A}{T} \right) + F(h, \Delta) + C \quad (2)$
Magnitud local	$M_L = \log A + a * \log r + b * r + c \quad (3)$
Magnitud onda internas	$M_b = \log \left(\frac{A}{T} \right) + Q(h, \Delta) \quad (4)$
Magnitud momento	$M_w = \frac{2}{3} * (\log M_o) - 16.0 \quad (6)$
Momento sísmico	$M_o = \mu * A * D \quad (7)$
Magnitud coda o duración	$M_c = a. \log(t_{coda}) + b * r + c \quad (8)$

Fuente: elaboración propia.

2.14. Catálogo de sismos

El catálogo sísmico es una colección de información sobre un conjunto de eventos sísmicos que incluye tiempo de origen, localización y tamaño del sismo. Información adicional puede ser provista, desde daños relacionados hasta parámetros de la fuente sísmica.

“Un catálogo sísmico es una base de datos donde se incluyen todos los terremotos que potencialmente puedan afectar el área de estudio de forma cronológica, en ellos se incluye información sobre terremotos destructores, temblores y registros instrumentales en tiempos históricos. El catálogo debe ser completo y homogéneo”⁴⁶

⁴⁶ CEPREDENAC. *Caracterización de estructuras típicas en América Central y estimación del riesgo sísmico.* http://cepredenac.org/application/files/3815/6382/8362/Cartilla_caracterizacion_de_estructuras_tipicas_de_America_Central_y_estimacion_del_riesgo_sismico.pdf.

- Catálogo sísmico completo: cuando en un determinado rango de magnitudes contiene todos los sismos de ese rango que han ocurrido en la zona de interés.
- Catálogo sísmico homogéneo: referente al tamaño de los sismos y cuando el parámetro que lo define es el mismo para todos los terremotos.

Un catálogo de sismos es una colección de información sobre un conjunto de eventos sísmicos, básicamente incluyendo:

- Tiempo de origen.
- Localización.
- Tamaño del terremoto (magnitud e intensidad).
- Información adicional puede ser proveída, desde daños relacionados hasta parámetros de fuentes sísmicas.
- Un catálogo puede incluir estimaciones de diferentes magnitudes, generalmente con una precisión de un dígito, incluso si los valores proveídos por diferentes agencias difieran por más de la unidad.

Los catálogos se compilan para diferentes propósitos, entre ellos para el estudio de peligrosidad sísmica, donde es necesario un catálogo sísmico completo. En regiones interplaca, con largos periodos de recurrencia entre terremotos, es importante tener un catálogo sísmico con un extenso intervalo temporal.

Para elaborar los estudios de riesgo sísmico, necesarios para mitigar las futuras pérdidas por terremotos, es imprescindible conocer la sismicidad que afectó a una región en el pasado. Obtener un catálogo sísmico más completo y que cubra un periodo de tiempo lo más amplio posible permite conocer y caracterizar mejor como es la intensidad o la recurrencia de los terremotos en

esa región. Una combinación multidisciplinaria de estudios históricos y registros instrumentales puede permitir ampliar un catálogo sísmico y proporcionar información valiosa de las fallas sismogénicas, la localización y recurrencia de los terremotos y los efectos socioeconómicos que pueden generar en una región.

Además, es posible completar la información geológica, sobre todo, en regiones donde existen importantes dificultades para estudiar las fuentes sísmicas o los periodos de recurrencia son muy grandes.

2.15. Enfoque de los diferentes análisis a escala de los catálogos sísmicos.

- Pequeña escala

Eventos de pequeñas magnitudes, evolución temporal de la sismicidad sobre periodos de tiempo corto, patrones sísmicos locales (radio: 52-50 km). Escala local, buena calidad de datos instrumentales, ejemplo: Catálogo de sismos volcánicos.

- Escala intermedia

Eventos fuertes, evolución temporal de la sismicidad a escala de plazo intermedio, patrones sísmicos regionales (radio: > 100 km). Escala nacional de datos instrumentales, esporádicamente integrados con información de intensidades, ejemplo: Actualización de un catálogo.

- Gran escala

Sismos más grandes, evolución sísmica plazo largo temporal, peligro sísmico (radio: > 1 000 km). Información a gran escala y largo plazo de, principalmente con información de intensidad, ejemplo: Catálogo unificado para una región que contenga varios países.

2.16. Amenaza sísmica

La amenaza sísmica se define como la probabilidad de que en un terreno se exceda de un nivel determinado de movimiento, a partir del resultado de la influencia de un terremoto en un área dada y en un periodo de tiempo específico.

La amenaza sísmica se considera como un concepto probabilístico, por lo que se especifica el nivel del movimiento del suelo como peligro potencial y la duración del periodo en que se dará el sismo que produjo tal movimiento. Para la caracterización de la amenaza sísmica se consideran generalmente parámetros cinemáticos como: Aceleración, Velocidad, Desplazamiento. Estos valores pueden ser valores máximos históricos temporales o valores espectrales.

También la amenaza sísmica puede presentarse como la probabilidad anual de excedencia del valor del parámetro de movimiento, en lugar de probabilidad en un tiempo arbitrario.

3. METODOLOGÍA

3.1. Homogeneidad

Una de las partes más importantes de este estudio es la homogeneidad de los catálogos. La mayor dificultad se encuentran las distintas magnitudes asignadas por las diferentes agencias para un mismo evento, ejemplo:

La magnitud para el sismo ocurrido el 3 de julio 2009 a las 07:37 horas en Turquía, según diferentes catálogos, sería de la siguiente manera: $M_S= 4,8$ y $m_b= 4,7$ por EMSC (Centro Sismológico Euro-Mediterráneo), $M_W= 5,0$ por HRVD (Universidad de Harvard) y $M_L= 4,8$ en la DDA (Dirección de Asuntos de Desastres, Lodumlu, Ankara, Turquía) e ISC (Centro Sismológico Internacional), en adición, $m_b= 4,9$ reportada por la agencia DJA (Instituto de Meteorología y Geofísica, Yakarta, Indonesia) fue usada en el catálogo ISC.

Debido a que existen diferentes magnitudes para las agencias que reportan eventos sísmicos, es necesario realizar una conversión hacia una misma magnitud y para ello, se convirtieron las magnitudes m_b , M_s , M_c y M_L , a M_W . Para obtener intensidades se convirtió la magnitud M_s . (tabla V).

Las conversiones que requieren más de una ecuación para llegar al valor requerido muchas veces generan errores acumulativos en tanto se utilicen más ecuaciones. Por ejemplo, cuando se convirtió la magnitud M_c a M_W , se utilizaron las ecuaciones “12”, “11”, “10” y “9” en ese orden. Al comparar el valor obtenido, superó por más de la unidad al valor esperado, por ello a partir de M_c se obtuvo

M_L (ec. 12) y de M_L a M_w (ec. 13) que realiza la conversión con menos ecuaciones generando una diferencia menor tabla IV.

Tabla IV. **Comparación entre conversiones**

Valor esperado M_w	Conversión de M_c a M_w (ec. 12, 11, 10 y 9).	Conversión de M_c a M_w (ec. 12 y 13).
4,2	4,3	4,4
5,6	7,3	6,6
5,6	7,3	6,6
6,4	7,5	6,7
4,8	5,1	5,1
4,5	4,6	4,7

Fuente: elaboración propia.

Tabla V. **Ecuaciones para la conversión entre magnitudes**

Conversión	Fuente
M_s a M_w	(Rojas, Cowan, Lindholm, Dahle, & Bungum, Regional seismic zonation for Central America; a preliminary model, 1993)
$M_w = 2,251 + 0,655 M_s$ (9)	
si $M_s > 6,6$ entonces $M_w = M_s$	
m_b a M_s	(Rojas, Bungum, & Lindholm, 1993)
$M_s = 2,00 m_b - 5,28$ (10)	
M_L a m_b	(Rojas, Bungum, & Lindholm, 1993)
$m_b = 0,83 M_L + 0,81$ (11)	
M_D o M_c a M_L	(Villagrán, 1994)
$M_L = 1,163 M_D - 0,52$ (12)	
M_L a M_w	(Ahmad, 2016)
$M_w = 0,878 M_L + 0,838$ (13)	
M_s a I_{max}	(Rojas, Bungum, & Lindholm, 1993)
$I_{max} = 2,3201 M_s - 7,1926$ $M_s > 3,1$ (1)	

Fuente: elaboración propia.

3.2. Completitud

Una de las dificultades dentro de la obtención o actualización de un catálogo sísmico es la falta de datos para épocas preinstrumentales, así como la falta de datos en épocas instrumentales donde los sismógrafos puedan no estar funcionando correctamente, para ello se realiza un análisis de completitud que permite observar estas deficiencias.

Los catálogos sísmicos son los más importantes productos sismológicos de una región, como en Europa Central, donde las mediciones de amenazas sísmicas dependen en el análisis de datos históricos e instrumentales.

Datos de catálogos históricos e instrumentales son usados para estimaciones de la tasa promedio anual de la actividad sísmica y la determinación de parámetros sísmicos, como la relación de coeficiente magnitud-frecuencia (valores de a - y b -) en la relación correspondiente de Gutenberg-Richter. Debido a varias razones, el registro de datos sísmicos históricos e incluso instrumentales son por su naturaleza incompletos. Por eso, es importante que el análisis de amenaza sísmica tome en cuenta esta deficiencia.

Las razones de los datos sísmicos históricos incompletos los discuten Gutdeutsch and Hammerl en su artículo titulado: *An uncertainty parameter of historical earthquakes—the record threshold* que definieron un umbral de sismos históricos. Para tiempos históricos, este umbral depende de la intensidad local, así como de varios otros factores como la densidad poblacional existente, la presencia, interés y motivación de cronologistas que pudieron tomar notas del evento, así como circunstancias sociales, políticas y desastres naturales que distrajeran la atención de los sismos. Los datos incompletos instrumentales se

pueden deber a la geometría y cobertura de la red sísmica, o mal funcionamiento de estaciones sísmicas. Una evaluación exhaustiva de la integridad de los datos es, por lo tanto, un prerequisite primordial para cualquier evaluación de riesgos.

Diferentes métodos han sido propuestos para la medición de intensidad/magnitud con los cuales un catálogo sísmico pueden ser razonablemente completo, o alternativamente para asignar intervalos de tiempo en los cuales un cierto rango de intensidad/magnitud es probablemente reportado.

Estas evaluaciones se usan para determinar la completitud de los catálogos analizados y estimación de las tasas de ocurrencia corregidas para los terremotos de diferentes clases de intensidad/magnitud, que son usadas para definir relaciones de intensidad/magnitud.

3.2.1. Análisis de completitud método de Stepp

La evaluación de Stepp se ha usado en numerosos estudios para obtener intervalos de tiempo para que los datos grabados sean considerados completos.

La prueba se basa en la propiedad estadística que la distribución de Poisson resalta intervalos de tiempo en los que la tasa de ocurrencia de sismos obtenidos es uniforme. Suponiendo que la ocurrencia de sismos sigue una distribución de Poisson, la evaluación de Stepp evalúa la estabilidad de la tasa media de ocurrencias (λ) de eventos que caen en un rango de intensidad predefinida en series de ventanas de tiempo (T). Si λ es constante, entonces la desviación estándar (σ) varía como $1/\sqrt{T}$. Por el contrario, si λ no es estable, σ

se desvía desde una línea recta en la pendiente de $1/\sqrt{T}$. El largo del intervalo de tiempo en el que no ocurre la desviación desde la línea recta define la completitud el intervalo de tiempo dado para el rango de intensidad, (este intervalo es visualmente determinado por los gráficos. La prueba evalúa la longitud mínima de observaciones necesaria para establecer promedios confiables en intervalos de recurrencia para eventos de cierta clase de intensidad.

3.2.1.1. Metodología de J. C. Stepp 1972

Su objetivo es determinar subintervalos en el tiempo estudiado donde λ es estable para cada clase de intensidad y asume que esto representa el intervalo del reporte completo. Una tasa de ocurrencia puede ser entonces determinada por separado para cada clase de intensidad de datos completos.

Para analizar la naturaleza de la base incompleta de datos, los datos sísmicos son agrupados en clases de intensidad y cada intensidad es modelada como un punto de proceso en el tiempo. El uso se hace de la característica de la estimación estadística en que la variación del estimado de la media de muestra es inversamente proporcional al número de observaciones en la muestra. Así la varianza puede ser creada tan pequeña como se desee al hacer el número de observaciones en la muestra lo suficientemente grande, siempre que lo proporcionado en los informes sea completa en el tiempo y el proceso sea estacionario. Ejemplo: la media, varianza y otros en cada observación se mantienen igual.

Para obtener un estimado eficiente en la varianza de la media de la muestra, se asume que la secuencia del sismo puede ser modelado por la distribución de Poisson. Si $K_1, k_2, k_3, \dots, k_n$ son el número de sismos por unidad en intervalo de tiempo, entonces una estimación imparcial de la tasa media por unidad de intervalo de tiempo es:

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i \quad (14)$$

Donde:

λ = tasa media de ocurrencia n = intervalo de tiempo

k_i = número de sismos

$$\sigma_\lambda^2 = \frac{\lambda}{n} \quad (15)$$

Donde:

σ^2 = varianza

λ = tasa media de ocurrencia

Cuando n es el número de unidades en intervalos de tiempo. Tomando la unidad en intervalos de tiempo en años da:

$$\sigma_{\lambda} = \sqrt{\frac{\lambda}{T}} \quad (16)$$

Como la desviación estándar σ del estimado de la media, donde T es la longitud de la muestra.

Así asumiendo estacionariamente, se espera que $\sigma\lambda$ se comporte como $\frac{1}{\sqrt{T}}$ en los subintervalos, en los que la tasa media de ocurrencia es una clase de intensidad es constante. Si la tasa media de ocurrencia es constante se espera estabilidad solo en el subintervalo que es lo suficientemente largo para dar buena estimación de la media, pero lo suficientemente cortos que no incluye intervalos en los que los reportes son incompletos.

La tasa es dada como N/T donde N es el número acumulativo de sismos en el intervalo de tiempo T , estos datos son usados para calcular la desviación estándar del estimado de la media a través de la ecuación.

Parece ser que con este análisis se puede crear una muestra de datos homogéneos al determinar cuidadosamente los intervalos sobre los sismos en diferentes clases de intensidad que son completamente reportados. Para cada clase de intensidad el intervalo debe ser lo suficientemente largo para establecer una tasa media estable de ocurrencia y lo suficientemente corta que no incluya intervalos en los que los datos son incompletamente reportados. Esto equivale, en la práctica, a minimizar el error de estimación en la tasa media de ocurrencia de cada clase de terremoto.

La falta de corrección de los informes incompletos en la muestra de datos hace que se sobreestimen las tasas de recurrencia de los grandes terremotos, mientras que la tasa de recurrencia de los pequeños temblores se subestima.⁴⁷

3.2.2. Desagrupación (*Declustering*) del catálogo

El reconocimiento y remoción de temblores antes y después (réplicas) del evento principal del catálogo primario es un prerrequisito para evaluar la completitud del catálogo, asumiendo que los sismos son de la forma de distribución poissoniana, por lo que son independientes entre ellos.

⁴⁷ STEPP. *Analysis of completeness of earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on static estimates of earthquake hazard.*
<https://www.resolutionmineeis.us/sites/default/files/references/stepp-1972.pdf>.

La desagrupación remueve eventos dependientes como lo son réplicas y enjambres excepto por el evento más grande en cada enjambre. El incluir estos eventos en la base de datos conduce a una desviación importante de una distribución poissoniana. Sin embargo, para el análisis de fracturación son importantes los sismos y enjambres, que puedan dar la orientación de fallas y zonas de fracturamiento.

3.2.3. Reasenberg (1985)

El algoritmo de Reasenberg asume una zona de interacción centrada en cada sismo. Sismos ocurridos dentro de la zona de interacción de un sismo anterior son considerados como réplicas. La zona es dinámicamente modelada con parámetros espaciales (R_{fact}) y temporales (T_{max}). La escala de longitud (R_{fact}) es proporcional a la dimensión de la fuente y la escala temporal (T_{max}) es determinada usando un proceso heterogéneo de Poisson para réplicas con taza $\lambda(t)$. Dada $t > 0$, la probabilidad de observar "n" sismos en el intervalo de tiempo $[t, t + \tau]$ es dado por:

$$p(\kappa([t, t + \tau]) = n) = \frac{e^{-\lambda(t)\tau} [\lambda(t)\tau]^n}{n!} \quad (17)$$

Con $\lambda(t)$ siguiendo la ley de Omori:

$$\lambda(t) = k(t + c)^{-p} \quad (18)$$

χ es el proceso que cuenta el número de réplicas ocurridas en un intervalo de tiempo $[t, t + \tau]$, donde k , c y p son constantes positivas que representan los parámetros de la ley de Omori. El intervalo de tiempo de espera, T_w , requerido para observar el siguiente evento con probabilidad P , en una secuencia dada para una réplica es:

$$\tau_w = \frac{-\log(1-p)}{\frac{10^2(M_{max}-mc-1)}{3}} \quad (19)$$

Donde:

M_{max} es la magnitud máxima

M_c es la magnitud de completitud

El tiempo de espera está limitado como caída entre el mínimo y el máximo de veces anticipadas.⁴⁸

Tabla VI. **Parámetros del algoritmo de Reasenberg (1985)**

Parámetros	Estándar	Min	Max
Tmin (días)	1	0,5	2,5
Tmax (días)	10	3	15
P1	0,95	0,9	0,99
Xk	0,5	0	1
Xmeff	1,5	1,6	1,8
Rfact	10	5	20

Fuente: VAN STIPHOUT, Thomas; ZHUANG, Jiancang; MARSAN, David. *Models and techniques for analyzing seismicity: seismicity declustering.*

<http://www.corssa.org/export/sites/corssa/>.

[galleries/articles-pdf/vanStiphout_et_al.pdf](http://www.corssa.org/export/sites/corssa/galleries/articles-pdf/vanStiphout_et_al.pdf). p. 12. Consulta: 23 de noviembre de 2019.

Donde:

Tmin es el valor mínimo del tiempo predecible para la construcción del agrupamiento cuando el primer evento no está agrupado.

Tmax es el valor máximo del tiempo predecible para la construcción del agrupamiento.

P1 es la probabilidad de detectar el siguiente evento agrupado usado para estimar el tiempo predecible. $x_{meff} = x_{meff} + x_{km}$,

Donde:

M es la magnitud del evento más grande del grupo.

x_{meff} es la magnitud más baja efectiva al cierre del catálogo⁴⁹

Delimitación del campo de estudio

Para esta investigación se delimitará el territorio de Guatemala además se incluirán países aledaños como El Salvador, Honduras y México, teniendo las

⁴⁸ TALBI, Abdelhak; NANJO; SATAKE, Kenji; ZHUANG, Jiancang. *Comparison of seismicity declustering methods using a probabilistic measure of clustering. journal of Seismology.* https://www.academia.edu/28771840/Comparison_of_seismicity_declustering_methods_using_a_probabilistic_measure_of_clustering.

⁴⁹ VAN STIPHOUT, Thomas; ZHUANG, Jiancang y MARSAN, David. *Models and techniques for analyzing seismicity: seismicity declustering.* http://www.corssa.org/export/sites/corssa/galleries/articles-pdf/vanStiphout_et_al.pdf.

siguientes coordenadas geográficas tabla VII, tomando en cuenta una latitud que abarque por debajo del límite de subducción entre la placa de Cocos y Caribe:

Tabla VII. **Coordenadas geográficas**

Límites	Longitud	Latitud
Máximo	-95,73	20 507
Mínimo	-87,53	10 000

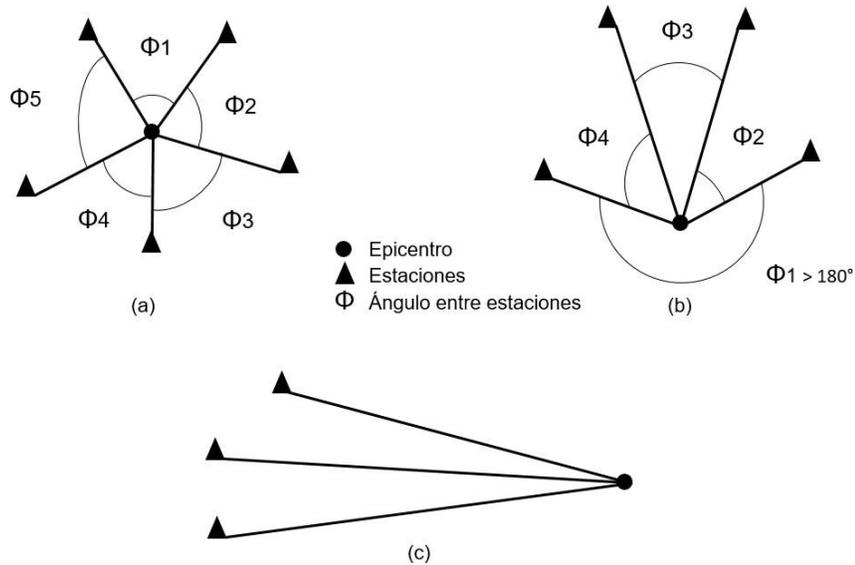
Fuente: elaboración propia.

3.3. Criterio de selección de datos

El objetivo es seleccionar los datos con características que aseguren su confiabilidad teniendo el menor error posible, por ellos se pueden tomar los siguientes parámetros:

- GAP (ángulo de abertura máximo entre estaciones) para cada evento tuviera un valor menor a 180° figura 21, con esto se asegura que los eventos se encuentren dentro de la red sismológica. La importancia del GAP radica en que si un evento se encuentra fuera de la red de estaciones (distancia grande), la señal termina siendo similar en todas las estaciones y por ende parecerían dependientes linealmente, lo que provoca inestabilidad

Figura 21. **Ángulo de abertura máximo entre estaciones**



Fuente: elaboración propia.

- evento con $GAP < 180^\circ$. b) evento con $GAP > 180^\circ$. c) evento fuera de la red.
- RMS (Error cuadrático medio) es un factor importante porque valores pequeños de RMS aseguran que existe una geometría inicial (modelo de corteza inicial, tanto velocidades como grosor de capas) para la cual los tiempos de llegada de la onda P calculados sean consistentes en las observaciones.

Los eventos deberán de ser registrados por, al menos, 5 estaciones y que el error medio cuadrático RMS de localización sea menor a 1,5 segundos (generalmente se selecciona entre 1 y 0,5 segundos, pero debido a que la red sismológica de Guatemala es pequeña, se consideró permitir un valor más alto y no descartar demasiados datos).

El RMS se define:

$$RMS = \sqrt{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n P_i e_i^2} \quad (20)$$

Donde:

n número de lecturas

P pesos que se da a cada una de las lecturas, según la precisión con que se realizó la observación o la confiabilidad que merece cada una.

e_i ($d_i^{obs} - d_i^{pre}$) es el residual de cada lectura (tiempos de arribo observados menos tiempos de arribo calculados o predichos con el modelo de corteza inicial).

3.4. Recolección y ordenamiento de la información

Se cuenta con bases de datos recopiladas que incluyen trabajos realizados previamente como los de RESIS II, Villagrán 1994, así como datos de agencias internacionales como el servicio Sismológico Nacional de México y Catálogo Sísmico Instrumental Global (ISC-GEM) y la base nacional proporcionada por el INSIVUMEH. La tabla VIII muestra los registros de cada base de datos y el periodo que comprenden. El área de estudio se delimitó de acuerdo con la tabla VII, para incluir eventos sísmicos en similares condiciones geotectónicas, así también para caracterizar las condiciones sismogénicas en las que se encuentra el país.

Los eventos sísmicos fueron tabulados (tabla VIII), de manera que los eventos se encuentran ordenados cronológicamente. Posteriormente, se unieron las diferentes bases de datos consultadas, de manera que los eventos con misma fecha (duplicados) fueron comparados y depurados quedándose con

el dato de mayor fiabilidad, luego, se identificaron las réplicas de los eventos y se convirtieron las diferentes magnitudes descritas anteriormente hasta obtener una magnitud base (M_W). A continuación, se describen los pasos que se siguieron para la recopilación de la base de datos:

- Estas bases fueron delimitadas espacialmente de acuerdo con los límites seleccionados de la tabla VII, desde los registros más antiguos posibles.
- Se seleccionaron solo datos con sus respectivos parámetros de localización y tamaño calculados. Cabe destacar que, para los sismos anteriores a los registros instrumentales, la profundidad de estos no era posible calcularla, así como la fecha exacta (solo el año como mínimo), pero no se descartaron y se sustituyeron por "0's". Para los demás parámetros debe existir un valor, de lo contrario es descartado.
- De acuerdo con la sección (3.5) criterios de selección de datos, los datos fuera de estos rangos no fueron seleccionados. Así como eventos sin magnitud calculada.
- Para la homogenización de los eventos, se utilizaron las ecuaciones de la tabla V, para trabajar con la escala M_w .
- Se ordenaron de forma cronológica desde el más antiguo al más reciente.
- Los duplicados fueron eliminados de acuerdo con la confiabilidad de las bases de datos quedando de la siguiente manera: Villagrán, RESIS II, INSIVUMEH, México e ISC-GEM. Esto quiere decir que, a mayor cercanía de la agencia, mayor confiabilidad en los datos recopilados.

A continuación, se presentan los catálogos utilizados y el número de registros de cada uno (sin duplicados).

Tabla VIII. **Numero de eventos por catálogo**

Catálogo	Número de eventos registrados	Periodo
Villagrán (1994)	2 330	1522-1994
RESIS II (2006)	11 592	1658-2007
Servicio Geológico de México	31 832	1902-2018
ISC-GEM	282	1918-2013
INSIVUMEH	6 741	1984-2018
Total:	52 777	

Fuente: elaboración propia.

Figura 22. **Base de datos ordenada**

Year	mo	dy	hr	min	sec	location	depth	magnitude	source
1522	0	0	0	0	0	11.83	-86.98	5	6.1 RESIS
1538						15.500	-89.800	10.0	7.3 VILLAGRAN
1575						13.800	-89.750	60	7.7 VILLAGRAN
1576	5	23				13.650	-89.158	5.0	6.1 VILLAGRAN
1577	11	30		6		14.750	-91.500	125.0	7.0 VILLAGRAN
1590						15.300	-89.850		4.9 VILLAGRAN
1591	3	14				16.500	-92.500	15.0	6.5 VILLAGRAN
1651	2	13				14.230	-90.380		5.9 VILLAGRAN
1658	1	13				13.800	-89.750	60.0	7.5 VILLAGRAN
1658	11	3	0	0	0	13.8	-89.75	60	7.2 RESIS
1659	9	30				13.777	-89.283		6.0 VILLAGRAN
1676						14.584	-90.834	5.0	5.9 VILLAGRAN
1703						15.200	-90.600	10.0	6.2 VILLAGRAN
1713	8	12				14.900	-90.770	5.0	6.2 VILLAGRAN
1714	5	5				15.450	-92.2	10.0	6.2 VILLAGRAN

Fuente: elaboración propia.

Los colores son para diferenciar cada base de datos y para facilitar la revisión de duplicados.

3.5. Tabulación, ordenamiento y procesamiento de la información

Para el procesamiento de la base de datos, la extensión Zmap fue utilizada. Actualmente, está disponible la versión 7 compatible con versiones de Matlab18a en adelante. Disponible de forma gratuita en Wyss, Wiemer, & Zúñiga, <http://www.seismo.ethz.ch/en/research-and-teaching/products/software/software/ZMAP/>

El programa fue desarrollado por WYSS, Max; WIEMER, Stefan y Zúñiga, Ramón. Es una herramienta para el análisis de la sismicidad incluyendo la desagrupación (*declustering*) el cual cuenta con la metodología propuesta por Reasenberg descrita anteriormente.

Para introducir la base de datos sísmica debe tener el siguiente formato tabla IX:

Tabla IX. **Tabla del catálogo sísmico**

Long.	Lat.	Year	Month	Day	Mw	Depth	Hrs.	Min
-------	------	------	-------	-----	----	-------	------	-----

Fuente: elaboración propia.

Donde:

Long: longitud en coordenadas geográficas

Lat: latitud en coordenadas geográficas

Year: año del evento

Month: mes del evento

Day: día del evento

Mw: magnitud

Depth: profundidad en Km

Hrs: Hora en que el evento se registró

Min: minutos en que el evento se registró

- La base de datos debe estar en un formato ASCII (separados por comas, tabulaciones o espacios). O el formato “.mat” (exclusivo de Matlab). Para este caso fue utilizada la extensión “.csv”, delimitado por comas.
- La matriz generada no debe tener el encabezado de la tabla VII, pero si el mismo orden.
- Celdas en blanco pueden generar errores por lo que se sustituyen por “0’s”. aplica solo para valores mencionados en el apartado 3.6 (recolección y ordenamiento de datos).
- Las longitudes al occidente del globo y latitudes por debajo del ecuador son por convención negativas.
- No puede existir algún texto.

Figura 23. **Base de datos con el formato Zmap**

Long	Lat	Year	Month	Day	Mw	Depth	Hrs	Min
-89,75	13,8	1 575	0	0	7,7	60	0	0
-89,158	13,65	576	5	23	6,1	5	0	0
-91,5	14,75	1 577	11	30	7	125	6	0
-89,85	15,3	1 590	0	1	4,9	0	0	0
-92,5	16,5	1 591	3	14	6,5	15	0	0
-90,38	14,23	1 651	2	13	5,9	0	0	0
-89,75	13,8	1 658	1	13	7,5	60	0	0
-89,75	13,8	1 658	11	3	7,2	60	0	0
-89,283	13,777	1 659	9	30	6	0	0	0
-90,834	14,584	1 676	0	0	5,9	5	0	0
-90,6	15,2	1 703	0	0	6,2	10	0	0
-90,77	14,9	1 713	8	12	6,2	5	0	0
-92,2	15,45	1 714	5	5	6,2	10	0	0
-91,05	13,75	1 717	9	29	7,4	40	0	0
-91,083	14,4	1 717	9	29	7,5	60	0	0
-90,71	13,8	1 717	10	3	7	49	0	0
-91,3	13,9	1 720	0	0	7	40	0	0
-90,4	15,755	1 728	0	0	6,2	5	0	0

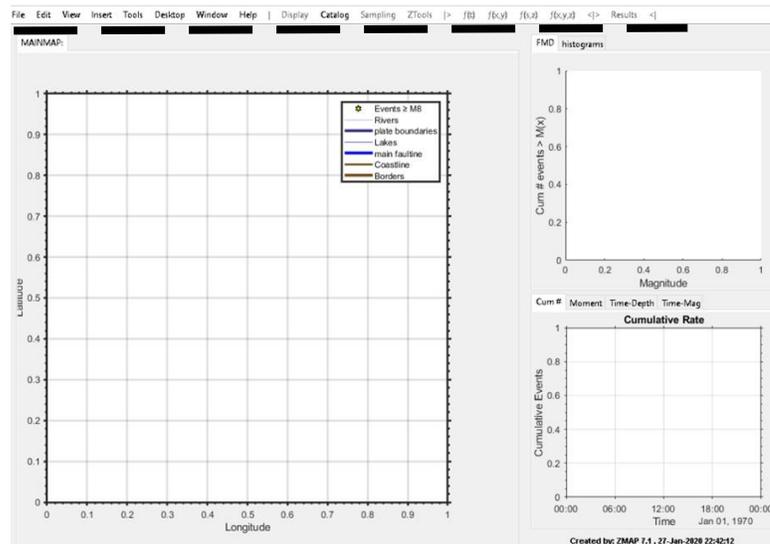
Fuente: elaboración propia.

3.6. Importación de la base de datos

Una vez lista la base de datos de acuerdo con el apartado anterior, se procede a carga la base de datos en Zmap:

- Cargar zmap

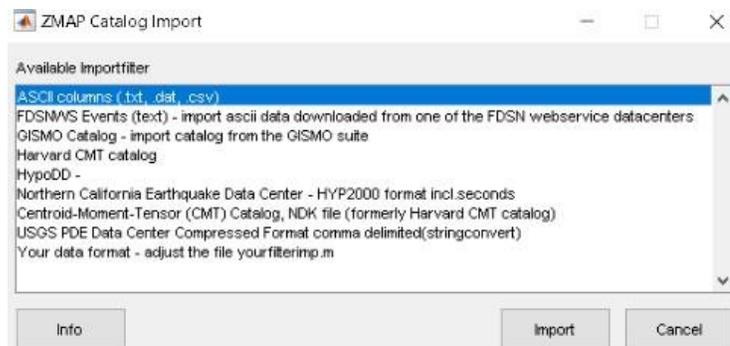
Figura 24. Interfaz inicial de Zmap



Fuente: elaboración propia.

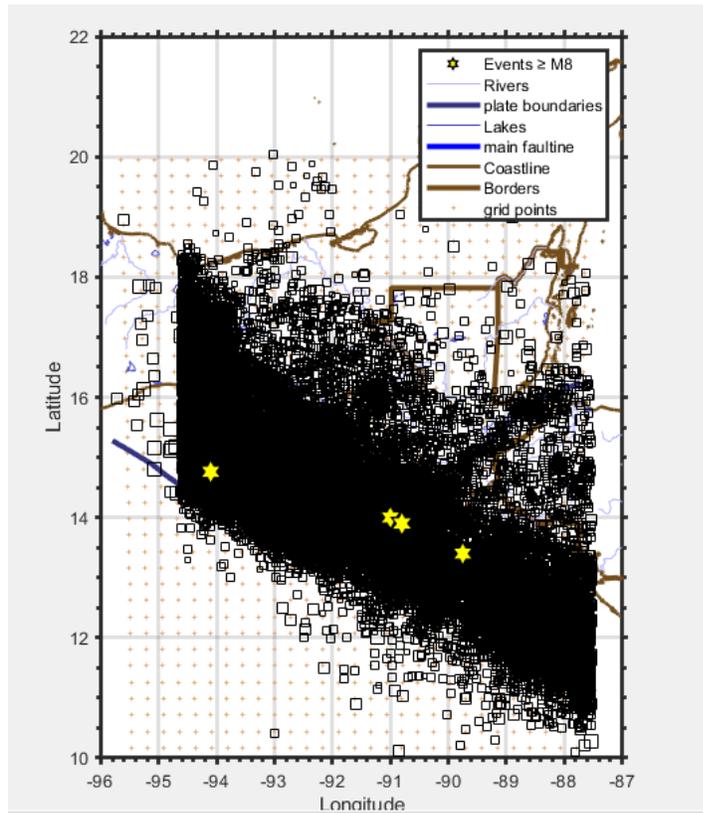
- En la barra de herramientas ir a: Catalog>Get/Load Catalog>from another formatted file>ASCII columns (.txt, .dat, .csv)>Import>seleccionar el archivo.

Figura 25. Carga de la base de datos



Fuente: elaboración propia.

Figura 26. Visualización de la base de datos en Zmap



Fuente: elaboración propia.

Las estrellas en amarillo son los eventos con magnitudes $M_w \geq 8$.

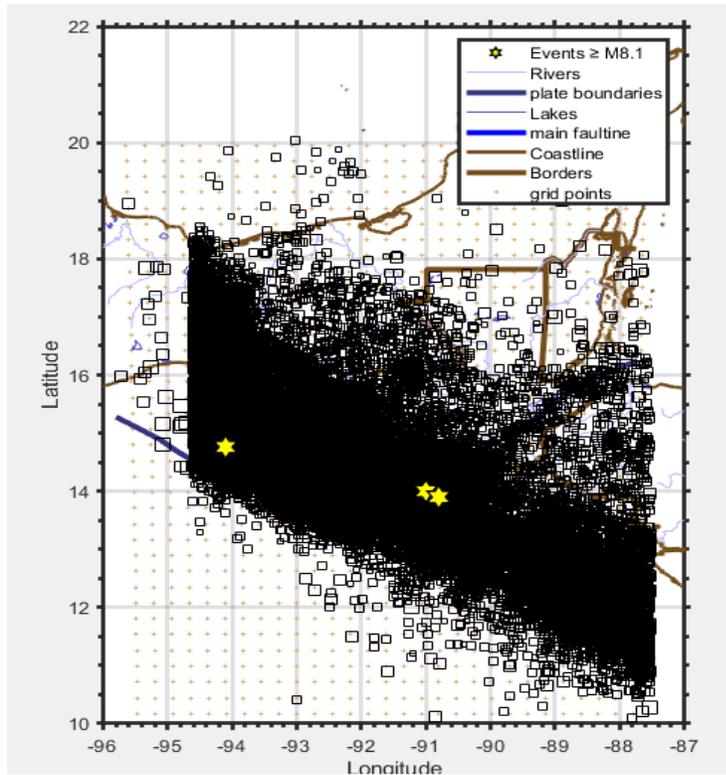
4. RESULTADOS

4.1. Desagrupamiento

Una vez eliminados los duplicados, quedaron 52 777 registros, los cuales fueron procesados y desagrupados de acuerdo con la metodología de Reasenberg. Utilizando los parámetros “estándar” de la tabla VI y procesándolos en Zmap (*Catalog>Decluster (Reasenberg)>ok*), devolviendo 43 087 eventos que son considerados como independiente (sin replicas). Los sismos se pueden visualizar en la figura 27.

En el apéndice 1 se encuentran los mapas de los sismos por intervalos de magnitud, donde se puede apreciar la distribución espacial y registro de acuerdo con cada magnitud.

Figura 27. **Eventos sísmicos independientes del catálogo**

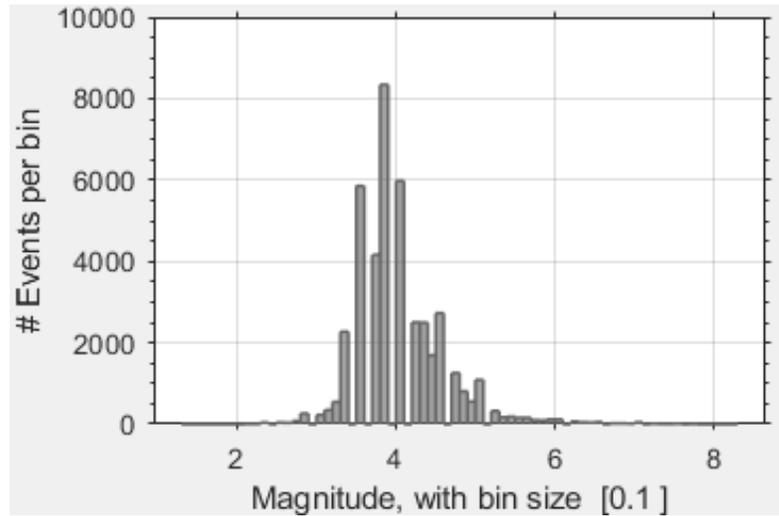


Fuente: elaboración propia.

La figura muestra los eventos independientes, donde se encuentran sismos entre $1,4 \leq M_w \leq 8,3$, registrados desde el año 1521 hasta el año 2018.

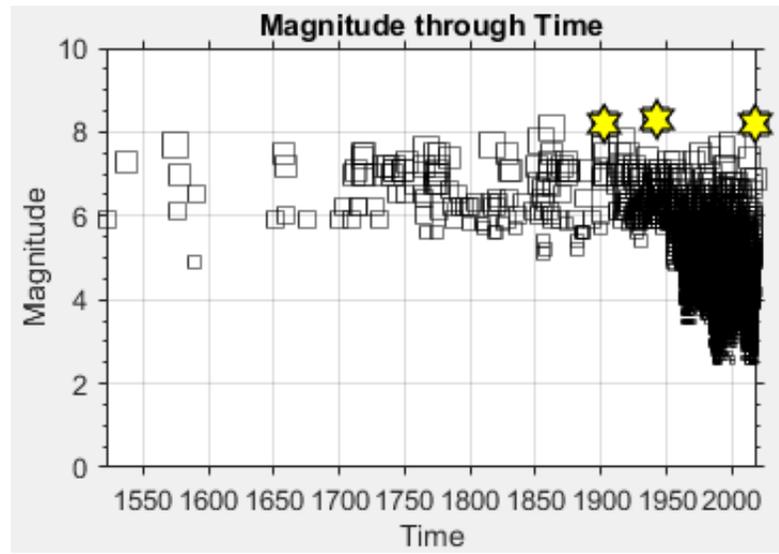
Las figuras 28 y 29 representan la distribución de las magnitudes acumuladas en un histograma y gráfico de dispersión a través del tiempo respectivamente. La figura 28 muestra que para las magnitudes entre 3,5 y 4,1 son las que más registros se generaron. La figura 29 muestra como a partir del año 1950 se empieza a generar un registro de magnitudes en un rango más amplio incluyendo magnitudes por debajo de 6, por lo que el registro se densificó.

Figura 28. **Registros de magnitud acumulados**



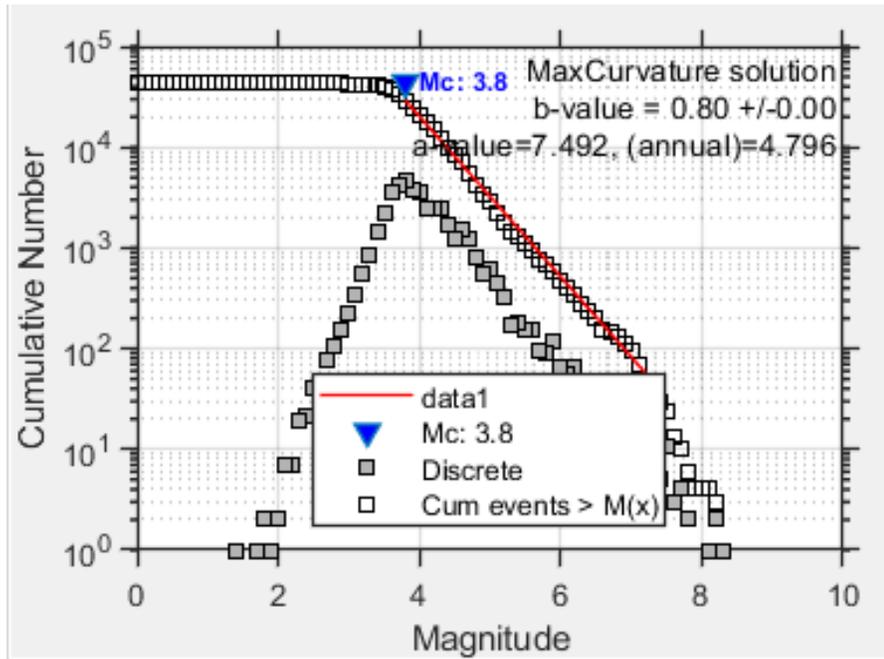
Fuente: elaboración propia.

Figura 29. **Registros de magnitud vs tiempo**



Fuente: elaboración propia.

Figura 30. **Magnitud acumulada**



Fuente: elaboración propia.

La figura muestra el valor de la Magnitud de completitud $MC = 3,8$, que es el valor de la magnitud desde donde los datos pueden ser siempre registrados, en el espacio analizado y de forma continua. Los valores $b\text{-value} = 0,80$ y $a\text{-value} = 7,49$ son utilizados en la relación Gutenberg-Richter, donde el $b\text{-value}$ es la pendiente de la relación Gutenberg- Richter, $\log(N) = a - b * MC$ por consiguiente, este valor describe la abundancia relativa de eventos grandes en comparación con los pequeños para el catálogo estudiado.

4.2. **Completitud**

Para el análisis de la completitud del catálogo, se utilizó la metodología de Stepp, la tabla X muestra los rangos utilizados; estudiando para cada rango de

magnitud su comportamiento a lo largo del período que el catálogo comprende. El catálogo comprende registros desde el año 1521 hasta el 2018, pero como se puede observar en la figura 28 los registros del tiempo no instrumental no son continuos y esto conlleva a que no sea necesario el análisis de completitud, por lo que se decidió limitarlo hasta el año 1929, que es cuando se aprecia un aumento en el registro de datos, además del aumento del rango de magnitudes registradas como se explicó en el párrafo anterior.

Tabla X. **Rangos**

Años	Magnitud	No. De eventos
2018-2014	$M_w \geq 7,0$	25
2013-2009	$6,5 \leq M_w \leq 6,9$	77
2008-2004	$6,0 \leq M_w \leq 6,4$	223
2003-1999	$5,5 \leq M_w \leq 5,9$	583
1998-1994	$5,0 \leq M_w \leq 5,4$	1 761
1993-1989	$4,5 \leq M_w \leq 4,9$	5 351
1988-1984	$4,0 \leq M_w \leq 4,4$	12 661
1983-1979	$3,5 \leq M_w \leq 3,9$	15 832
1978-1974	$3,0 \leq M_w \leq 3,4$	3 393
1973-1969	$2,5 \leq M_w \leq 2,9$	412
1968-1964	$2,0 \leq M_w \leq 2,4$	57
1963-1959	$M_w \leq 1,9$	5
1958-1954		
1953-1949		
1948-1944		
1943-1939		
1938-1934		
1933-1929		

Fuente: elaboración propia.

Los intervalos de tiempo utilizados fueron a cada 5 años, para la magnitud se utilizaron intervalos a cada 0,5.

Para el análisis se calculó la desviación estándar (σ), la tasa media de ocurrencia (λ), así como el número de eventos para cada periodo de acuerdo

con Stepp, se analizó la desviación estándar para cada rango de magnitud dentro del periodo de análisis comprendido, por ejemplo: para el rango de $5,5 \leq M_w \leq 5,9$ se analizó como se muestra en la tabla XI (,péndice 2 muestra el análisis para los intervalos restantes):

Tabla XI. **Análisis de completitud para el intervalo $5,5 \leq M_w \leq 5,9$**

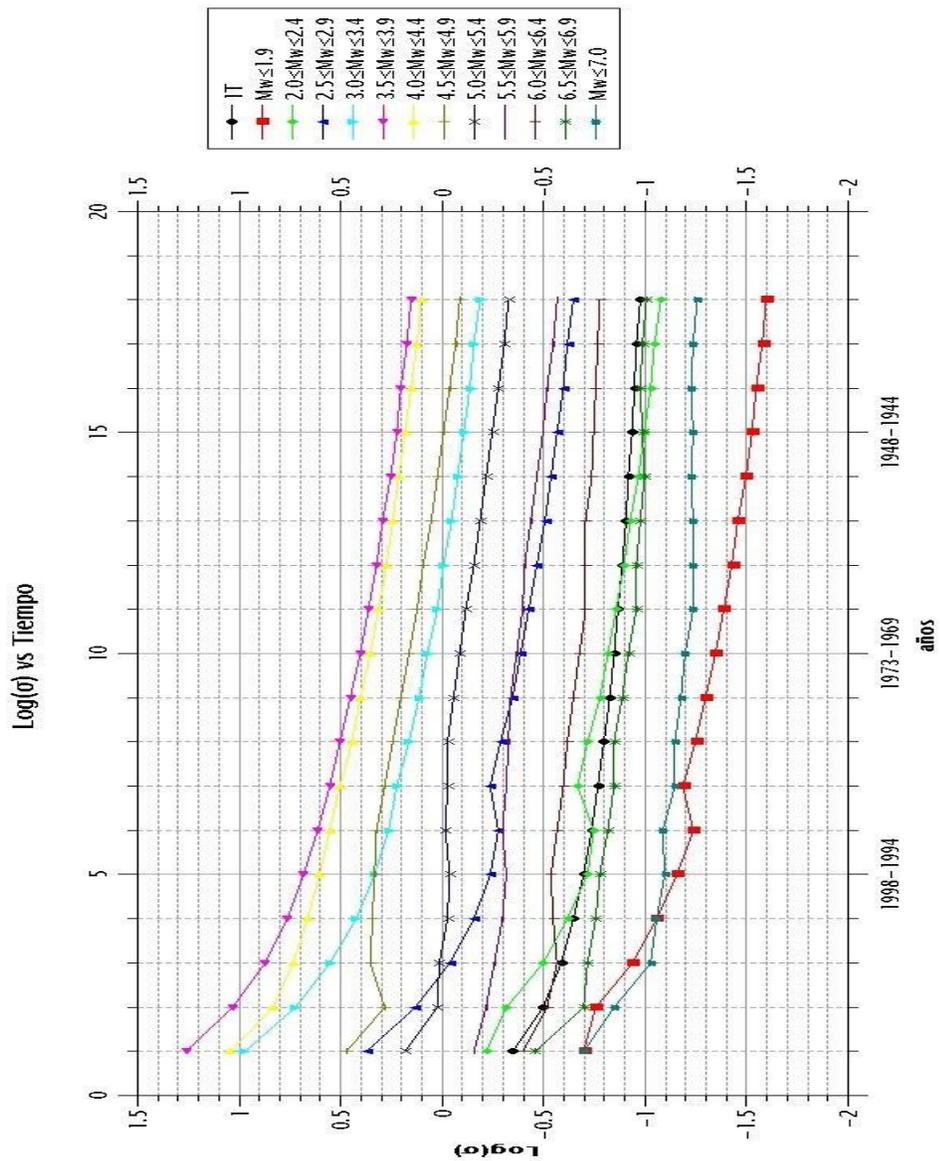
Intervalo de tiempo		Tiempo	Tiempo acumulado	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	Tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	12	12	2,40	0,69
2013	2009	5	10	0,32	24	36	3,60	0,60
2008	2004	5	15	0,26	33	69	4,60	0,55
2003	1999	5	20	0,22	33	102	5,10	0,50
1998	1994	5	25	0,20	38	140	5,60	0,47
1993	1989	5	30	0,18	82	222	7,40	0,50
1988	1984	5	35	0,17	59	281	8,03	0,48
1983	1979	5	40	0,16	74	355	8,88	0,47
1978	1974	5	45	0,15	59	414	9,20	0,45
1973	1969	5	50	0,14	39	453	9,06	0,43
1968	1964	5	55	0,13	33	486	8,84	0,40
1963	1959	5	60	0,13	53	539	8,98	0,39
1958	1954	5	65	0,12	23	562	8,65	0,36
1953	1949	5	70	0,12	6	568	8,11	0,34
1948	1944	5	75	0,12	1	569	7,59	0,32
1943	1939	5	80	0,11	4	573	7,16	0,30
1938	1934	5	85	0,11	5	578	6,80	0,28
1933	1929	5	90	0,11	5	583	6,48	0,27

Fuente: elaboración propia.

Obtenido el análisis para cada intervalo de magnitud, se graficó el comportamiento entre el $\log_{10}(\sigma)$ por cada período de tiempo figura 31, para obtener una mejor visualización de la tendencia de la desviación estándar, además de calcular el coeficiente de determinación R^2 (Arroyo, Godínez, &

Linkimer, 2017, pág. 90), tomando de criterio $R^2 \geq 0.90$ como de completitud para cada intervalo analizado.

Figura 31. Desviación estándar vs tiempo



Fuente: elaboración propia.

El análisis de completitud para cada intervalo de magnitud se resume en la tabla X, la cual muestra el coeficiente de determinación de cada intervalo, el cual indica que si $R^2 \rightarrow 1$ el rango es completo.

Tabla XII. **Coeficiente de determinación para cada intervalo de magnitud**

Rango Mw	R^2
$Mw \geq 7,0$	0,9425
$6,5 \leq Mw \leq 6,9$	0,9694
$6,0 \leq Mw \leq 6,4$	0,9291
$5,5 \leq Mw \leq 5,9$	0,8636
$5,0 \leq Mw \leq 5,4$	0,8338
$4,5 \leq Mw \leq 4,9$	0,8124
$4,0 \leq Mw \leq 4,4$	0,9849
$3,5 \leq Mw \leq 3,9$	0,9977
$3,0 \leq Mw \leq 3,4$	0,999
$2,5 \leq Mw \leq 2,9$	0,9852
$2,0 \leq Mw \leq 2,4$	0,9654
$Mw \leq 1,9$	0,9776
$1/\sqrt{T}$	1

Fuente: elaboración propia.

4.3. Base de datos

El catálogo de sismos se conforma de las columnas contenidas en la tabla XIII, donde se muestra las coordenadas geográficas, la fecha, año decimal, día del año, magnitud, profundidad, además, se realizaron las conversiones entre las otras escalas de magnitud que se usan también para reportar un sismo, así como un cálculo de la máxima intensidad para poder trabajar con datos macrosísmicos también.

Tabla XIII. **Encabezado del catálogo**

Date	Magnitude <i>M_w</i>	Decimal Year	Day of Year	Longitude	Latitude	<i>ML</i>	<i>Mc</i>	<i>mb</i>	<i>Ms</i>	<i>l_{max}</i>	Source
------	-----------------------------------	-----------------	----------------	-----------	----------	-----------	-----------	-----------	-----------	------------------------	--------

Fuente: elaboración propia.

En el apéndice 3 se presenta un segmento de lo que es la base de datos mostrando las columnas que la conforman.

4.4. Registro de sismos

La tabla XIV y la figura 32, muestran el registro de sismos acumulados por rangos de magnitud, donde se incluyen los sismos independientes y las réplicas o dependientes, se puede observar cómo los sismos se acumulan entre las magnitudes 3 a 5, básicamente se debe a las mejoras en la instrumentación a partir del año 1976 en el país y registros más antiguos a nivel global.

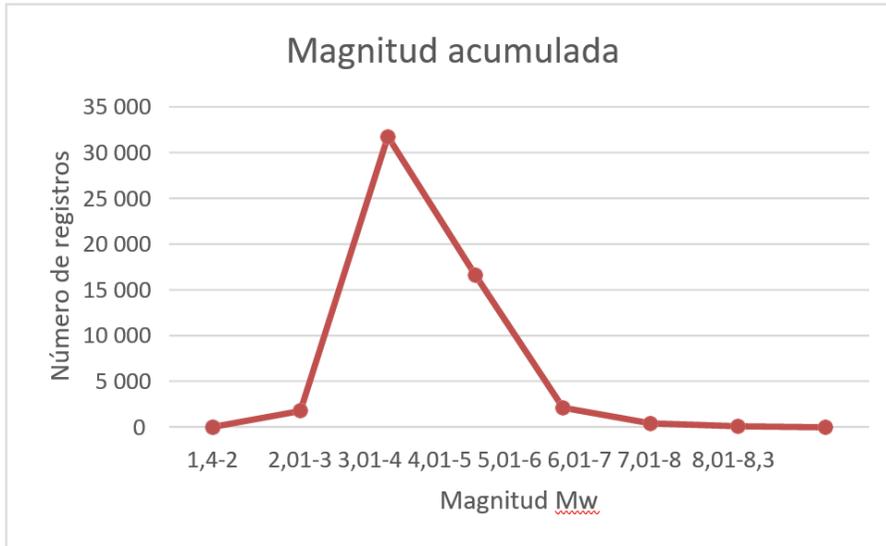
Tabla XIV. **Registro de sismos por magnitud**

Magnitud	Cantidad	Año del primer registro
1,4-2	12	1988
2,01-3	1 779	1988
3,01-4	31 777	1984
4,01-5	16 592	1963
5,01-6	2 111	1855
6,01-7	418	1576
7,01-8	84	1712
8,01-8,3	4	1862
Total	52 777	

Fuente: elaboración propia.

Incluye sismos independientes y dependientes.

Figura 32. **Registro de sismos por magnitud**



Fuente: elaboración propia.

La tabla XV y figura 33, muestran el registro de sismos acumulados por rangos de magnitud, donde se incluyen solo los sismos independientes.

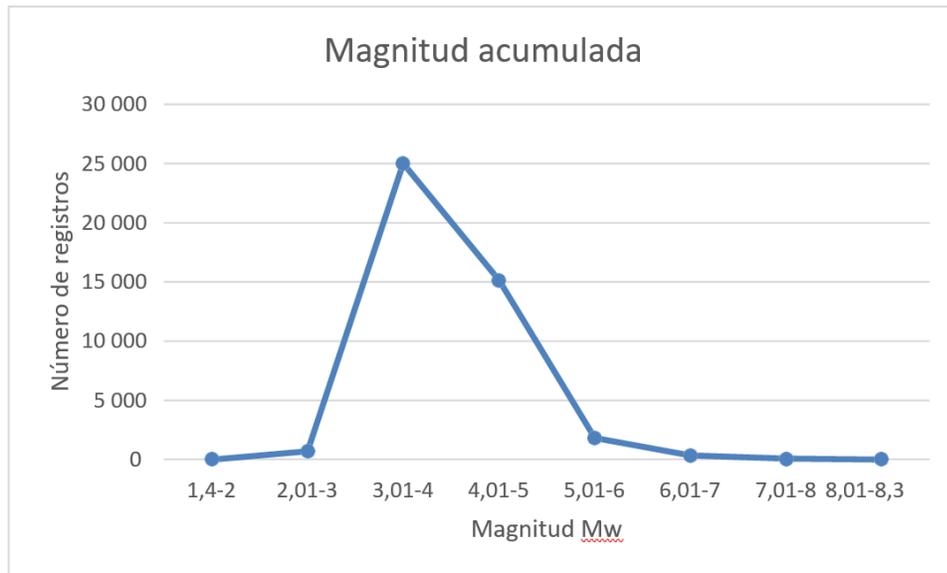
Tabla XV. **Registro de sismos por magnitud**

Magnitud	Cantidad
1,4-2	7
2,01-3	692
3,01-4	25 029
4,01-5	15 135
5,01-6	1 821
6,01-7	334
7,01-8	65
8,01-8,3	4
Total	43 087

Fuente: elaboración propia.

Incluye solo sismos independientes.

Figura 33. Registro de sismos por magnitud



Fuente: elaboración propia.

5. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

El catálogo se llevó a cabo con la recopilación de 5 bases de datos generadas por agencias sismológicas, así como de trabajos previos (Villagrán, RESIS II, INSIVUMEH, SSN-México e ISC-GEM). Cada base de datos fue filtrada de acuerdo con los límites geográficos de la tabla VII que toma en cuenta no solo parte de Honduras, El Salvador y México, sino que también el límite de subducción, además de filtrarlos de acuerdo con el registro del GAP y RMS, que generalmente se incluyen en bases de datos no depuradas como la de INSIVUMEH, cabe destacar que para los registros del INSIVUMEH de los 50 653 datos registrados, al filtrar solo se quedaron 6 741 registros (filtro necesario para asegurar que los datos sean confiables). En complemento a estos filtros, se tomó en cuenta que sismos donde la magnitud o epicentro no fuera calculado, se descartaron, para los eventos históricos se permitió el uso de datos sin cálculo de la profundidad, por ser datos sin medición instrumental.

Las bases recopiladas ya reportaban con magnitud MW a excepción de INSIVUMEH, que trabaja con la magnitud coda MD, la cual fue homogenizada a MW con las ecuaciones 12 y 13.

Se recopilaron registros de diferentes agencias sismológicas, así como de trabajos realizados que incluyen el territorio nacional y la red sismológica del país, las cuales son: INSIVUMEH (6 741 registros, periodo 1984-2018), ISC-GEM (282 registros, periodo 1918-2013), SSN-México (31 832 registros, periodo 1902-2018), RESIS II (11 592 registros, periodo 1658-2007) y Villagrán (2 330 registros, periodo 1522-1994). El registro cuenta con 52 777 eventos, de los cuales 43 087

son considerados como eventos independientes y 9 690 como eventos dependientes.

Una vez identificadas las bases se unieron en un solo libro, se ordenaron de forma cronológica para poder identificar los duplicados, los cuales fueron eliminados de acuerdo con la confiabilidad de las bases de datos, donde la confiabilidad disminuye de izquierda a derecha de esta manera: Villagrán, RESIS II, INSIVUMEH, SSN-México e ISC-GEM. Quedando un total de 52 777 registros que van desde el año 1522 hasta el año 2018 (496 años) con un intervalo de magnitudes entre 1,4 a 8,3 MW.

Para el desagrupamiento de la base de datos, se utilizó la metodología de Reasenberg (1985), con los parámetros estándar mostrados en la tabla VI, utilizando la plataforma Zmap, que permite este análisis, así como la representación gráfica de los sismos. De los 52 777 registros, el programa devolvió 43 087 registros, que son considerados independientes. La figura 28 muestra que las magnitudes que más registro generaron fueron 3,5 y 5. Los datos coinciden con la magnitud de completitud MC: 3,8, que indica que los valores iguales o mayores a MC pueden ser registrados continuamente de forma confiable y valores menores a MC pueden no ser registrados en su totalidad. La figura 29 muestra como a partir del año 1950 el registro de eventos aumentó de forma considerable, este aumento puede tener su razón con la conformación de agencias relacionadas con la sismología, dando como ejemplo que en Guatemala su primera red sismológica empezó a funcionar como tal en 1976.

El análisis de completitud se realizó desde el año 1929 al 2018 (89 años), considerado de esta manera ya que registros anteriores son discontinuos, en donde ni siquiera se presentaron registros para ciertos años, lo que conlleva a

no ser necesario el análisis. Analizando intervalos de cada 5 años e intervalos de magnitud: $M_w \geq 7,0$, $6,5 \leq M_w \leq 6,9$, $6,0 \leq M_w \leq 6,4$, $5,5 \leq M_w \leq 5,9$, $5,0 \leq M_w \leq 5,4$, $4,5 \leq M_w \leq 4,9$, $4,0 \leq M_w \leq 4,4$, $3,5 \leq M_w \leq 3,9$, $3,0 \leq M_w \leq 3,4$, $2,5 \leq M_w \leq 2,9$, $2,0 \leq M_w \leq 2,4$, $M_w \leq 1,9$. De acuerdo con el método de Stepp, analizando la tasa media de ocurrencia con la desviación estándar de cada intervalo de magnitud, graficados con el logaritmo de base 10, obteniendo los coeficientes de determinación R^2 los cuales se consideraron como completos arriba o igual a 0,9.

El apéndice 2 muestra el análisis para cada intervalo, la tabla XII muestra el resultado del coeficiente de determinación para cada rango de magnitud, mostrando que los rangos $5,5 \leq M_w \leq 5,9$, $5,0 \leq M_w \leq 5,4$, $4,5 \leq M_w \leq 4,9$, son los únicos con un R^2 menor a 0,90, lo cual indica que el registro para estos intervalos no es completo, esto puede ser debido al filtro realizado en la base de datos del INSIVUMEH, que pudo haber complementado estos rangos, pero debido a la baja confiabilidad de los datos, era necesario filtrarla previamente.

Una vez terminado el análisis, se conformó la base de datos o catálogo sísmico el cual consiste en dos partes, el catálogo solo con los eventos independientes y el catálogo que contiene los eventos independientes y dependientes (considerados como replicas). A estos se les calculó por medio de la tabla V, las diferentes magnitudes utilizadas en el reporte de sismos y la intensidad máxima, donde las intensidades contiene valores negativos para los valores donde $M_s < 3,1$.

CONCLUSIONES

1. Se registró un catálogo de eventos sísmicos, los cuales vienen desde el año 1522, son eventos considerados históricos provenientes de reportes de daños, generados por civiles sin ninguna experiencia en sismología, pero que son de suma importancia para la datación del historial sísmico del país; hasta el año 2018, donde ya existe instrumentación que permite el registro de los sismos y poder obtener su localización y tiempo de origen con mayor precisión, así como la energía liberada.
2. Se recopilaron registros de diferentes agencias sismológicas, así como de trabajos realizados que incluyen el territorio nacional y la red sismológica del país, las cuales son: INSIVUMEH (6 741 registros, periodo 1984-2018), ISC-GEM (282 registros, periodo 1918-2013), SSN-México (31 832 registros, periodo 1902-2018), RESIS II (11 592 registros, periodo 1658- 2007) y Villagrán (2 330 registros, periodo 1522-1994). El registro cuenta con 52 777 eventos, de los cuales 43 087 son considerados como eventos independientes y 9 690 como eventos dependientes.
3. Los parámetros utilizados para analizar los eventos en este estudio fueron: coordenadas (latitud y longitud), fecha, escala de magnitud (M_s , m_b , M_L , M_W o M_c) y profundidad. Además, como una forma de asegurar la confiabilidad de los datos y que se encuentren dentro de la ubicación geográfica requerida, se filtraron de acuerdo con los límites geográficos: long, -95,73, lat, 20,507 y long, -87,53, lat, 10,00, además de utilizar un

$GAP \leq 180^0$ y $RMS \leq 1,5$, los cuales fueron aplicados a los registros de la red sísmica nacional del INSIVUMEH, en donde, de los más de 50 653 datos reportados solo se utilizaron 6 741, esto quiere decir que es necesario reforzar la red sísmica nacional. Cabe destacar que si el registro, no tenía una magnitud o localización calculada, era inmediatamente descartado. Solo se permitió la ausencia del cálculo de la profundidad y fecha exacta en los sismos históricos, anteriores al año 1900.

4. De las bases utilizadas en este estudio, solo fue necesario la homogenización de la base nacional INSIVUMEH, la cual utiliza la escala de magnitud local M_c , por lo que fue necesario convertirla a M_w , utilizando las ecuaciones 11 y 12. Además se eliminaron los duplicados, los cuales fueron depurados de acuerdo con la confiabilidad de las bases utilizadas y en caso de que la magnitud variara se realizó un promedio entre ellas y se mantuvo la localización de la base más confiable, quedando las bases en orden de mayor confiabilidad a la menor de la siguiente manera: Villagrán, RESIS II, INSIVUMEH, SSN-México e ISC-GEM. Esto quiere decir que, a mayor cercanía de la agencia, mayor confiabilidad en los datos recopilados.
5. Se realizó el análisis de completitud, desde el año 1929 hasta el año 2018, debido a que los registros pre instrumentales no son continuos, no es necesario analizarlos ya que disminuye el rango de completitud. Los intervalos de tiempo fueron cada 5 años y los intervalos de magnitud de cada 0,5, como lo muestra la tabla X, De acuerdo con el análisis de la tendencia de la tasa de ocurrencia de sismos y el coeficiente de determinación donde indica que si $R^2 \geq 0,9$ se considera como completo, Los rangos que se consideran incompletos son

$5,0 \leq M_w \leq 5,4$ con $R^2 = 0,8636$, $5,0 \leq M_w \leq 5,4$ con $R^2 = 0,8338$ y $4,5 \leq M_w \leq 4,9$ con $R^2 = 0,8124$, para los demás rangos, si se consideran completos.

6. Además del análisis de completitud y homogeneidad, se obtuvo la magnitud de completitud $MC = 3,8$, el b -value = 0,8 y a -value = 7,492. Estos valores fueron obtenidos de forma automática al momento de ingresar el catálogo al programa Zmap, Valores que son útiles en el análisis de la relación Gutenberg-Richter, de los cuales se puede hacer un estudio sísmico más detallado de la recurrencia de los sismos a través del tiempo, que puede ser la continuación de este trabajo.

7. El catálogo sísmico fue realizado en base a los datos que el ISC-GEM utiliza al momento de generar los registros, que son los parámetros básicos en el reporte de un sismo. La base de datos quedó de la siguiente manera: fecha, magnitud, escala de magnitud, año decimal, día del año, longitud, latitud, profundidad. Además de haber homogenizado el catálogo a la magnitud M_w , se utilizaron las ecuaciones de la tabla V para convertir a las diferentes escalas generalmente utilizadas, así como un estimado de la intensidad, dicha ecuación (1) puede llevar a estimaciones poco confiables ya que están relacionadas a eventos pre instrumentales. El catálogo consta de dos partes, el catálogo que contiene los eventos desagrupados (eventos independientes) y los agrupados (eventos dependientes o réplicas) el cual contiene una columna extra llamada réplica, la cual identifica a las réplicas con el número 1 y el catálogo solo con los eventos independientes.

RECOMENDACIONES

1. Para el análisis de completitud, en los intervalos que se consideraron como incompletos, se puede analizar de nuevo buscando rangos de tiempo, en los cuales el coeficiente de determinación sea $R^2 \geq 0,90$, que como recomendación puede ser en un periodo de al menos 20 años, ya que la completitud no se cumple durante todo el intervalo analizado de 89 años, pero puede ser obtenerse en un intervalo de 20 años dentro de la ventana de tiempo estudiada.
2. En la homogenización de las diferentes escalas de magnitud, es importante construir nuevas relaciones, que sean directas, específicamente entre la magnitud local M_c y la magnitud momento M_w , ya que son las más utilizadas a nivel local y a nivel internacional respectivamente. La estimación de la intensidad (ecuación 1), puede llevar a una sobre estimación, debido a que son relaciones desarrolladas con información de sismos históricos, por ello también es importante tener una nueva relación entre la magnitud momento M_w y la intensidad máxima.
3. La necesidad de densificar la red sísmica de Guatemala está más que demostrada, debido a que los datos registrados conllevan un rango de error que puede llegar a ser datos no confiables, como se vio en este estudio donde de los 50 653 datos que el INSIVUMEH registró en el periodo de 1984 al 2018, solo se utilizaron 6 741.

4. Realizar nuevos estudios de amenaza sísmica, donde el área geográfica de enfoque sea Guatemala.
5. Realizar la desagrupación del catálogo con otras metodologías existentes, e incluso utilizar los parámetros máximos y mínimos descritos en este trabajo.
6. Promover las ciencias geofísicas en el país y las investigaciones relacionadas con la sismología.
7. Actualizar cada 5 años el catálogo adjunto a la tesis, o cuando ocurran eventos mayores a magnitud 6 Mw.
8. Divulgar abiertamente el catálogo y generar estudios relacionados a la sismología del país, que permitan contribuir al desarrollo de esta rama, como estudios de amenaza sísmica, estudios macrosísmicos.
9. Se recomienda además intensificar los registros del lado sureste del área analizada, ya que se puede apreciar que de acuerdo con la figura 36, esta evidencia una falta de registros que van desde la magnitud 3,01 a 4, especialmente en la frontera Guatemala-El Salvador.

BIBLIOGRAFÍA

1. BENITO, Belén; MOLINA, Enrique; LAÍN, Luis. *Metodología para estudio de amenaza sísmica en Guatemala*. [en línea]. <http://geo.mtu.edu/4hazards/links/SeismicityRudiger/Benito_etal_ND.pdf>. [Consulta:14 de septiembre de 2019].
2. BOLT, Bruce. *Terremotos*. Barcelona, España: Reverte. 1981. 270 p.
3. DEL CID VARGAS, Ligia. *Estudio de sismos originados por fuentes sismogénicas superficiales ocurridos en Guatemala en el siglo XIX*. Trabajo de graduación de Ing. Civil. Facultad de Ingeniería, Universidad de San Carlos de Guatemala. 2007. 111 p.
4. ENZO, Boschi. *Qué es un hipocentro y un epicentro, y cuál es su diferencia*. [en línea]. <<https://epicentrageografico.com/2018/01/que-es-el-hipocentro-y-epicentro/>>. [Consulta: 07 de junio de 2018].
5. ESPINOZA, A. *The Guatemalan earthquake of february 4, 1976, a preliminary report*. [en línea]. <<https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1002>>. [Consulta: 07 de junio de 2018].
6. GIBOWICZ, Slawomir; KIJKO, Andrzej. *An introduction to mining seismology*. Polonia: Academic Press. 1994. 399 p.

7. GORDILLO, Carla. *Geología de Guatemala*. Facultad de Ingeniería, CESEM. Universidad San Carlos de Guatemala. 20 p.
8. HANKS, Thomas; KANAMORI, Hiroo. *A moment magnitude scale*. [en línea]. <<https://www.resolutionmineeis.us/sites/default/files/references/hanks-kanamori-1979.pdf>>. [Consulta: 10 de octubre de 2018].
9. HERRÁIZ, Miguel. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. [en línea]. <https://www.academia.edu/24957306/Conceptos_B%C3%A1sicos_de_Sismolog%C3%ADa_para_Ingenieros_Dr_Miguel_Herraiz_Sarachaga>. [Consulta: 25 de julio de 2018].
10. INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*. [en línea]. <http://www.insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_sismo-1.pdf>. Consulta: [10 de junio de 2019].
11. Instituto Geográfico Nacional. *Sismología*. [en línea]. <<http://www.ign.es/web/resources/docs/IGNCnig/SIS-Teoria-Sismologia.pdf>>. [Consulta: 15 de enero de 2019].
12. KADIRIOGLU, Filiz; KARTAL, Recai. *The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900-2012)*. [en línea]. <<https://journals.tubitak.gov.tr/earth/issues/yer-16-25-4/yer-25-4-2-1511-7.pdf>>. [Consulta: 16 de febrero de 2019].

13. Mar de Chile. *Bordes de las placas tectónicas*. [en línea]. <http://www.mardechile.cl/index.php?option=com_content&view=article&catid=19%3Aacos-y-fondos&id=42%3Abordes-de-las-placas-tectas&Itemid=66>. [Consulta: 05 de agosto de 2018].
14. MEZA, Alejandro. *Forbes México*. [en línea]. <<https://www.forbes.com.mx/los-8-sismos-mas-catastroficos-en-la-historia-de-mexico/>>. [Consulta: 04 de marzo de 2020].
15. PELÁEZ, José. *Sobre las escalas de magnitud*. [en línea]. <<https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/25749/344605>>. [Consulta: 03 de marzo de 2019].
16. PERALDO, Giovanni; MONTERO, Walter. *Sismología histórica de América Central*. [en línea]. <<https://hdl-bnc-idrc.dspacedirect.org/bitstream/handle/10625/28324/126111.pdf?sequence=1>>. [Consulta: 08 de febrero de 2020].
17. RAWILSON, Nick. *Earthquake magnitude and moment*. [en línea]. <<http://rses.anu.edu.au/~nick/teachdoc/lecture13.pdf>>. [Consulta: 02 de febrero de 2019].
18. REITER, Leon. *Earthquake Hazard Analysis*. Estados Unidos: Columbia University Press, 254 p.
19. ROJAS, Wilfredo; BUNGUM, Hilmar, ; LINDHOLM, Conrad. *A catalog of historical and recent earthquakes in Central America*. [en línea]. <<https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/13242>>. [Consulta: 17 de agosto de 2019].

20. SALAZAR, Walter; BROWN, Lyndon. *An Earthquake catalogue for El Salvador and neighbouring Central American countries and its implication in the seismic hazard assessment*. [en línea]. <https://www.researchgate.net/publication/261831276_An_Earthquake_Catalogue_for_El_Salvador_and_Neighbouring_Central_American_Countries_and_its_Implication_in_the_Seismic_Hazard_Assessment>. [Consulta: 22 de febrero de 2020].
21. Servicio Geológico Colombiano. *Mapas de intensidad instrumental*. [en línea]. <<https://www2.sgc.gov.co/sgc/mapas/Documents/PDF%20DESCRIPCION/Mapasdeintensidadinstrumental.pdf>>. [Consulta: 21 de julio de 2018].
22. STEPP. *Analysis of completeness of earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on static estimates of earthquake hazard*. [en línea]. <<https://www.resolutionmineeis.us/sites/default/files/references/stepp-1972.pdf>>. [Consulta: 05 de abril de 2019].
23. TALBI, Abdelhak; NANJO; SATAKE, Kenji; ZHUANG, Jiancang. *Comparison of seismicity declustering methods using a probabilistic measure of clustering*. *Journal of Seismology*. [en línea]. <https://www.academia.edu/28771840/Comparison_of_seismicity_declustering_methods_using_a_probabilistic_measure_of_clustering>. [Consulta: 17 de noviembre de 2019].

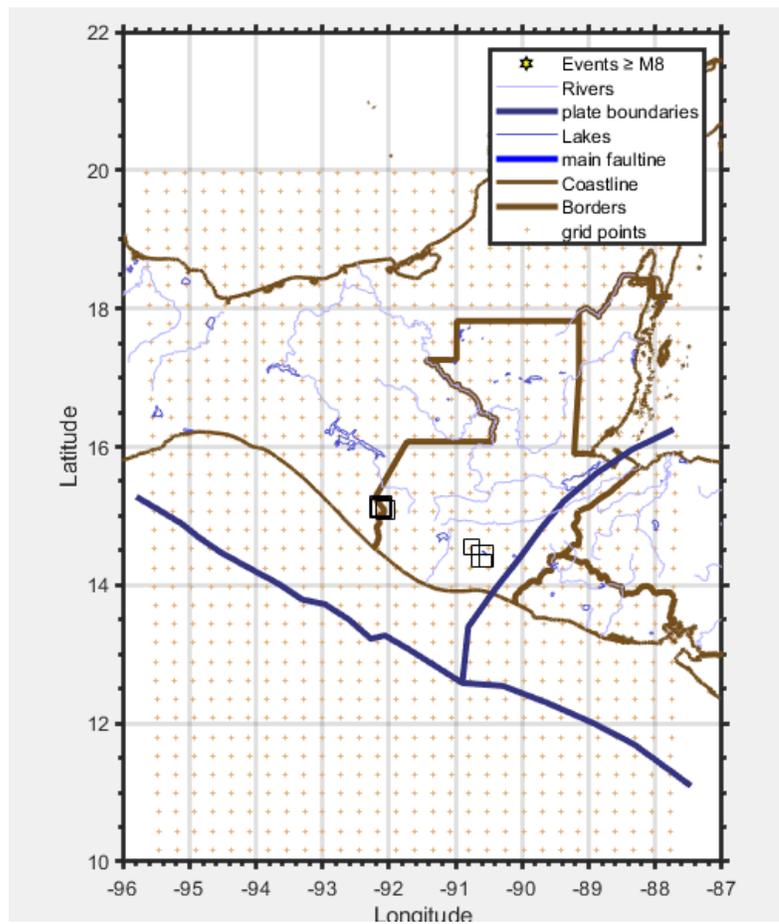
24. TARBUCK, Edward; LUTGENS, Frederick. *Ciencias de la Tierra*. Madrid, España: Pearson Education. 2005. 686 p.
25. TOMASI, Roberto. *Nature of earthquakes elements of seismology and earthquake engineering*. [en línea]. <http://www.kstr.lth.se/fileadmin/kstr/pdf_files/Timber_Engineering_2017/Slides.1.nature-earthquake-Lund-2017-tomasi.pdf>. [Consulta: 19 de julio de 2018].
26. U.S. Geological Survey. *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles Region - An earth-science perspective*. [en línea]. <<https://pubs.usgs.gov/pp/1360/report.pdf>>. [Consulta: 18 de febrero de 2019].
27. UDC. *¿Qué es un terremoto?* [en línea]. <http://www.udc.es/dep/dtcon/estructuras/ETSAC/investigacion/Terremotos/QUE_ES.htm>. [Consulta: 05 de enero de 2019].
28. Universidad de Chile. *Sismología aplicada y de exploración*. [en línea]. <<http://www.dgf.uchile.cl/geofisica-aplicada/98052/geofisica-aplicada>>. [Consulta: 05 de agosto de 2019].
29. VAN STIPHOUT, Thomas; ZHUANG, Jiancang; MARSAN, David. *Models and techniques for analyzing seismicity: seismicity declustering*. [en línea]. <http://www.corssa.org/export/sites/corssa/galleries/articles-pdf/vanStiphout_et_al.pdf>. [Consulta: 23 de noviembre de 2019].

30. VANEK, J., ZATOPEK, A., KARNIK, V., KONDORSKAYA, N., RIZNICHENKO, Y., SAVARENSKY, E., SHEBALIN, N. *Standarization of magnitude scales*. [en línea]. <<https://link.springer.com/article/10.1007/BF02590040#citeas>>. [Consulta: 09 de octubre de 2018].
31. WHITE, Randall. *Catalog of historic seismicity in the vicinity of the Chixoy- Polochic and Motagua faults, Guatemala*. [en línea]. <<https://pubs.usgs.gov/of/1984/0088/report.pdf>>. [Consulta: 05 de diciembre de 2019].
32. _____. *Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. The Geology of North America, 1*. [en línea]. <<https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/839/chapter/4853374/Tectonic-implications-of-upper-crustal-seismicity>>. [Consulta: 10 de diciembre de 2019].

APÉNDICES

Apéndice 1. Distribución espacial de eventos por magnitud

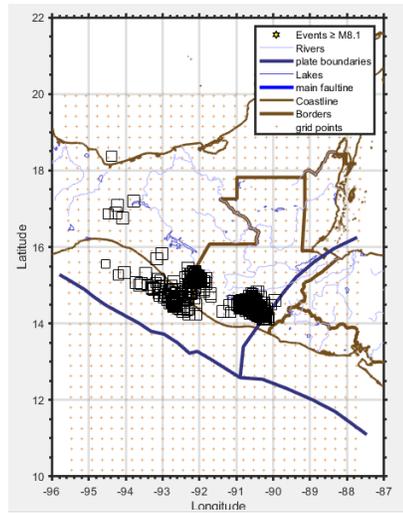
Figura A. Sismos de magnitud 1,4-2 Mw



Fuente: elaboración propia.

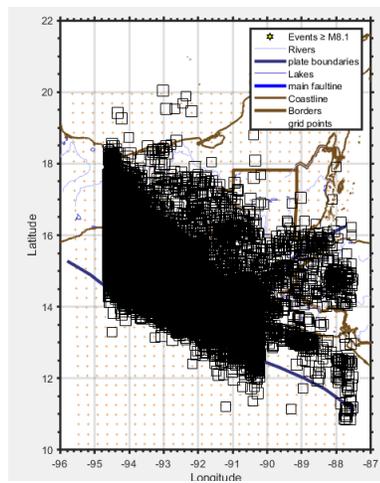
Continuación del apéndice 1.

Figura B. **Sismos de magnitud 2,01-3 Mw**



Fuente: elaboración propia.

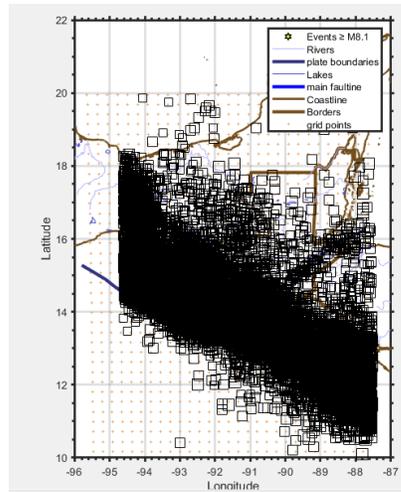
Figura C. **Sismos de magnitud 3,01-4 Mw**



Fuente: elaboración propia.

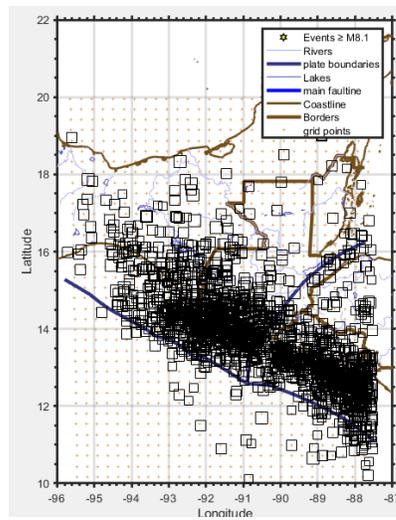
Continuación del apéndice 1.

Figura D. **Sismos de magnitud 4,01-5 Mw**



Fuente: elaboración propia.

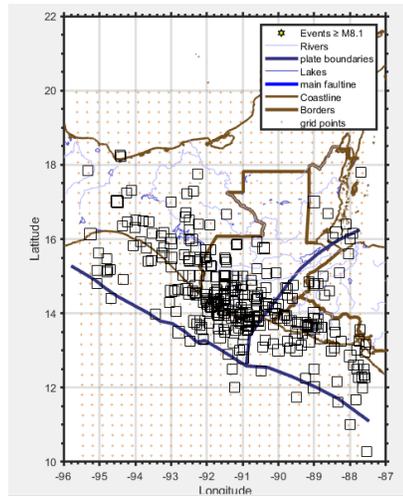
Figura E. **Sismos de magnitud 5,01-6 Mw**



Fuente: elaboración propia.

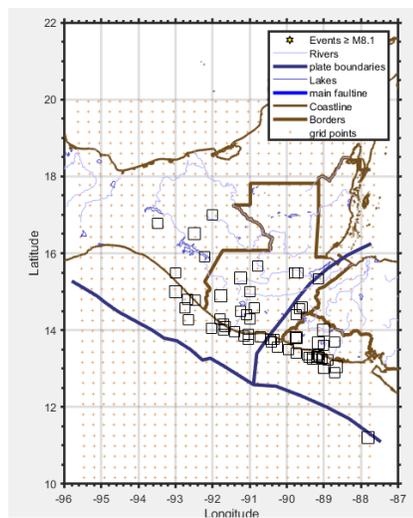
Continuación del apéndice 1.

Figura F. **Sismos de magnitud 6,01-7 Mw**



Fuente: elaboración propia.

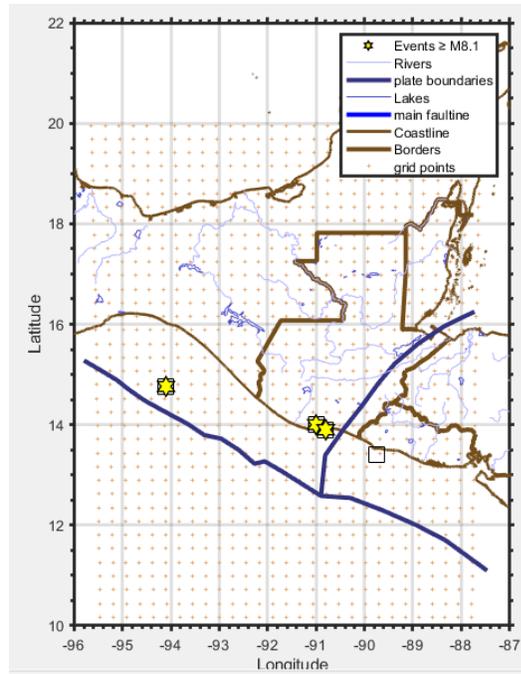
Figura G. **Sismos de magnitud 7,01-8 Mw**



Fuente: elaboración propia.

Continuación del apéndice 1.

Figura H. **Sismos de magnitud 8,01-8.3 Mw**



Fuente: elaboración propia.

Apéndice 2. Análisis de completitud

Tabla I. Análisis de completitud para el intervalo $M_w \leq 1,9$

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	1	1	0,20	0,20
2013	2009	5	10	0,32	2	3	0,30	0,17
2008	2004	5	15	0,26	0	3	0,20	0,12
2003	1999	5	20	0,22	0	3	0,15	0,09
1998	1994	5	25	0,20	0	3	0,12	0,07
1993	1989	5	30	0,18	0	3	0,10	0,06
1988	1984	5	35	0,17	2	5	0,14	0,06
1983	1979	5	40	0,16	0	5	0,13	0,06
1978	1974	5	45	0,15	0	5	0,11	0,05
1973	1969	5	50	0,14	0	5	0,10	0,04
1968	1964	5	55	0,13	0	5	0,09	0,04
1963	1959	5	60	0,13	0	5	0,08	0,04
1958	1954	5	65	0,12	0	5	0,08	0,03
1953	1949	5	70	0,12	0	5	0,07	0,03
1948	1944	5	75	0,12	0	5	0,07	0,03
1943	1939	5	80	0,11	0	5	0,06	0,03
1938	1934	5	85	0,11	0	5	0,06	0,03
1933	1929	5	90	0,11	0	5	0,06	0,02

Fuente: elaboración propia.

Tabla II. Análisis de completitud para el intervalo $2 \leq M_w \leq 2,4$

Intervalo de tiempo		Tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	Tasa mediade ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	9	9	1,80	0,60
2013	2009	5	10	0,32	14	23	2,30	0,48
2008	2004	5	15	0,26	0	23	1,53	0,32
2003	1999	5	20	0,22	0	23	1,15	0,24
1998	1994	5	25	0,20	0	23	0,92	0,19
1993	1989	5	30	0,18	5	28	0,93	0,18
1988	1984	5	35	0,17	29	57	1,63	0,22
1983	1979	5	40	0,16	0	57	1,43	0,19
1978	1974	5	45	0,15	0	57	1,27	0,17
1973	1969	5	50	0,14	0	57	1,14	0,15
1968	1964	5	55	0,13	0	57	1,04	0,14
1963	1959	5	60	0,13	0	57	0,95	0,13
1958	1954	5	65	0,12	0	57	0,88	0,12
1953	1949	5	70	0,12	0	57	0,81	0,11
1948	1944	5	75	0,12	0	57	0,76	0,10
1943	1939	5	80	0,11	0	57	0,71	0,09
1938	1934	5	85	0,11	0	57	0,67	0,09
1933	1929	5	90	0,11	0	57	0,63	0,08

Fuente: elaboración propia.

Continuación del apéndice 2.

Tabla III. Análisis de completitud para el intervalo $2,5 \leq M_w \leq 2,9$

Intervalo de tiempo		Tiempo	Tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	Tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	135	135	27,00	2,32
2013	2009	5	10	0,32	49	184	18,40	1,36
2008	2004	5	15	0,26	4	188	12,53	0,91
2003	1999	5	20	0,22	5	193	9,65	0,69
1998	1994	5	25	0,20	10	203	8,12	0,57
1993	1989	5	30	0,18	45	248	8,27	0,52
1988	1984	5	35	0,17	164	412	11,77	0,58
1983	1979	5	40	0,16	0	412	10,30	0,51
1978	1974	5	45	0,15	0	412	9,16	0,45
1973	1969	5	50	0,14	0	412	8,24	0,41
1968	1964	5	55	0,13	0	412	7,49	0,37
1963	1959	5	60	0,13	0	412	6,87	0,34
1958	1954	5	65	0,12	0	412	6,34	0,31
1953	1949	5	70	0,12	0	412	5,89	0,29
1948	1944	5	75	0,12	0	412	5,49	0,27
1943	1939	5	80	0,11	0	412	5,15	0,25
1938	1934	5	85	0,11	0	412	4,85	0,24
1933	1929	5	90	0,11	0	412	4,58	0,23

Fuente: elaboración propia.

Tabla IV. Análisis de completitud para el intervalo $3 \leq M_w \leq 3,4$

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	2129	2129	425,80	9,23
2013	2009	5	10	0,32	607	2 736	273,60	5,23
2008	2004	5	15	0,26	39	2 775	185,00	3,51
2003	1999	5	20	0,22	44	2 819	140,95	2,65
1998	1994	5	25	0,20	45	2 864	114,56	2,14
1993	1989	5	30	0,18	164	3 028	100,93	1,83
1988	1984	5	35	0,17	365	3 393	96,94	1,66
1983	1979	5	40	0,16	0	3 393	84,83	1,46
1978	1974	5	45	0,15	0	3 393	75,40	1,29
1973	1969	5	50	0,14	0	3 393	67,86	1,16
1968	1964	5	55	0,13	0	3 393	61,69	1,06
1963	1959	5	60	0,13	0	3 393	56,55	0,97
1958	1954	5	65	0,12	0	3 393	52,20	0,90
1953	1949	5	70	0,12	0	3 393	48,47	0,83
1948	1944	5	75	0,12	0	3 393	45,24	0,78
1943	1939	5	80	0,11	0	3 393	42,41	0,73
1938	1934	5	85	0,11	0	3 393	39,92	0,69
1933	1929	5	90	0,11	0	3 393	37,70	0,65

Fuente: elaboración propia.

Continuación del apéndice 2.

Tabla V. Análisis de completitud para el intervalo $3,5 \leq M_w \leq 3,9$

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	8 180	8 180	1636,00	18,09
2013	2009	5	10	0,32	3 564	11 744	1174,40	10,84
2008	2004	5	15	0,26	892	12 636	842,40	7,49
2003	1999	5	20	0,22	913	13 549	677,45	5,82
1998	1994	5	25	0,20	456	14 005	560,20	4,73
1993	1989	5	30	0,18	912	14 917	497,23	4,07
1988	1984	5	35	0,17	782	15 699	448,54	3,58
1983	1979	5	40	0,16	39	15 738	393,45	3,14
1978	1974	5	45	0,15	15	15 753	350,07	2,79
1973	1969	5	50	0,14	9	15 762	315,24	2,51
1968	1964	5	55	0,13	61	15 823	287,69	2,29
1963	1959	5	60	0,13	9	15 832	263,87	2,10
1958	1954	5	65	0,12	0	15 832	243,57	1,94
1953	1949	5	70	0,12	0	15 832	226,17	1,80
1948	1944	5	75	0,12	0	15 832	211,09	1,68
1943	1939	5	80	0,11	0	15 832	197,90	1,57
1938	1934	5	85	0,11	0	15 832	186,26	1,48
1933	1929	5	90	0,11	0	15 832	175,91	1,40

Fuente: elaboración propia.

Tabla VI. Análisis de completitud para el intervalo $4 \leq M_w \leq 4,4$

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	3 027	3 027	605,40	11,00
2013	2009	5	10	0,32	1 513	4 540	454,00	6,74
2008	2004	5	15	0,26	1 920	6 460	430,67	5,36
2003	1999	5	20	0,22	1 893	8 353	417,65	4,57
1998	1994	5	25	0,20	1 546	9 899	395,96	3,98
1993	1989	5	30	0,18	1 478	11 377	379,23	3,56
1988	1984	5	35	0,17	835	12 212	348,91	3,16
1983	1979	5	40	0,16	204	12 416	310,40	2,79
1978	1974	5	45	0,15	117	12 533	278,51	2,49
1973	1969	5	50	0,14	33	12 566	251,32	2,24
1968	1964	5	55	0,13	81	12 647	229,95	2,04
1963	1959	5	60	0,13	14	12 661	211,02	1,88
1958	1954	5	65	0,12	0	12 661	194,78	1,73
1953	1949	5	70	0,12	0	12 661	180,87	1,61
1948	1944	5	75	0,12	0	12 661	168,81	1,50
1943	1939	5	80	0,11	0	12 661	158,26	1,41
1938	1934	5	85	0,11	0	12 661	148,95	1,32
1933	1929	5	90	0,11	0	12 661	140,68	1,25

Fuente: elaboración propia.

Continuación del apéndice 2.

Tabla VII. Análisis de completitud para el intervalo $4,5 \leq M_w \leq 4,9$

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	220	220	44,00	2,97
2013	2009	5	10	0,32	151	371	37,10	1,93
2008	2004	5	15	0,26	741	1 112	74,13	2,22
2003	1999	5	20	0,22	835	1 947	97,35	2,21
1998	1994	5	25	0,20	901	2 848	113,92	2,13
1993	1989	5	30	0,18	1001	3 849	128,30	2,07
1988	1984	5	35	0,17	513	4 362	124,63	1,89
1983	1979	5	40	0,16	378	4 740	118,50	1,72
1978	1974	5	45	0,15	248	4 988	110,84	1,57
1973	1969	5	50	0,14	124	5 112	102,24	1,43
1968	1964	5	55	0,13	198	5 310	96,55	1,32
1963	1959	5	60	0,13	39	5 349	89,15	1,22
1958	1954	5	65	0,12	2	5 351	82,32	1,13
1953	1949	5	70	0,12	0	5 351	76,44	1,05
1948	1944	5	75	0,12	0	5 351	71,35	0,98
1943	1939	5	80	0,11	0	5 351	66,89	0,91
1938	1934	5	85	0,11	0	5 351	62,95	0,86
1933	1929	5	90	0,11	0	5 351	59,46	0,81

Fuente: elaboración propia.

Tabla VIII. Análisis de completitud para el intervalo $5 \leq M_w \leq 5,4$

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado T	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	57	57	11,40	1,51
2013	2009	5	10	0,32	55	112	11,20	1,06
2008	2004	5	15	0,26	120	232	15,47	1,02
2003	1999	5	20	0,22	119	351	17,55	0,94
1998	1994	5	25	0,20	165	516	20,64	0,91
1993	1989	5	30	0,18	312	828	27,60	0,96
1988	1984	5	35	0,17	245	1 073	30,66	0,94
1983	1979	5	40	0,16	289	1 362	34,05	0,92
1978	1974	5	45	0,15	175	1 537	34,16	0,87
1973	1969	5	50	0,14	98	1 635	32,70	0,81
1968	1964	5	55	0,13	90	1 725	31,36	0,76
1963	1959	5	60	0,13	27	1 752	29,20	0,70
1958	1954	5	65	0,12	8	1 760	27,08	0,65
1953	1949	5	70	0,12	0	1 760	25,14	0,60
1948	1944	5	75	0,12	0	1 760	23,47	0,56
1943	1939	5	80	0,11	0	1 760	22,00	0,52
1938	1934	5	85	0,11	0	1 760	20,71	0,49
1933	1929	5	90	0,11	1	1 761	19,57	0,47

Fuente: elaboración propia.

Continuación del apéndice 2.

Tabla IX. **Análisis de completitud para el intervalo $6 \leq M_w \leq 6,4$**

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	4	4	0,80	0,40
2013	2009	5	10	0,32	5	9	0,90	0,30
2008	2004	5	15	0,26	7	16	1,07	0,27
2003	1999	5	20	0,22	16	32	1,60	0,28
1998	1994	5	25	0,20	20	52	2,08	0,29
1993	1989	5	30	0,18	12	64	2,13	0,27
1988	1984	5	35	0,17	12	76	2,17	0,25
1983	1979	5	40	0,16	14	90	2,25	0,24
1978	1974	5	45	0,15	11	101	2,24	0,22
1973	1969	5	50	0,14	7	108	2,16	0,21
1968	1964	5	55	0,13	8	116	2,11	0,20
1963	1959	5	60	0,13	20	136	2,27	0,19
1958	1954	5	65	0,12	21	157	2,42	0,19
1953	1949	5	70	0,12	9	166	2,37	0,18
1948	1944	5	75	0,12	9	175	2,33	0,18
1943	1939	5	80	0,11	16	191	2,39	0,17
1938	1934	5	85	0,11	20	211	2,48	0,17
1933	1929	5	90	0,11	12	223	2,48	0,17

Fuente: elaboración propia.

Tabla X. **Análisis de completitud para el intervalo $6,5 \leq M_w \leq 6,9$**

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	3	3	0,60	0,35
2013	2009	5	10	0,32	1	4	0,40	0,20
2008	2004	5	15	0,26	4	8	0,53	0,19
2003	1999	5	20	0,22	4	12	0,60	0,17
1998	1994	5	25	0,20	5	17	0,68	0,16
1993	1989	5	30	0,18	4	21	0,70	0,15
1988	1984	5	35	0,17	3	24	0,69	0,14
1983	1979	5	40	0,16	8	32	0,80	0,14
1978	1974	5	45	0,15	2	34	0,76	0,13
1973	1969	5	50	0,14	2	36	0,72	0,12
1968	1964	5	55	0,13	1	37	0,67	0,11
1963	1959	5	60	0,13	6	43	0,72	0,11
1958	1954	5	65	0,12	3	46	0,71	0,10
1953	1949	5	70	0,12	4	50	0,71	0,10
1948	1944	5	75	0,12	8	58	0,77	0,10
1943	1939	5	80	0,11	13	71	0,89	0,11
1938	1934	5	85	0,11	3	74	0,87	0,10
1933	1929	5	90	0,11	3	77	0,86	0,10

Fuente: elaboración propia.

Continuación del apéndice 2.

Tabla XI. **Análisis de completitud para el intervalo $M_w \geq 7$**

Intervalo de tiempo		tiempo	tiempo acumulado	$1/\sqrt{T}$	No. De eventos	Numero de eventos acumulados N	tasa media de ocurrencia (λ)	Desviación estándar (σ)
2018	2014	5	5	0,45	1	1	0,20	0,20
2013	2009	5	10	0,32	1	2	0,20	0,14
2008	2004	5	15	0,26	0	2	0,13	0,09
2003	1999	5	20	0,22	1	3	0,15	0,09
1998	1994	5	25	0,20	1	4	0,16	0,08
1993	1989	5	30	0,18	2	6	0,20	0,08
1988	1984	5	35	0,17	0	6	0,17	0,07
1983	1979	5	40	0,16	2	8	0,20	0,07
1978	1974	5	45	0,15	1	9	0,20	0,07
1973	1969	5	50	0,14	1	10	0,20	0,06
1968	1964	5	55	0,13	0	10	0,18	0,06
1963	1959	5	60	0,13	2	12	0,20	0,06
1958	1954	5	65	0,12	2	14	0,22	0,06
1953	1949	5	70	0,12	3	17	0,24	0,06
1948	1944	5	75	0,12	2	19	0,25	0,06
1943	1939	5	80	0,11	3	22	0,28	0,06
1938	1934	5	85	0,11	2	24	0,28	0,06
1933	1929	5	90	0,11	1	25	0,28	0,06

Fuente: elaboración propia.

Apéndice 3. Estructura del catálogo sísmico

Tabla XII. Catálogo sísmico sin réplicas

Date	Magnitude Mw	DecimalYear	DayOfYear	Longitude	Latitude	Depth	ML	Mc	mb	Ms	lmax	Source
1522 00:00:00	5,9	1 522	334	-87,57	12,97	5	5,8	5,4	5,6	5,9	6.5	VILLAGRAN
1538 00:00:00	7,3	1 538	334	-89,8	15,5	10	7,4	6,8	6,9	8,6	12.7	VILLAGRAN
30-Nov-1574 00:00:00	7,7	1 574,91233	334	-89,75	13,8	60	7,8	7,2	7,3	9,3	14.4	VILLAGRAN
23-May-1576 00:00:00	6,1	1 576,39071	144	-89,158	13,65	5	6	5,6	5,8	6,3	7.4	VILLAGRAN
30-Nov-1577 06:00:00	7	1 577,91301	334	-91,5	14,75	125	7	6,5	6,6	8	11.3	VILLAGRAN
1590 00:00:00	4,9	1 590	334	-89,85	15,3	0	4,6	4,4	4,6	4	2.1	VILLAGRAN
14-Mar-1591 00:00:00	6,5	1 591,19726	73	-92,5	16,5	15	6,4	6	6,2	7	9.2	VILLAGRAN
13-Feb-1651 00:00:00	5,9	1 651,11781	44	-90,38	14,23	0	5,8	5,4	5,6	5,9	6.5	VILLAGRAN
13-Jan-1658 00:00:00	7,5	1 658,03288	13	-89,75	13,8	60	7,6	7	7,1	8,9	13.5	VILLAGRAN
03-Nov-1658 00:00:00	7,2	1 658,83836	307	-89,75	13,8	60	7,2	6,7	6,8	8,4	12.2	RESIS
30-Sep-1659 00:00:00	6	1 659,74521	273	-89,283	13,777	0	5,9	5,5	5,7	6,1	7	VILLAGRAN
1676 00:00:00	5,9	1 676	334	-90,834	14,584	5	5,8	5,4	5,6	5,9	6.5	VILLAGRAN
1700 00:00:00	5,9	1 700	334	-87,57	12,97	5	5,8	5,4	5,6	5,9	6.5	Villagran
1703 00:00:00	6,2	1 703	334	-90,6	15,2	10	6,1	5,7	5,9	6,5	7.8	VILLAGRAN
10-Apr-1994 17:36:00	5,5	1 994,27324	100	-92,43	14,59	5	5,3	5	5,2	5,2	4.8	Resis
8/10/1999 05:58	4,8	1 999,7678	281	-92,08	13,98	45	4,5	4,3	4,6	3,8	1.7	Mexico
16-Aug-2003 22:55:00	4,9	2 003,62453	228	-88,97	12,94	35	4,6	4,4	4,6	4	2.1	RESIS
24/11/2009 00:21	4,8	2 009,89593	328	-92,85	13,65	7	4,5	4,3	4,6	3,8	1.7	Mexico
18-Jan-2010 15:40:00	5,9	2 010,04836	18	-90,437	13,76	75	5,8	5,4	5,6	5,9	6.5	Mexico
18-Jan-2010 15:40:00	5,6	2 010,04836	18	-90,66	13,85	118	5,4	5,1	5,3	5,3	5.2	GEM
17/11/2011 13:06	5	2 011,87821	321	-92,6	13,35	60	4,7	4,5	4,7	4,2	2.6	Mexico
17/11/2011 13:30	5,8	2 011,87825	321	-91,813	14,05	35	5,7	5,3	5,5	5,7	6.1	GEM
12/07/2012 01:43	5,4	2 012,52752	194	-91,094	14,736	199	5,2	4,9	5,1	5	4.3	Mexico
20/09/2014 03:03	5,3	2 014,71816	263	-93,813	14,665	13,3	5,1	4,8	5	4,8	3.9	Mexico
10/05/2015 00:50	5,5	2 015,35352	130	-94,2418	14,585	10	5,3	5	5,2	5,2	4.8	Mexico
29/09/2017 04:00	5,5	2 017,74292	272	-94,3575	14,619	16,1	5,3	5	5,2	5,2	4.8	Mexico
12/09/2018 02:35	5,1	2 018,69619	255	-94,1715	14,624	16,3	4,9	4,6	4,8	4,4	3	Mexico
02-Dec-2018 16:52:00	4,8	2 018,91973	336	-93,8	15,93	97	4,5	4,3	4,6	3,8	1.7	Mexico
13-Dec-2018 03:20:00	4,6	2 018,94833	347	-93,45	14,32	10	4,3	4,1	4,4	3,5	0.8	Mexico
13-Dec-2018 07:13:00	4,5	2 018,94877	347	-94,45	15,05	21	4,2	4	4,3	3,3	0.4	Mexico

Fuente: elaboración propia.

Apéndice 4. **Pensum de estudio**

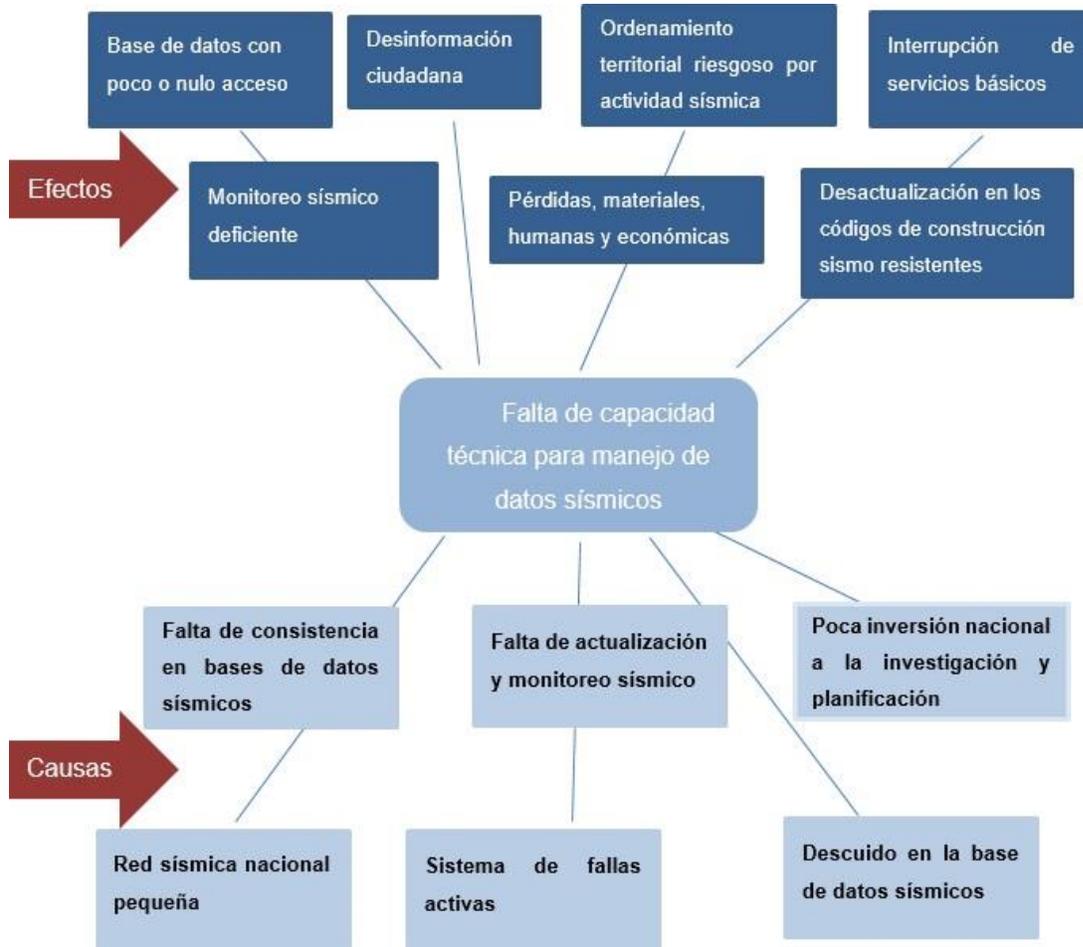
Tabla XIII. **Requisitos académicos**

Código del curso	Nombre del curso
732	Estadística 1
90	Programación de computadora 1
11	Idioma técnico 4
458	Mecánica de Suelos
60	Taller sist. De inf. Geográficos
30	Geografía
450	Geología
335	Gestión de desastres

Fuente: elaboración propia.

Apéndice 5. **Causas y efectos**

Figura I. **Árbol de problemas**



Fuente: elaboración propia.