



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL
CAMPO VOLCÁNICO DE MASCOTA, JAL. (PERIODO
DEL 1 DE JULIO AL 10 DE OCTUBRE DE 2016)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A :

ANA LAURA SOLÍS NAVA

TUTOR

DR. JUAN MANUEL ESPÍNDOLA CASTRO



CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx., 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*Con todo mi amor y gratitud
A mi mamá Maribel
A Manuel*

Agradecimientos

A mi mamá Maribel, que siempre me ha apoyado, comprendido, ayudado y amado, gracias por el cariño y por ser mi mayor ejemplo de perseverancia, enseñándome que si quiero lograr algo, con trabajo duro puedo hacerlo. Te amo.

A Manuel, que con su amor incondicional y comprensión me ha hecho crecer como persona y profesionalmente. Sin ti no hubiera sido posible continuar mi camino después de las dificultades que he vivido, te amo.

A mi familia por el apoyo y consejos que me han y siguen brindado. Gracias por ese soporte que he necesitado para salir adelante. Especialmente, a mi tío Miguel que ha sido como un padre para mí, mi tía Carmen y mi tía Magdalena, que desde donde quiera que esté sigue a mi lado, así como a mis abuelitos.

En lo académico, gracias a mi amada UNAM, especialmente a la Facultad de Ciencias, que me ha brindado las herramientas suficientes para ampliar mis conocimientos y criterio. Sin la UNAM, simplemente no sería la misma persona.

A mi asesor el Dr. Juan Manuel Espíndola Castro, por ayudarme y asesorarme en la elaboración de esta tesis. Su amplio conocimiento siempre es una inspiración para mí.

A la Dra. Araceli Zamora Camacho, que en conjunto con mi asesor me proporcionaron los datos de las estaciones en el campo volcánico de Mascota.

A mis sinodales: Dr. Jaime Yamamoto, Dra. Bertha Molina, Mtra. Delia Bello y el Dr. Fernando Buendía, gracias por los conocimientos y tiempo que han dedicado a leer y enriquecer este trabajo.

Resumen

México es considerado como un país altamente sísmico y también con una gran cantidad de volcanes activos.

En esta tesis se analiza la actividad sísmica del campo volcánico de Mascota con el objetivo de conocer las características predominantes en la región. Se estudiaron eventos sísmicos durante el periodo del 1 de julio al 10 de octubre de 2016, que en este estudio se pretende contribuir al conocimiento general de la actividad en el campo volcánico.

Del análisis de datos se seleccionaron 191 eventos sísmicos registrados por la red de tres estaciones, localizados alrededor del campo volcánico. A partir de los eventos sísmicos seleccionados se calculó el epicentro, profundidad y magnitud, de los cuales 35 sismos son locales.

La localización de los eventos se realizó con el software *HYPO*.

A partir de los datos obtenidos, se realizó un análisis para determinar qué tipo de sismicidad está relacionada con el campo, así como un análisis estadístico referente a la distribución en términos de magnitud de los eventos sísmicos, utilizando la relación entre el logaritmo del número de temblores a una magnitud dada (m), esta relación es lineal y satisface la relación de Gutenberg-Richter.

Abstract

Mexico is considered a highly seismic country and also with a large number of active volcanoes.

In this thesis the seismic activity of the Mascota volcanic field is analyzed in order to know the predominant characteristics in the region. Seismic events were studied during the period from July 1 to October 10, 2016, which in this study is intended to contribute to the general knowledge of the activity in the volcanic field.

From the data analysis, 191 seismic events recorded by the three-station network, located around the volcanic field, were selected. From the selected seismic events, the epicenter, depth and magnitude were calculated, of which 35 earthquakes are local. Event localization was performed with software *HYPO*.

From the data obtained, an analysis was carried out to determine what type of seismicity is related to the field, as well as a statistical analysis referring to the distribution in terms of magnitude of the seismic events, using the relationship between the logarithm of the number of tremors at a given magnitude (m), this relationship is linear and satisfies the Gutenberg-Richter relationship.

Índice general

Agradecimientos	II
Resumen	III
Abstract	IV
1. Fundamentos de Sismología	1
1.1. Ondas sísmicas	1
1.2. Ecuación de onda	3
1.3. Estructura interna de la Tierra	6
1.4. Deriva continental	8
1.5. Tectónica de placas	10
1.6. Mecanismo sísmico	12
1.6.1. Parámetros de una falla	13
1.6.2. Mecanismo focal	15
1.7. Parámetros de la fuente sísmica	16
1.8. Magnitud e intensidad	19
1.8.1. Magnitud local M_L	20
1.8.2. Magnitud de ondas superficiales M_s	21
1.8.3. Magnitud de onda de cuerpo m_b	22
1.8.4. Magnitud de momento M_w	22
1.8.5. Magnitud de coda	23
1.9. Ley de Gutenberg-Richter	24

2. Área de estudio	26
2.1. Sismicidad histórica	26
2.2. Bloque de Jalisco (BJ)	27
2.3. Origen del Bloque de Jalisco	28
2.4. Rasgos tectónicos del Bloque de Jalisco	29
2.5. Movimiento del Bloque de Jalisco	29
2.6. Geometría de las placas subducidas	30
2.7. Estructura de la corteza en el Bloque de Jalisco	31
2.8. El campo volcánico de Mascota	31
3. Análisis de datos	33
3.1. Red de estaciones	33
3.2. Metodología	34
4. Resultados y discusión	38
4.1. Origen y calidad de datos	38
4.2. Localización de eventos	39
4.3. Sismos locales	44
4.4. Estimación del valor de b	46
5. Conclusiones	49
A. Método de Geiger	54
B. Escala de intensidades de Mercalli	58
C. Parámetros de sismos localizados	60
D. Localización de los principales conos de Mascota	67

Índice de figuras

1.1. Ondas de cuerpo (IRIS Consortium, 2020).	2
1.2. Ondas superficiales (IRIS Consortium, 2020).	2
1.3. Placas tectónicas del mundo (US Geology Survey,2020).	11
1.4. Representación de esfuerzos (Beer F., Johnston E. 2006).	12
1.5. Tipos de fallas (Monroe S. J., et al, 2008).	13
1.6. Esquema donde se pueden ver las convenciones para los parámetros de la falla: rumbo (ϕ), buzamiento (δ), ángulo de deslizamiento (λ), dirección del deslizamiento (\hat{d}) y el vector normal a la falla (\hat{n}) (Ugalde A., 2009).	14
1.7. Mecanismos focales de tipos de falla (IGEO, 2020).	16
1.8. Sismograma de tres componentes de un terremoto poco profundo (41km) de magnitud 7.7 M_w , ocurrido en la trinchera Vanuatu registrado a 12 250 km en la estación CCM (Cueva Catedral, Missouri) (Stein S, Wy-session M, 2003).	18
1.9. Sismograma de tres componentes de un sismo poco profundo (20 km), con magnitud $M_c = 3,7$ ocurrido en el acéano al suroeste de Jalisco.	24
2.1. Ambiente tectónico del occidente de México, (Stock M. J., 1993)	28
3.1. Estación GUMA	33
3.2. Ubicación de Mascota, Jalisco y las estaciones RMMA, NAMA y GUMA	34
3.3. Evento sísmico a las 17:13 h del día 8 de Julio de 2016, visto en Scream 4.5	35

3.4. Evento sísmico a las 17:13 h del día 8 de Julio de 2016, visto en Seisan 10.3	36
4.1. Histograma de los RMS	39
4.2. Epicentros de los sismos localizados	40
4.3. Sismos localizados	42
4.4. Número de sismos vs magnitud	44
4.5. Epicentros sismos locales	46
4.6. Diagrama acumulativo de sismos locales	47
4.7. Parámetros del ajuste líneal	48

Capítulo 1

Fundamentos de Sismología

1.1. Ondas sísmicas

Los sismos consisten en el movimiento del suelo, producido por la liberación repentina de la energía acumulada en la Tierra en forma de ondas elásticas llamadas ondas sísmicas. Consecuentemente, la sismología (del griego $\sigma\epsilon\iota\sigma\mu\acute{o}\varsigma$ que significa sismo y $\lambda\omicron\gamma\acute{\iota}\alpha$ que significa estudio) es el estudio científico de la generación, transmisión y registro de las ondas elásticas que se propagan en la Tierra.

Existen dos tipos básicos de ondas elásticas generadas por los sismos, estas son: las ondas internas, también llamadas de cuerpo y las ondas superficiales, el paso dichas ondas causa la sensación experimentada por las personas y pueden provocar diversos tipos de daños.

A continuación se describen las características principales de las diferentes ondas sísmicas:

1. Ondas internas u ondas de cuerpo: las ondas de cuerpo se propagan en el interior de la Tierra y a su vez se dividen en Ondas P y Ondas S.

Las ondas P u ondas primarias son, al igual que las ondas de sonido, ondas longitudinales, es decir, el desplazamiento del terreno es en la misma dirección de propagación y son las ondas con mayor velocidad. 1.1(a)

Las ondas S u ondas secundarias son aquellas en las que el desplazamiento

del terreno es transversal a la dirección de propagación, también se le conocen como ondas de corte. Como la deformación por cizallamiento no se puede dar en líquidos, las ondas S no se propagan a través de líquidos.1.1(b)

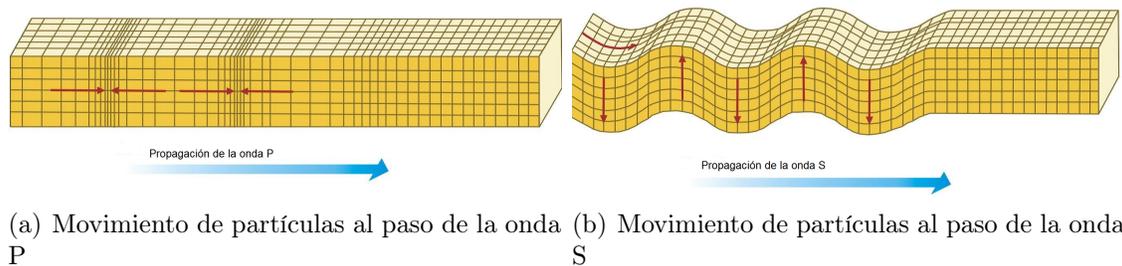


Figura 1.1: Ondas de cuerpo (IRIS Consortium, 2020).

2. Ondas superficiales: son las ondas que se originan en las superficies libres o en la interface entre 2 medios y existen dos tipos de ondas superficiales:

Las ondas Rayleigh, son las ondas en el que las partículas se desplazan describiendo una trayectoria elíptica en el plano vertical que contiene la dirección de propagación de la onda.1.2(a)

Las ondas Love, son las ondas sísmicas superficiales y horizontales que causan desplazamientos laterales del terreno durante un sismo.1.2(b)

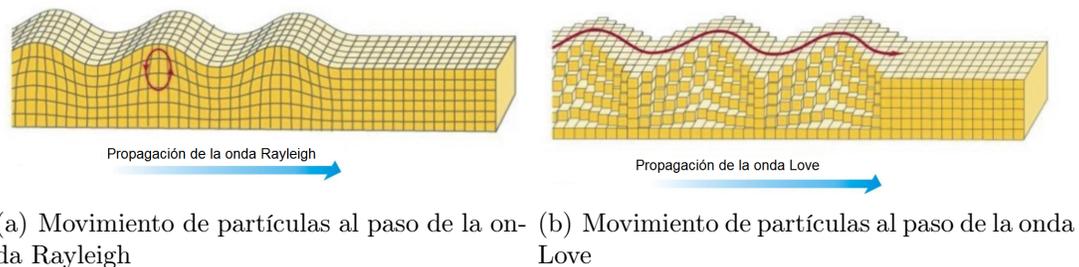


Figura 1.2: Ondas superficiales (IRIS Consortium, 2020).

Para el estudio de la propagación de las ondas sísmicas se supone un comportamiento elástico del medio. Esta hipótesis permite comprender ciertos fenómenos físicos importantes en el estudio sísmico.

Con este fin se usa la teoría de la elasticidad que relaciona las fuerzas internas producidas en un medio continuo, como resultado de las aplicación de fuerzas externas,

con los cambios en tamaño y forma que sufre este. Es decir, proporciona relaciones de esfuerzo-deformación para un medio continuo.

1.2. Ecuación de onda

La relación entre esfuerzos y desplazamientos está dada por la ecuación de movimiento:

$$\frac{\partial \sigma_{i,j}(\bar{x}, t)}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial^2 u_i(\bar{x}, t)}{\partial t^2} \quad (1.1)$$

Donde $\bar{x} = x_1, x_2, x_3$.

Para resolver la ecuación anterior se define la respuesta del material a la fuerza que siente, también conocida como la ley de Hooke generalizada:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \quad (1.2)$$

Donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzo, c_{ijkl} es el tensor de rigidez y e_{kl} es el tensor de deformación.

Considerando la simetría del tensor de rigidez y un medio homogéneo e isotrópico, se puede escribir el tensor de rigidez como:

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (1.3)$$

Donde δ_{ij} es la delta de Kronecker para las variables i y j , λ y μ son las constantes de Lamé, sustituyendo en la ecuación 1.2, se obtiene la ecuación constitutiva para un medio elástico isotrópico:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (1.4)$$

Donde θ es la dilatación y es definida como el cambio de volumen por unidad de volumen:

$$\theta = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \quad (1.5)$$

Usando la ecuación 1.4 se escribe las deformaciones en términos del desplazamiento:

$$\sigma_{xx} = \lambda\theta + 2\mu e_{xx} = \lambda\theta + 2\mu \frac{\partial u_x}{\partial x} \quad (1.6)$$

$$\sigma_{xy} = 2\mu e_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \quad (1.7)$$

$$\sigma_{xz} = 2\mu e_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \quad (1.8)$$

Tomando las derivadas de los componentes de los esfuerzos:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} \right) \quad (1.10)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial x} \right) \quad (1.11)$$

Sustituyendo las derivadas en la ecuación de movimiento *ec. 1.1* y usando la definición de diltación *ec. 1.5* se obtiene:

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 (u_x) = \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \quad (1.12)$$

Para el componente x , ecuaciones similares se obtiene para las componentes y y z . Las tres ecuaciones pueden ser combinadas en una sola ecuación:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} + \mu \nabla^2 u_i \quad (1.13)$$

Esta ecuación es conocida como la ecuación de onda para un medio elástico iso-

trópico.

Usando la notación vectorial, se puede escribir la ecuación 1.13 como:

$$\rho \ddot{u} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot u) + \mu \nabla^2 u \quad (1.14)$$

Usando la descomposición de Helmholtz, podemos reescribir la ecuación 1.14 como:

$$\rho \ddot{u} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot u) - \mu (\nabla \times \nabla \times u) \quad (1.15)$$

Para resolver la ecuación 1.15, se expresa el campo de desplazamiento en términos de otras dos funciones, llamadas potenciales:

$$u = \nabla \phi(x, t) + \nabla \times \gamma(x, t) \quad (1.16)$$

En esta representación, el desplazamiento es la suma del gradiente de un potencial escalar ϕ y el rotacional de un potencial vectorial γ , ambas funciones del espacio y tiempo.

Usando las siguientes identidades vectoriales se separa el campo de desplazamiento en dos partes:

$$\nabla \times (\nabla \phi) = 0 \quad (1.17)$$

$$\nabla \cdot (\nabla \times \gamma) = 0 \quad (1.18)$$

La parte asociado con el potencial escalar no induce rotación y da lugar a las ondas longitudinales u ondas P, por otra lado la parte asociada con el potencial vectorial tiene divergencia cero, no produce cambio de volumen y corresponde a las ondas de corte u ondas S.

Sustituyendo los potenciales 1.16 e identidades 1.17 y 1.18 en la ecuación de onda 1.15 y reagrupando términos, se obtiene:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi(x, t) - \rho \frac{\partial^2 \phi(x, t)}{\partial t^2} \right] = - \nabla \times \left[\mu \nabla^2 \gamma(x, t) - \rho \frac{\partial^2 \gamma(x, t)}{\partial t^2} \right] \quad (1.19)$$

Teniendo dos ecuaciones de onda, una por cada potencial.

El potencial escalar satisface:

$$\nabla^2 \phi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi(x, t)}{\partial t^2} \quad (1.20)$$

Donde $\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda+2\mu)}{\rho}}$, la velocidad de las ondas primarias.

El potencial vectorial satisface:

$$\nabla^2 \gamma(x, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \gamma(x, t)}{\partial t^2} \quad (1.21)$$

Donde $\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, la velocidad de las ondas secundarias.

1.3. Estructura interna de la Tierra

Nuestro planeta está compuesto por diversas capas cuya formación comenzó desde sus orígenes hace 4600 millones de años, durante los cuales por calentamiento interno generó un fenómeno de convección, los materiales pesados se desplazaron hacia el centro de la Tierra, y los más ligeros emergieron a la superficie. Así, la estratificación terrestre comenzó concomitantemente con su formación hasta su estructura actual, en la que podemos distinguir tres capas principales definidas por su composición química. Estas capas son las siguientes:

1. Corteza: es la parte lítica externa de la Tierra, tanto oceánica como continental. La primera tiene alrededor de 7 *km* de grosor y está compuesta por rocas ígneas, llamadas basaltos. La corteza continental tiene un grosor medio de entre 35 *km* y 40 *km*, pero puede superar los 70 *km* en regiones montañosas y está compuesta principalmente por granodiorita.

2. Manto: envoltura rocosa que tiene una profundidad de hasta 2900 *km*, equivale a más de 82 % del volumen de la Tierra. El tipo de roca dominante en la parte superior es la *peridotita*, que a una mayor profundidad se vuelve más denso debido a la presión.
3. Núcleo: compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel, se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy distintas.
 - a) El núcleo externo es una capa líquida de 2270 *km* de grosor. Las corrientes convectivas del hierro metálico en esta zona son las que genera el campo magnético de la Tierra.
 - b) El núcleo interno es una esfera con un radio de 1216 *km*. A pesar de su temperatura más elevada, el material del núcleo interno es más resistente que el del núcleo externo que debido a la enorme presión se comporta como un sólido.

Aparte de la división anterior, basada en su composición química, la Tierra se puede dividir en capas en función de sus propiedades físicas. Estas son:

1. Litosfera: es la capa externa de la Tierra y comprende la corteza, definida anteriormente, y parte del manto superior, tiene el comportamiento mecánico de un cuerpo rígido en términos de los esfuerzos que causan el movimiento de las placas tectónicas. Esta capa, tiene un grosor medio de unos 100 *km* que puede alcanzar los 250 *km* de grosor en regiones montañosas, bajo las dorsales oceánicas que son cordilleras submarinas que se forman a lo largo de bordes divergentes, tiene un grosor de tan sólo poco kilómetros.
2. Astenosfera: es la capa bajo de la litosfera (hasta 660 *km*). Una capa blanda, comparativamente plástica donde las condiciones de temperatura y presión permiten la fusión parcial de las rocas. Esta zona es muy dúctil, está mecánicamente separada de la litosfera, como consecuencia, la litosfera es capaz de moverse con independencia de la astenosfera.

Es importante destacar que la resistencia a la deformación de los diversos materiales de la Tierra es función, a la vez, de su composición y de la temperatura y la presión a la que estén sometidos.

Las rocas de la litosfera se vuelven progresivamente más calientes y dúctiles conforme aumenta su profundidad. A la profundidad de la astenosfera superior, las rocas están lo suficientemente cerca de sus temperaturas de fusión que son fáciles de deformar. Por tanto, la astenosfera superior es blanda.

3. Mesosfera: por debajo de la zona dúctil de la astenosfera, el aumento de la presión contrarresta los efectos de la temperatura, y la resistencia de las rocas crece de manera gradual con la profundidad. Entre las profundidades de 660 *km* y 2240 *km* se encuentra esta capa más rígida. A pesar de su resistencia, las rocas de la mesosfera están todavía muy calientes y son capaces de fluir de manera gradual.
4. Núcleo: compuesto principalmente de hierro y níquel, se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy diferentes:
 - a) Núcleo externo: es la capa líquida de 2270 *km* de grosor. Las corrientes convectivas de hierro metálico en esta zona son las que generan el campo magnético de la Tierra.
 - b) Núcleo interno: es una esfera con un radio de 1210 *km* que a pesar de su temperatura más elevada, el material del núcleo interno es más resistente que el del núcleo externo, debido a la enorme presión, y se comporta como un sólido.

1.4. Deriva continental

Se le conoce como deriva continental al desplazamiento de las masas continentales unas respecto a otras a lo largo de millones de años de la historia geológica de la Tierra. Esta teoría fue desarrollada en 1912 por el alemán Alfred Wegener a partir de

diversas observaciones empírico-rationales, pero no fue sino hasta los años 60s, con el desarrollo de la Tectónica de Placas, cuando pudo explicarse de manera adecuada el movimiento de los continentes.

Tal motivo se debe a que continuamente emerge material del manto por debajo de la corteza oceánica dando origen a una fuerza que empuja las zonas ocupadas por los continentes y en consecuencia las hace moverse sobre la superficie terrestre. Según esta teoría, los continentes de la Tierra estuvieron unidos en algún momento en un único "supercontinente", al que Wegener llamó Pangea. Dicho supercontinente comenzó a dividirse en varias partes hace 175 millones de años y los fragmentos fueron alejándose lentamente de sus posiciones de partida hasta alcanzar las que ahora ocupan y constituyen los actuales continentes y fondos oceánicos.

Las pruebas más importantes que aportó Wegener para demostrar la deriva de los continentes fueron las siguientes:

- Algunos de los continentes se ajustan muy bien en sus márgenes.
- La coincidencia de fósiles y estratos geológicos a uno y otro lado del Atlántico.
- Estratos geológicos depositados en climas tropicales y que hoy se encuentran en climas fríos.
- Indicios de una misma glaciación en lugares muy separados como África, América del Sur, Australia, India y la Antártida.

Así debido a la Deriva, los continentes se reúnen o se fragmentan, los océanos se abren, se levantan montañas, se modifica el clima; influyendo todo esto de forma muy importante en la evolución y desarrollo de los seres vivos. Se crea nueva corteza en los fondos marinos, se destruye corteza en las trincheras oceánicas y se producen colisiones entre continentes que modifican el relieve, originando la llamada teoría de "tectónica de placas", una teoría que sintetiza la teoría de la deriva continental y la del esparcimiento del fondo oceánico.

1.5. Tectónica de placas

Como se mencionó, en 1968 se unieron los conceptos de deriva continental y expansión del fondo oceánico en una teoría llamada *tectónica de placas*. La tectónica de placas explica el movimiento observado en la corteza de la Tierra cuya dinámica induce procesos de subducción y de expansión del fondo oceánico, que, a su vez, generan los principales rasgos geológicos de la Tierra, así como diversos fenómenos como la sismicidad y el vulcanismo.

Una placa tectónica es una de las numerosas secciones rígidas de la litosfera que se mueven como una unidad sobre el material de la astenosfera. Estos bloques descansan sobre las rocas calientes que están bajo la superficie terrestre, el material fundido del magma sube mientras que la materia fría y endurecida se hunde dentro del manto. La roca que se hunde, finalmente alcanza las elevadas temperaturas de la astenosfera, se calienta y comienza a ascender otra vez. Este movimiento continuo y en forma circular se denomina convección.

Se reconocen siete placas principales: la placa Norteamericana, Sudamericana, del Pacífico, Africana, Euroasiática, Australiana y Antártica.

La mayor es la placa del Pacífico, que abarca una porción significativa de la cuenca del océano Pacífico.

Las placas de tamaño mediano son: la Caribeña, de Nazca, Filipina, Arábiga, de Cocos, Escocesa y Juan de Fuca. Adicionalmente se han identificado más de una docena de placas más pequeñas. *Figura 1.3*

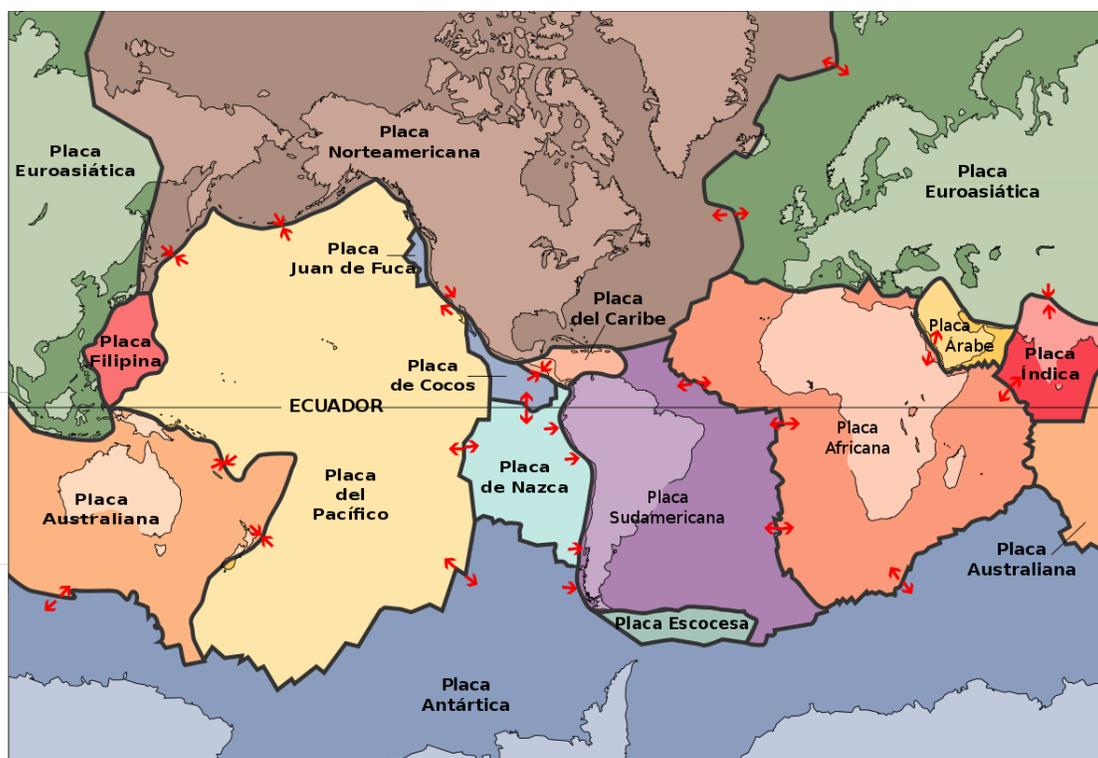


Figura 1.3: Placas tectónicas del mundo (US Geology Survey,2020).

Las placas litosféricas se mueven como unidades coherentes en relación con las otras placas, sometiéndose a fuerzas que generan deformación, la deformación elástica generalmente se produce de una forma lenta y gradual, produciéndose esfuerzos normales y de cizalla, acumulando en el material enormes cantidades de energía.

Las placas tienen tres distintos tipos de bordes *Figura1.3*, que se diferencian en función del tipo de movimiento que exhiben:

1. Bordes convergentes (bordes constructivos): donde dos placas se juntan provocando el descenso de la litosfera que es reabsorbida en el manto o provocando la colisión de dos bloques continentales para crear un sistema montañoso.
2. Bordes divergentes (bordes destructivos): donde las placas se separan, lo que produce un ascenso de material desde el manto para crear nuevo suelo oceánico.
3. Bordes transformantes (bordes pasivos): donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto a la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera.

1.6. Mecanismo sísmico

En esta sección se considerará el origen de los sismos y la naturales de la fuente sísmica. Se ha mencionado que las placas tectónicas poseen movimientos relativos que generan esfuerzos principalmente en los márgenes de las placas (sismos interplaca), pero también en el interior de las mismas (sismos intraplaca).

Los sismos se originan cuando estos esfuerzos exceden la resistencia de las rocas y liberan la energía elástica en forma de ondas acumulada en las mismas. Los sismos también pueden producirse por la actividad volcánica e incluso actividades antrópicas, como las explosiones, pero la causa principal de la sismicidad global es la ocasionada por el fallamiento de las rocas. Las fallas son rasgos geológicos que también han sido estudiada por la geología y de acuerdo con ella, han sido clasificadas en varios tipos de acuerdo con el deslizamiento de sus caras.

Consideremos la acción de los esfuerzos normales actuando en un volumen cúbico de roca:

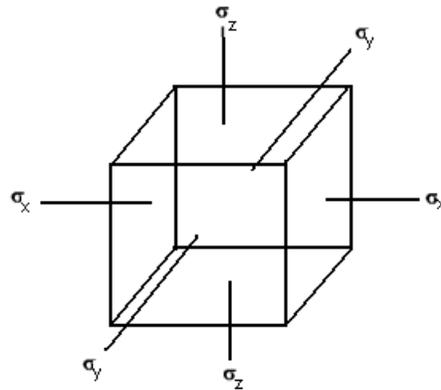


Figura 1.4: Representación de esfuerzos (Beer F., Johnston E. 2006).

Cuando los esfuerzos son iguales tenemos equilibrio listostático, pero ocurre falla- miento cuando son desiguales y uno de ellos es mayor, y alcanza un valor que excede la resistencia de las rocas. La convención para designar los esfuerzos varía ampliamente, aquí seguiremos la siguiente convección:

$$\sigma_1 \text{ mayor o máximo}$$

σ_2 intermedio
 σ_3 menor o mínimo

Se tienen entonces los siguientes tipos de falla:

1. Falla normal: se produce cuando el esfuerzo mayor es el esfuerzo vertical (σ_1) y el esfuerzo menor (σ_3) se dispone en el plano horizontal. 1.5 A
2. Falla inversa: el esfuerzo mayor (σ_1) es horizontal y el esfuerzo menor (σ_3) en el plano vertical. 1.5 B
3. Falla transcurrente: los esfuerzos mayor (σ_1) y menor (σ_3) se disponen en el plano horizontal y el esfuerzo intermedio (σ_2) es vertical. 1.5 C

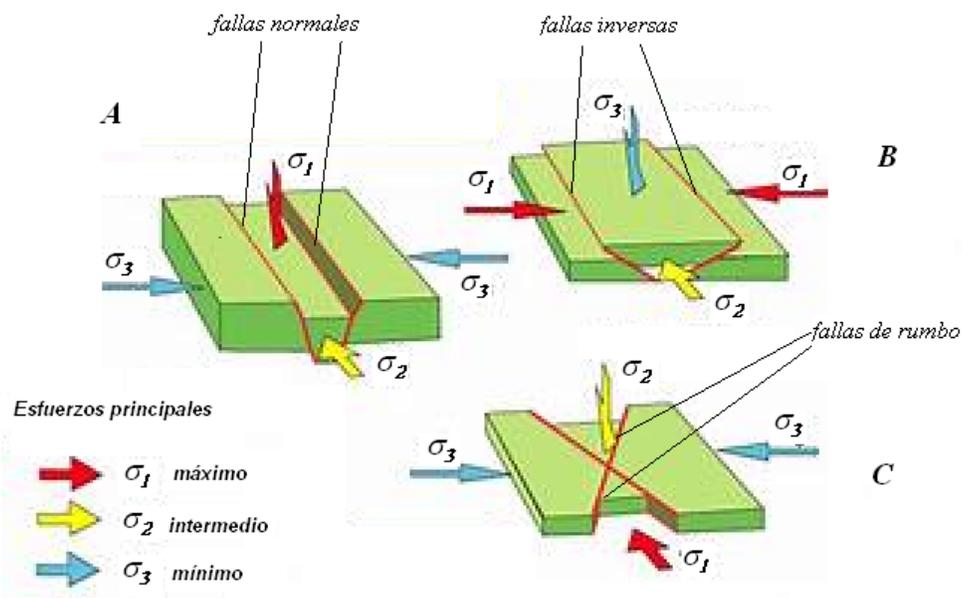


Figura 1.5: Tipos de fallas (Monroe S. J., et al, 2008).

1.6.1. Parámetros de una falla

Los sismos pueden ser idealizados como movimiento a través de una falla plana de orientación arbitraria. El plano de falla es la superficie a lo largo de la cual se produce la ruptura de la corteza terrestre y el desplazamiento de los bloques rocosos;

su geometría es descrita en términos de la orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento a lo largo del plano.

Los geólogos utilizan dos medidas para determinar la orientación de una superficie de falla: *rumbo* y *buzamiento*.

El rumbo es el ángulo entre el norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección de la falla, con un plano horizontal. Mientras que el buzamiento es el ángulo de inclinación de la falla, medido desde un plano horizontal.

La geometría de este modelo se muestra en la *Figura 1.6*

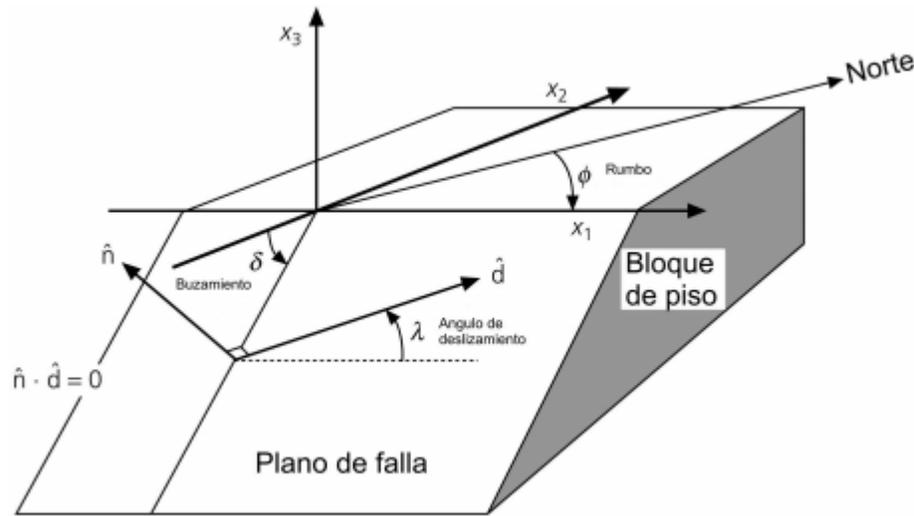


Figura 1.6: Esquema donde se pueden ver las convenciones para los parámetros de la falla: rumbo (ϕ), buzamiento (δ), ángulo de deslizamiento (λ), dirección del deslizamiento (\hat{d}) y el vector normal a la falla (\hat{n}) (Ugalde A., 2009).

Donde \hat{n} es el vector normal al plano de falla, \hat{d} es el vector de deslizamiento, el cual indica la dirección del movimiento del bloque de techo.

El eje x_1 está en la dirección del rumbo de la falla, así que ϕ es el rumbo, donde $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$.

El ángulo de buzamiento, que da la orientación del plano de falla va desde $0^\circ \leq \rho \leq 90^\circ$. Para fallas que no son verticales, el bloque de abajo se denomina bloque de piso; el bloque de arriba se denomina bloque de techo.

El ángulo de deslizamiento *rake* λ da el movimiento del bloque de techo con

respecto al bloque de piso, donde $0^\circ \leq \lambda \leq 360^\circ$. Para $\lambda = 0^\circ$ el movimiento es llamado lateral izquierdo (un observador de pie en un lado de la falla, ve al otro bloque "moverse.^a la izquierda). Para $\lambda = 180^\circ$ el movimiento es lateral derecho (un observador de pie en un lado de la falla, ve al otro bloque "moverse.^a la derecha); fallamiento normal para $\lambda = 270^\circ$ (el bloque de techo se mueve hacia abajo) y fallamiento inverso para $\lambda = 90^\circ$ (el bloque de techo se mueve hacia arriba).

Como ya se mencionó, las fallas inversas implican compresión horizontal en dirección perpendicular al rumbo de la falla; en el caso de una falla normal, implica extensión horizontal.

La mayoría de los sismos consisten en algún tipo de combinación de estos movimientos y tienen ángulos de deslizamiento entre estos valores.

Los principales tipos de fallas pueden ser relacionados a las direcciones de los esfuerzos principales. La geometría de una falla real puede ser mucho más complicada. Tales eventos sísmicos pueden ser tratados como una superposición de los eventos más simples.

1.6.2. Mecanismo focal

Un mecanismo focal es el resultado del análisis de las formas de onda generadas por un sismo. Un mecanismo focal es una representación de una esfera hipotética que rodea la región hipocentral con regiones claras y oscuras de la "esfera focal" mostrando las direcciones en donde las amplitudes de las ondas sísmicas son positivas y negativas, respectivamente. El mecanismo focal de un sismo proporciona información acerca de la geometría de la falla; es decir la orientación de la falla y la dirección del deslizamiento.

Por lo general se toman al menos 10 registros para producir un mecanismo focal, pero sólo si las estaciones de los sismómetros están bien distribuidas geográficamente alrededor del epicentro.

Las polaridades de los primeros arribos en cada sismómetro se grafican en una red estereográfica, formando dos planos perpendiculares que son separan los arribos positivos de los negativos, estos son los planos nodales.

Finalmente, se rellenan los cuadrantes de acuerdo a la convención, siendo la región

negra la que contiene los primeros arribos de la onda P positivos, y la región blanca la que contiene los primeros arribos de la onda P negativos.

Así se puede obtener mecanismos focales para sismos con varias geometrías de fallas, en la *Figura 1.7* se muestran mecanismos focales ideales.

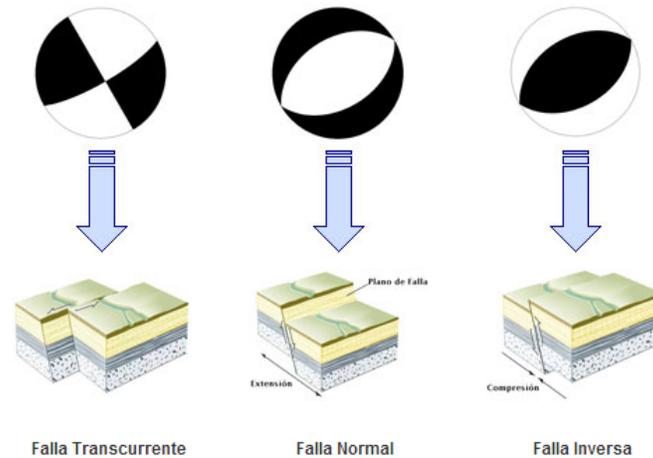


Figura 1.7: Mecanismos focales de tipos de falla (IGEO, 2020).

1.7. Parámetros de la fuente sísmica

En este punto, es conveniente anotar que el origen de la sismicidad global es el fallamiento de las rocas como consecuencia de que los esfuerzos se acumulen por encima de la resistencia de estas. En general se ha observado que el fallamiento no ocurre instantáneamente a lo largo de la falla con cierta velocidad. Se define entonces el hipocentro o foco de un sismo como el lugar en que comienza el fallamiento de las rocas.

Habiendo establecido lo anterior podemos señalar que en sismología observacional, un sismo está caracterizado unívocamente por los siguientes parámetros:

1. La hora en que comienza la generación de las ondas sísmicas, también llamado tiempo origen.
2. La ubicación geográfica del foco o hipocentro, es decir, la latitud, longitud y profundidad del punto en que se inicia la generación de ondas.

3. La magnitud o energía de las ondas sísmicas.

Para determinar los parámetros 1 y 2 es necesario determinar el tiempo de llegada de las diferentes fases sísmicas a una estación sísmica dada.

Por otra parte, para el cálculo del parámetro 3 existen diferentes tipos de escala y cada una utiliza diferentes ondas que se registran en un sismograma.

Toda la información se obtiene a través de los sismogramas de distintas estaciones sismológicas, que constituyen los registros físicos o digitales de un sismo. Así, los sismogramas son los registros del movimiento del suelo obtenidos a través de detectores del movimiento llamados sismógrafos.

Para determinar la correcta identificación del arribo de las ondas sísmicas a la estación, el sismómetro registra la señal en sus dos componentes horizontales, que por convención se orientan en la dirección norte-sur (N-S) y este-oeste (E-O), y la componente vertical (Z).

Las dos componentes horizontales del sismómetro (N-S y E-O) pueden ser rotados hacia las direcciones radial (R) y transversal (T). La dirección radial está en el plano que atraviesa el centro de la Tierra y que contiene la fuente sísmica y el punto de observación, es decir, el sismómetro.

La dirección transversal es perpendicular a este plano.

La naturaleza de la fuente sísmica se exhibe en el tipo de oscilaciones que produce, esto es, la llamada forma de onda. En general, los sismos locales, cuya diferencia entre la llegada de la onda P y la onda S es menor o igual a 10 segundos, los sismos regionales donde la diferencia entre la llegada de la onda P y S oscila entre los 10 segundos y 50 segundos, telesismos cuya diferencia es mayor a 50 segundos, explosiones nucleares, tremores volcánicos o sismos volcánicos dan lugar a señales con características propias.

La *Figura 1.8* es un ejemplo del registro de un sismo.

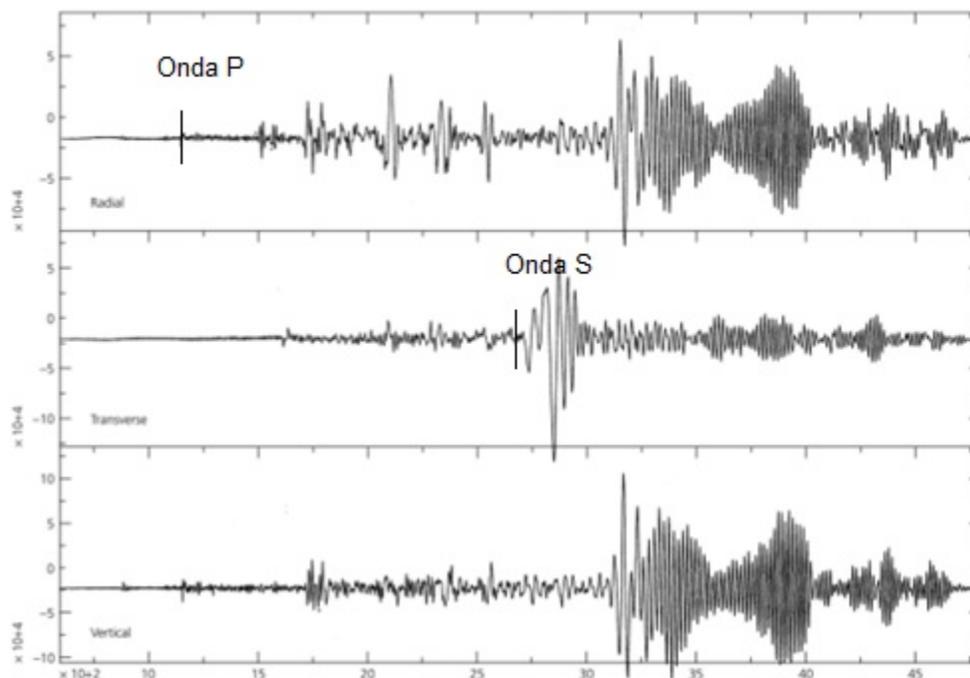


Figura 1.8: Sismograma de tres componentes de un terremoto poco profundo (41 km) de magnitud $7.7 M_w$, ocurrido en la trinchera Vanuatu registrado a $12\,250\text{ km}$ en la estación CCM (Cueva Catedral, Missouri) (Stein S, Wysession M, 2003).

Existen distintos métodos para la localización de fuentes sísmicas, pero generalmente se requieren de varias estaciones para localizar un sismo con mayor precisión.

Las primeras técnicas utilizadas para la ubicación del epicentro de sismos eran de búsqueda directa, como los métodos gráficos, por ejemplo, el método de los círculos.

Posteriormente, en los años 70, las primeras computadoras digitales permitieron el uso de programas basados en métodos iterativos, principalmente en el método de Geiger. Existen programas muy conocidos, como son Hypo71 o Hypoellipse, ver *Apéndice A*.

El método de Geiger busca el mejor tiempo origen T_0 e hipocentro X_0, Y_0, Z_0 minimizando iterativamente la diferencia entre los tiempos de llegada de las fases P y S observados y los calculados teóricamente.

Para obtener los tiempo teóricos se considera la propagación de los rayos en un medio en el que se conocen las velocidades de la fase P y la fase S.

Para sismos locales, la Tierra puede considerarse plana, por lo que pueden especi-

ficarse las velocidades en un modelo de capas planas; es decir, se enumeran capas de distinto espesor con velocidades precisas.

Dadas estas premisas, el método de Geiger es un método iterativo de optimización como se explica a continuación:

Sean (x_i, y_i, z_i) las coordenadas de la estación i -ésima, t_i la hora de llegada observada y T_i el tiempo de llegada calculado con base en una solución de prueba, es decir, un tiempo origen t_0 y un hipocentro supuesto (x, y, z) .

Calculando el tiempo residual $R_i = t_i - T_i$, si el tiempo residual es pequeño, la expansión de Taylor nos dará:

$$R_i = dt + \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz \quad (1.22)$$

Dado que el tiempo de viaje y las derivadas se pueden calcular a partir del modelo de velocidades, podemos obtener el vector de ajuste por mínimos cuadrados, es decir, exigir que el error sea tal que:

$$\sum_{i=1}^{\infty} e_i^2 = \text{mínimo} \quad (1.23)$$

De esta manera se obtiene un nuevo origen y un nuevo residual para obtener una nueva localización. El proceso se detiene cuando se logra un residual mínimo satisfactorio (menor a 0.7), mismo que depende de que modelo de velocidades considerado.

Dado que el modelo de capas planas es una mera aproximación a la realidad, el procedimiento es numérico.

1.8. Magnitud e intensidad

Históricamente los sismólogos han utilizado varios métodos para describir el tamaño de un sismo: la intensidad y la magnitud.

La intensidad describe los efectos locales del movimiento del terreno, como son los daños a las construcciones, así como la percepción de la población que experimenta el mismo.

La escala de intensidad de Mercalli (ver *Apéndice B*) es la más usada actualmente. Esta escala es cualitativa basada en los efectos de un sismo, de tal forma que no permite la comparación objetiva del tamaño de un sismo. Para este efecto hubo que esperar el desarrollo de los sismógrafos, que permiten obtener cuantitativamente el movimiento del terreno. Así se definieron varias escalas basadas en los sismogramas.

Aunque se definieron varias escalas en diversas partes del mundo, la más comúnmente usada esta basada en la definición dada por Charles Richter, por lo que lleva su nombre. Esta escala fue inicialmente definida por Richter para su empleo en la región de California, y sirvió de modelo para varias otras definiciones establecidas con el tiempo para extender su uso a todo tipo de eventos.

A continuación, se explican brevemente su defición y bases de estas.

1.8.1. Magnitud local M_L

La magnitud local denotada comúnmente como M_L fue definida por Charles Richter en 1935.

Se determina midiendo la máxima amplitud A registrada en un instrumento estándar, un sismógrafo Wood-Anderson. Richter notó que al graficar el logaritmo decimal de A contra la distancia del epicentro a la estación sísmica Δ , esta decaía exponencialmente. Sismos diferentes mostraban un decaimiento similar. Esto sugería que una medida independiente de la distancia podía obtenerse definiendo un sismo patrón de magnitud cero y las magnitudes sucesivas como una diferencia con respecto a este sismo patrón:

$$M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \quad (1.24)$$

Donde A_0 es la amplitud del evento de referencia y A es la máxima amplitud en el sismograma cuya magnitud se busca. Richter eligió su sismo de referencia (con $M_L = 0$) como aquel que registraba en el sismograma una amplitud máxima de 1×10^{-3} mm a una distancia epicentral de 100 km. De la fórmula anterior que es general, se estableció la siguiente fórmula particular para los sismos y red sísmica de California:

$$M_L = \log A - 2,48 + 2,7 \log \Delta \quad (1.25)$$

Donde A es la amplitud de desplazamiento del suelo medido en μ ($1\mu = 10^{-6} m$) y Δ esta en km . Esta fórmula es válida para una distancia entre $10 km$ y $600 km$.

Sismos con $M_L < 2,5$ son llamados microsismos y son raramente sentidos. Estimaciones individuales de M_L exhibirán variaciones debido a errores de varios tipos; sin embargo, un estimado estable puede obtenerse al promediar los resultados de diferentes estaciones.

El cálculo de magnitud local M_L en su forma original es raramente usada, dado que los instrumentos Wood-Anderson no son comunes. Sin embargo, la escala de magnitud local es de especial utilidad en ingeniería sismológica, dado que el período dominante de un instrumento Wood-Anderson ($0,8 segundos$) es cercano al periodo natural de muchas estructuras.

La magnitud local es importante porque todas las subsecuentes escalas de magnitud han sido ligadas a ella. Sin embargo, no es apta para todas las regiones, dado que está basada en una relación amplitud contra distancia definida solo para el sur de California y está determinado para el sismómetro Wood-Anderson.

1.8.2. Magnitud de ondas superficiales M_s

Para extender la escala de magnitud local a sismos regionales y telesismos, Gutenberg desarrolló una escala de magnitud basada en la amplitud de las ondas superficiales, ya que para sismos superficiales estas ondas transmiten la mayor parte de la energía del sismo. La magnitud de ondas superficiales está definida como:

$$M_s = \log A_{20} + 1,66 \log \Delta + 2,0 \quad (1.26)$$

Donde A_{20} es la amplitud del movimiento del terreno al paso de la onda superficial dado en μ con período de $20 segundos$. La escala de magnitud así definida es congruente con la de magnitud local, pero coincide con la local solo para magnitudes alrededor de 6. La magnitud de ondas superficiales se satura a magnitudes cercanas

a 8.

1.8.3. Magnitud de onda de cuerpo m_b

Para desarrollar una escala adecuada a sismos profundos, que en general producen ondas superficiales de menor amplitud, se desarrolló la magnitud de ondas internas o de cuerpo, definida como:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + Q(h, \Delta) \quad (1.27)$$

Donde T es el período dominante de las ondas medidas, Q es una función empírica que depende de la distancia y h es la profundidad del evento.

La medición es normalmente hecha en los primeros 5 ciclos del arribo de la onda P en la componente vertical de instrumentos de período corto, en los cuales el período dominante de la onda es usualmente de 1 *segundo*.

Las estimaciones de m_b para el mismo evento varían aproximadamente $\pm 0,3$ entre estaciones. Un término de corrección por estación es frecuentemente usado en aquellas estaciones que constantemente dan valores de m_b más bajos o más altos. Un problema de esta magnitud es que se satura para magnitudes superiores a 6,5, es decir, no es posible determinar m_b con precisión para sismos con mayores a este valor.

1.8.4. Magnitud de momento M_w

La saturación de las escalas m_b y M_s para eventos grandes motivó el desarrollo de la magnitud de momento M_w por Kanamori en 1977. Esta magnitud se determina a partir del momento sísmico, que es una cantidad proporcional al área de ruptura y al deslizamiento promedio que se produce entre las caras de una falla:

$$M_0 = \mu dA \quad (1.28)$$

Donde d es el deslizamiento promedio del movimiento de la falla, A es el área de ruptura y μ es el módulo de rigidez.

La magnitud de momento sísmico está definida entonces como:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,73 \quad (1.29)$$

En la práctica el momento sísmico se obtiene a través del espectro sísmico y no de determinadas fases sísmicas, por lo que esta magnitud es la más completa; a diferencia de las otras escalas, M_w no se satura por lo que hoy en día es la más confiable y más usada por las agencias dedicadas a la detección de sismos. También es la magnitud más usada por los científicos para comparar los tamaños entre sismos.

1.8.5. Magnitud de coda

Desde un punto de vista observacional, sobre todo a escalas locales, es conviene diseñar una escala de magnitudes locales para la determinación sencilla y rápida de estos eventos y comparable a la escala de M_L de Richter. Una escala con estas características es la llamada escala de coda M_c . Esta magnitud se obtiene a partir de la duración del registro sísmico.

La coda de un sismograma corresponde a la parte tardía de la señal que decrece conforme pasa el tiempo hasta alcanzar su nivel original, previo al sismo.

La duración de la coda es proporcional al tamaño del sismo, aunque puede verse afectada por otros factores, como la naturaleza del suelo en el que se encuentra la estación.

La magnitud es estimada usando la siguiente expresión:

$$M_c = \log T_c + k_1 \log \Delta + k_2 \quad (1.30)$$

Donde T_c es la duración del sismo *Figura 1.9*, k_1 y k_2 son constantes locales.

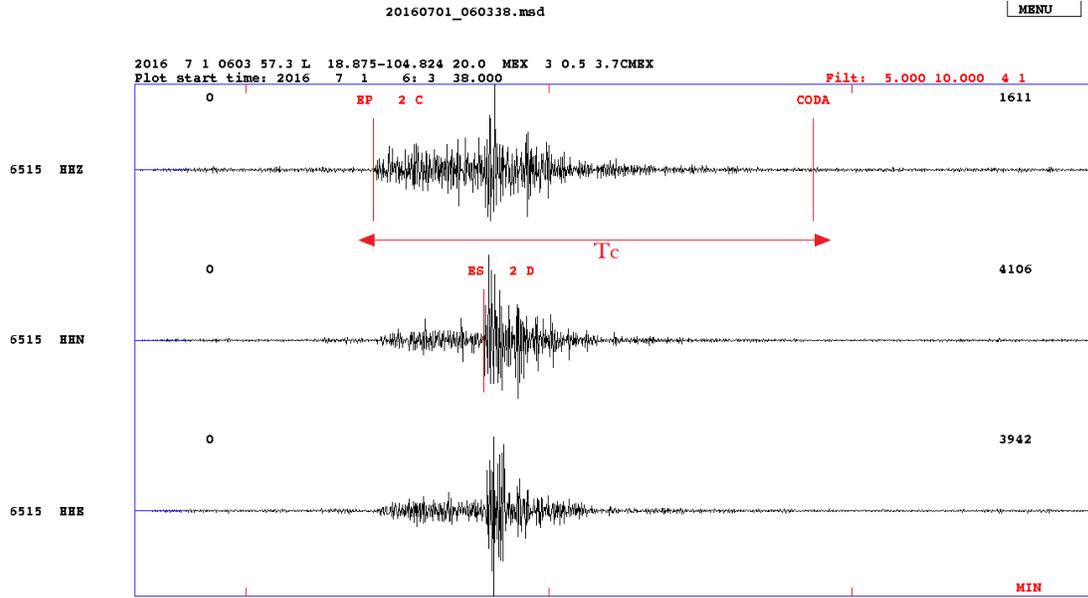


Figura 1.9: Sismograma de tres componentes de un sismo poco profundo (20 km), con magnitud $M_c = 3,7$ ocurrido en el océano al suroeste de Jalisco.

1.9. Ley de Gutenberg-Richter

La ley de Gutenberg-Richter permite cuantificar la relación frecuencia-magnitud de la actividad sísmica.

Se ha observado que la ocurrencia de sismos sigue la relación de Gutenberg-Richter:

$$\log N(m) = a - bm \quad (1.31)$$

Donde N es el número acumulativo de sismos iguales de una magnitud dada m , a al igual que b es un parámetro real y positivo, que describe la actividad sísmica en la región, este está definido por la tasa de eventos y una ventana de tiempo considerado.

El valor de b , es la variable tectónica y representa información acerca de las propiedades del medio donde ocurre la actividad.

Si en un área determinada ocurren tantos sismos de gran magnitud como sismos de menor magnitud, la pendiente es menor mientras que cuando ocurre una mayor cantidad de sismos pequeños la pendiente es mayor.

Cabe señalar que dada una red sísmica existe una magnitud por debajo de la

cual los sismos no aparecen registrados en la mayoría de las estaciones, lo cual hace incompleto el catálogo.

Así en la práctica solo se toman sismos en un intervalo de magnitudes en las que el catálogo es completo, esto generalmente es en la región de sismos mayores al umbral de sensibilidad de la red sísmica operante.

Los valores estimados de b en general son constantes para la sismicidad tectónica de la región dada y los valores globales promedio para este tipo de sismicidad se encuentran alrededor de 1. En el caso de la sismicidad relacionada con volcanes se han encontrado valores de b mayores a 1. Esto se debe a que la actividad en áreas volcánicas es producida por esfuerzos originados por el paso del magma u otros fenómenos térmicos en el interior del volcán, por lo que dan origen a una gran cantidad de sismos pequeños, por otro lado, los sismos tectónicos ocurren debido a la acumulación de esfuerzos en fallas de muy diverso tamaño, y por esta razón su magnitud es extremadamente variable.

Capítulo 2

Área de estudio

La región de Jalisco es una de las zonas sísmicas más activas en México, debido a las convergencia de varias estructuras geológicas cuyas interacciones dan lugar a un patrón sísmico complejo (Nuñez-Cornu,2002).

Las principales unidades tectónicas en esta región son la placa de Norteamérica, la placa de Cocos, el Bloque de Jalisco (BJ) y la Placa de Rivera, que subduce bajo dicho Bloque.

2.1. Sísmicidad histórica

Registros históricos muestran que el 27 de diciembre de 1568, ocurrió un fuerte terremoto ($M_w \succ 7$) en la frontera sureste del Bloque de Jalisco, posiblemente en la unión de las grietas de Tepic-Zacoalco y Colima cerca de la frontera occidental del lago de Chapala (Yamamoto et al, 2018).

Dado que en 1910 se instalaron las primeras estaciones sismológicas y con ello los primeros registros sísmicos en México (SSN, 2020), se utilizaron relatos de daños en casas, deformaciones del suelo, grietas y deslizamientos observados para calcular el epicentro y magnitud (Yamamoto et al, 2018).

Otro sismo de gran magnitud, con una magnitud probablemente mayor a $M_w = 7$ ocurrió el 11 de febrero de 1875 que produjo considerables daños en las ciudades de Guadalajara y San Cristóbal, donde incluso 26 personas perdieron la vida.

También se han registrados secuencias de sismos, como el que inició el 8 de mayo de 1912 a las 6:32 am. empezando el enjambre de temblores que vivió Guadalajara hasta finales de septiembre, tiempo en el cual se registraron más de 1,500 movimientos telúricos.

De los dos terremotos de mayor magnitud ($M_w=8.2$) que se han registrado en México, uno tuvo lugar en la costa de Jalisco en 1932, este fue seguido por otro de magnitud $M_w = 7,8$, quince días después (Yamamoto et al, 2018). Ambos terremotos fueron estudiados (Singh et al, 1985), concluyendo que los dos eventos fracturaron el límite de las placas de Norteamérica y Rivera (Nuñez-Cornú, et al, 2002).

En 1995 un terremoto de magnitud $M_w = 8,0$ ocurrió en la costa de Jalisco, pero su área de ruptura fue solo la mitad sur del área propuesta para los terremotos de 1932, esto sugiere que la costa norte de Jalisco, incluyendo Bahía de Banderas, es una zona de alto potencial sísmico (también conocida como brecha sísmica). Sin embargo, no solo terremotos asociados al proceso de subducción ocurren en la región, también existen grandes terremotos intraplaca como el evento de 27 de diciembre de 1568, con epicentro probable en el área de Cocula y Zacoalco, Jalisco.

2.2. Bloque de Jalisco (BJ)

El Bloque de Jalisco (BJ) se reconoce como un bloque tectónico que se mueve de manera independiente con respecto a las placas contiguas: la placa Norteamericana y Rivera *Figura 2.1*, a través de zonas de deformación continental: el rift (o graben) de Tepic-Zacoalco al Norte, que es una fosa tectónica donde hay divergencia, con una longitud aproximada de 250 *km* la cual contiene cinco estratovolcanes andesíticos de tamaño mediano, dos centros riolíticos, así como numerosos conos de ceniza y pequeños domos; el rift de Colima al Sur, con una longitud aproximada de 50 *km* conformada por varios volcanes, incluido el volcán de Fuego o de Colima y al Este el graben de Chapala que lo conforma el Lago de Chapala, el más grande de México. Su superficie cubre aproximadamente 1112 *km*², de los cuales Jalisco ocupa el 86 % y Michoacán el 14 % restante. La conexión entre la frontera oeste del BJ no está bien

definido.

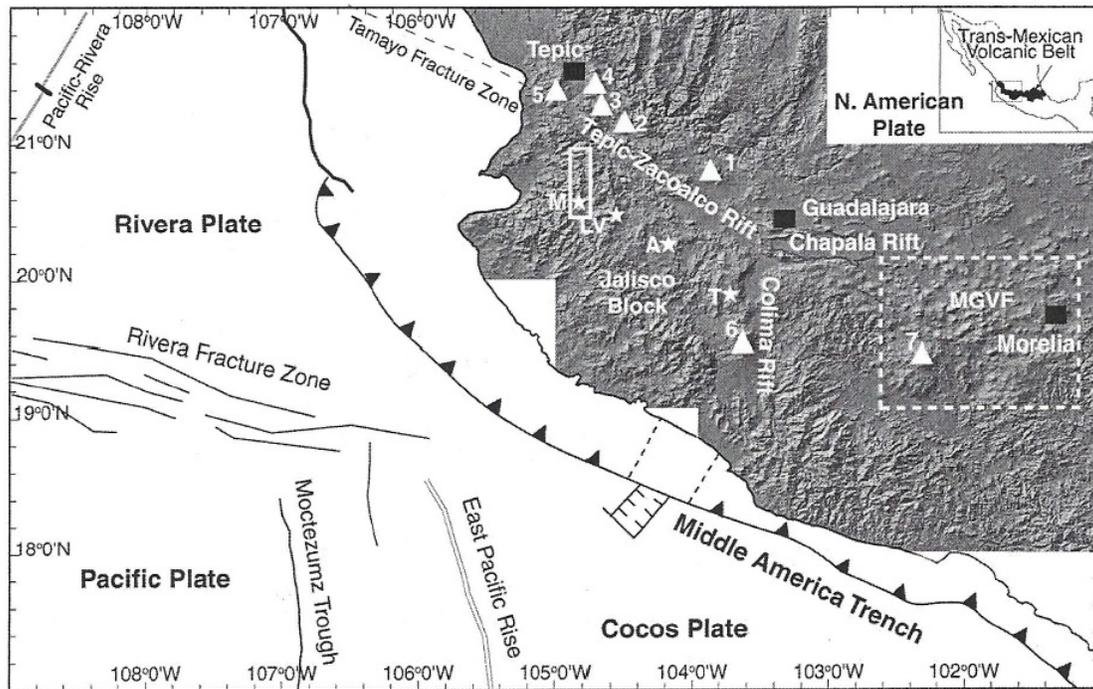


Figura 2.1: Ambiente tectónico del occidente de México, (Stock M. J., 1993)

2.3. Origen del Bloque de Jalisco

La evolución del BJ parece estar relacionado con la geometría y dinámica de la placa de Rivera consecuencia de la colisión entre las placas de Rivera y Cocos con la de Norteamérica. Para determinar dicha evolución, se han utilizado varias técnicas, como el análisis de anomalías magnéticas de la dorsal del Pacífico oriental (DeMets et al, 1990). Con base a este estudio, Stoke (1993) concluyó lo siguiente:

1. La dorsal del Pacífico oriental llegó a su lugar actual, en el margen del continente, hace unos 10 millones de años.
2. La placa Rivera empezó a comportarse como una microplaca independiente de la de Cocos, en fecha más reciente, hace alrededor de unos 4 millones de años.

2.4. Rasgos tectónicos del Bloque de Jalisco

El BJ está limitado en el continente por tres estructuras geológicas mayores:

- Graben de Tepic-Zacoalco: estructura con orientación noroeste en un corredor de aproximadamente 250 *km* de extensión. Es uno de los brazos del sistema triple de rift en el oeste de México, junto con el rift de Colima y la Faja Volcánica Transmexicana, que limita al oeste de México con una porción del Bloque de Jalisco (Frey et al, 2007.)
- Graben de Colima: esta estructura tiene una anchura de entre 20 y 60 *km*, y se divide en dos sectores: el graben norte con dirección norte-sur, y el central con orientación noroeste-suroeste. El graben está definido por fallas normales paralelas a su dirección en cada caso. El graben intersecta otros dos rifts, uno de ellos es el rift de Zacoalco, y el otro es el rift de Citlala. formando un punto triple (Allan, 1986).
- Graben de Chapala: este rasgo geológico tiene una extensión de 115 *km* de largo y de 10 a 25 *km* de ancho, y contiene el lago natural de Chapala; se extiende por 90 *km* hacia el oriente del punto triple, donde se ve una transición de fallamiento en bloque a fallamiento en escalón (Lurh et al, 1985).

2.5. Movimiento del Bloque de Jalisco

Hay reportes de fallas activas en las extensiones marinas del graben de Colima, hecho que sugiere que la zona de deformación continúa hasta la trinchera mesoamericana cerca de Manzanillo. También se reconoce en forma perpendicular al graben de Tepic-Zacoalco, pero no existe todavía una estimación de la separación total. La abundancia de volcanismo joven en los límites del bloque sugiere una componente de distensión en las dos zonas principales. Hay volcanes recientes también en una serie de graben pequeños dentro del Bloque de Jalisco (Allan et al, 1991), pero se supone que el movimiento ocurrido en esas zonas es menor que en los alrededores del bloque.

Hasta la fecha no se tienen mediciones completas de las velocidades actuales de los diversos bloques y placas de la zona.

Las velocidades angulares entre la placa Rivera y las placas circundantes no es fácil de calcular debido a que se tienen datos insuficientes con demasiadas complicaciones geológicas. Sin embargo, lo más relevante en algunos estudios (DeMets, Stein 1990; Bandy 1992) es el movimiento relativo de la placa de Rivera respecto al de Norteamérica, porque se supone que estas dos placas mayores controlan, de alguna forma, el movimiento del Bloque de Jalisco que se encuentra entre ellas.

La velocidad promedio resultante que se obtiene para el par Rivera-Norteamérica consiste en una subducción casi perpendicular a la trinchera Rivera-Jalisco, con una velocidad de 20 mm por año en el suroeste que va disminuyendo hacia el noroeste (Bandy, 1992).

Una subducción perpendicular entre Rivera y Norteamérica exige subducción oblicua entre la placa de Cocos y Norteamérica, debido a la separación de Cocos y Rivera en su límite común cerca de la trinchera.

2.6. Geometría de las placas subducidas

La geometría de las placas de Cocos y Rivera, dentro de la zona de subducción, tiene mucha importancia en el marco tectónico regional. Controla la posición del arco volcánico y el grado de acoplamiento o transmisión de esfuerzos tectónicos entre las placas a través de la trinchera. Un cambio lateral de inclinación de la placa inferior puede afectar la tectónica sobreyacente, y una ruptura dentro de la placa inferior puede permitir el paso de material astenosférico hacia la superficie para el desarrollo del vulcanismo.

Lo que se sabe hasta ahora de la placa de Cocos dentro de la zona de subducción, es que tiene una inclinación suave de unos 20 grados en Oaxaca (Suárez et al, 1992), llegando a ser más abrupto hacia el noroeste, con unos sismos de hasta 100 km de profundidad bajo Colima (Pardo y Suárez, 1992). Pero hasta la fecha no hay información sobre la configuración de la placa de Rivera al oeste de Colima, y no se

sabe si es una placa continua Rivera-Cocos o si las dos placas se mueven de forma independiente a profundidad.

2.7. Estructura de la corteza en el Bloque de Jalisco

Se ha hecho un análisis a través de funciones de receptor, que son series de tiempo construidas con las fases producidas por refracción en la corteza terrestre de las ondas P que provienen de telesismos, para determinar la estructura de la corteza para el territorio mexicano utilizando estaciones del Servicio Sismológico Nacional (Espíndola, et al, 2017).

Registros de la estación ANIG, localizada en el área del sistema de fallas Tepic-Zacoalco al norte del Bloque de Jalisco, se han obtenido interfaces en las siguiente profundidades: $12,5 \text{ km}$, $33,4 \text{ km}$ y $64,7 \text{ km}$. La primera interfase corresponde al contacto con el sótano subterráneo, la segunda es la base de la corteza continental y la más profunda corresponde al contacto entre la corteza oceánica y el manto oceánico.

Por otro lado, la estación COIG que está localizada en el límite este del Bloque de Jalisco, aproximadamente en el punto medio del graben de Colima. A través de las funciones de receptor se obtuvieron fases definidas con un promedio de $29,3 \text{ km}$ entre ellas. iniciando con el sótano subterráneo con una profundidad de $14,1 \text{ km}$. De acuerdo a estos valores la interfaz más profunda está a $75,7 \text{ km}$.

2.8. El campo volcánico de Mascota

En el BJ están localizados los campos volcánicos de Mascota, los Volcanes, Ayutla y Tapalpa, todos ellos conformados por conos de escoria altamente potásicos y flujos de lava.

El campo volcánico de Mascota se extiende en un área de aproximadamente 2000 km^2 , y se encuentra a unos 50 km al este de Puerto Vallarta, Jalisco siendo el más joven de los cuatro campos volcánicos en el Bloque de Jalisco.

Hasta el día de hoy no hay estudios gravimétricos ni geofísicos de la zona a estudiar,

mientras que la investigación sísmica va comenzando. El análisis geológico también es escaso, sin embargo, existe una publicación geológica del campo volcánico de Mascota que permite enriquecer análisis como este. Este escrito publicado en el *Journal of Volcanology and Geothermal Research* escrito por Steven E. Ownby, Rebecca A. Lange y Chris M. Hall nos da un panorama general acerca de la geología del área a indagar.

El campo volcánico de Mascota está conformado por aproximadamente 87 conos de ceniza pequeños y flujos de lava de andesita basáltica, minette, absarokita, lamproíta y andesita. Las lavas más antiguas, cuya edad es de 2.4 a 0.5 millones de años fueron encontradas en la parte sur del campo, mientras que las lavas más jóvenes (menores a 0.5 millones de años) están en la zona norte de la región.

Usando estas edades y fotografías aéreas se estima que el campo volcánico de Mascota tiene un volumen aproximado de $(6,8 \pm 3,1) \text{ km}^3$ de material proveniente de una erupción ocurrida en los últimos 2.4 millones de años.

El tipo de lava dominante es la andesita, con $(2,1 \pm 0,9) \text{ km}^3$, seguido de absarokita con $(1,6 \pm 0,8) \text{ km}^3$, andesita basáltica con $(1,2 \pm 0,5) \text{ km}^3$ y minette con $(0,9 \pm 0,5) \text{ km}^3$.

Capítulo 3

Análisis de datos

3.1. Red de estaciones

La red que nos proporcionó los datos está formada por tres estaciones de banda ancha GURALP 40 T con digitalizador incluido. Estos instrumentos operan continuamente alimentados por paneles solares *Figura 3.1* y la información es descargada manualmente.



Figura 3.1: Estación GUMA

Las estaciones, que rodean el campo volcánico aparecen en la *Figura 3.2* y la localización se muestra en la *tabla 3.1*.

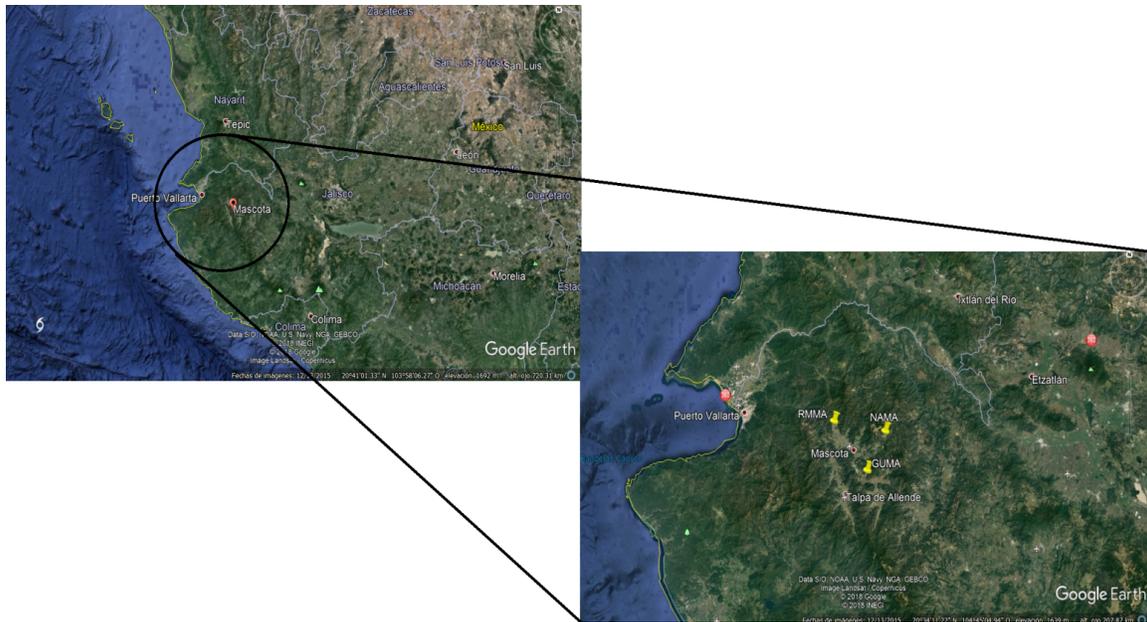


Figura 3.2: Ubicación de Mascota, Jalisco y las estaciones RMMA, NAMA y GUMA

Los datos utilizados en este trabajo fueron los registrados durante el período del 1 de julio al 10 de octubre de 2016.

Estación	Latitud	Longitud	Localidad
RMMA	19.5994 N	-104.8746 O	Rancho La Mora, Mascota
NAMA	20.5650 N	-104.6718 O	Navidad, Mascota
GUMA	20.4356 N	-104.0744 O	Guayabitos, Mascota

Tabla 3.1: Red de estaciones

3.2. Metodología

Una vez descargados los sismogramas viene el procesamiento de datos sísmicos que se realiza en dos operaciones principales. La primera consiste en la selección de datos por medio de un programa que permita desplegarlos en la computadora. El software que se utilizó en esta fase es el programa *Scream 4.5* de la firma GURALP.

Este programa permite el reconocimiento de los registros continuos recogidos por los sismómetros de las estaciones.

Se distinguen así los eventos sísmicos del ruido ambiental *Figura 3.3* y son almacenados en forma cruda, es decir, sin corrección instrumental en un formato estándar

de uso frecuente en el análisis sísmico, llamado *miniseed* (*msd*) para su análisis posterior.

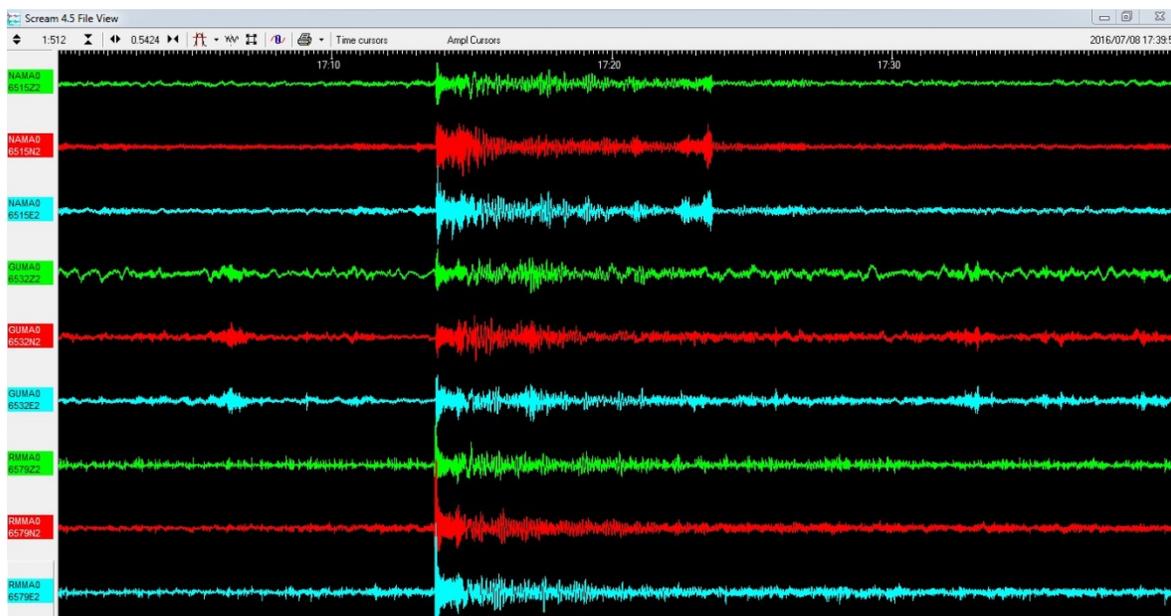


Figura 3.3: Evento sísmico a las 17:13 h del día 8 de Julio de 2016, visto en Scream 4.5

La segunda etapa, incluye la localización de los hipocentros y el cálculo de la magnitud de los eventos seleccionados previamente. Para esta operación se requiere identificar las fases P y S y determinar su tiempo de llegada. Esta operación es manual, ya que no existe una función que identifique automáticamente estas fases, como tampoco la duración de la coda, misma que debe determinarse para calcular la magnitud.

La revisión de las tres componentes del sismograma asegura una mejor determinación de estos parámetros *Figura 3.4*

Las operaciones mencionadas se llevaron a cabo con el software de uso libre *Seisan 10.3*. Una vez completadas todas las determinaciones descritas se realiza la localización con el programa *HYPO71*, que es un código basado en el método de Geiger, de uso libre y es rutinariamente utilizado en el análisis sismológico. *Anexo I*

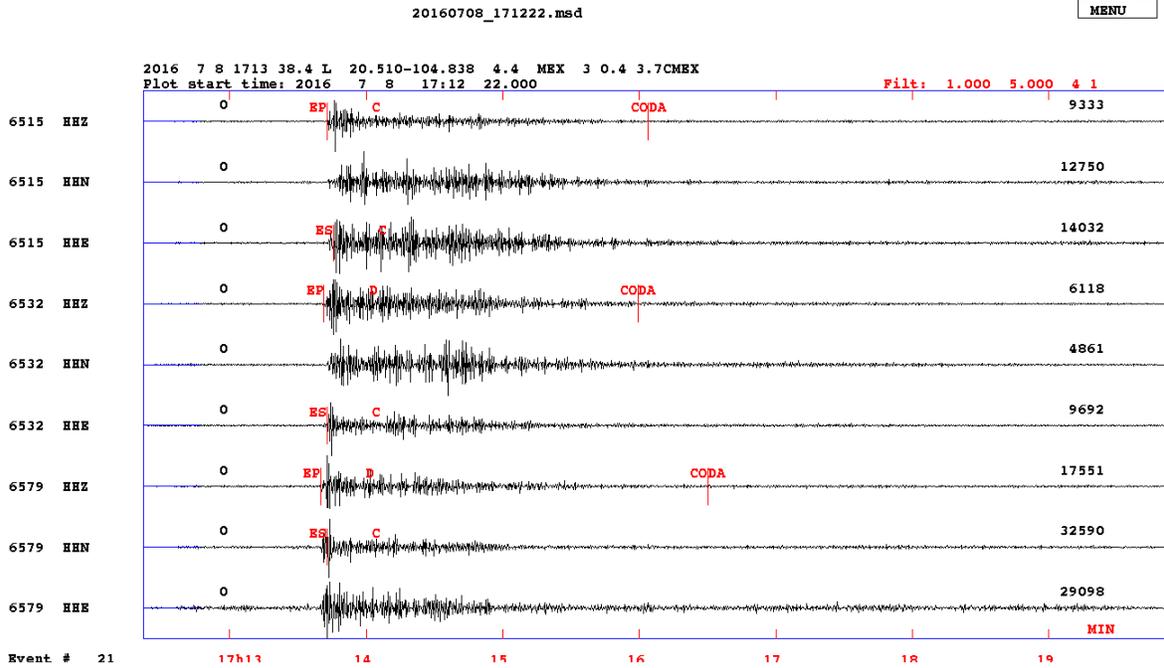


Figura 3.4: Evento sísmico a las 17:13 h del día 8 de Julio de 2016, visto en Seisan 10.3

La localización requiere un modelo de velocidad como se explicó en la sección (1,5), así como una estimación del cociente de velocidades $\frac{V_p}{V_s}$. En este trabajo el modelo de velocidades que se utilizó es el determinado por Pacheco et al., (2003) y se muestra en la tabla 3.2

Grosor de la capa [km]	Velocidad de la onda P [km/s]
0.4	4.60
8.1	5.69
10.2	6.27
17.3	6.71
Semiespacio	8.00

Tabla 3.2: Modelo de la corteza

También se utilizó la siguiente relación de velocidades:

$$\frac{V_p}{V_s} = 1,73 \tag{3.1}$$

En cuanto al cálculo de la magnitud, esta se calculó por coda, utilizando el tiempo

marcado graficamente por Seisan y utilizando la siguiente relación para el cálculo de la magnitud de coda (González-Ruiz, 1980):

$$M_c = 1,87 \log T_c - 0,86 \quad (3.2)$$

Donde T_c es la duración del evento en segundos.

Posteriormente se realizó una segunda revisión de los eventos ya localizados con el objetivo de separar los eventos locales, es decir eventos cuya diferencia entre la llegada de la onda P y la onda S es menor a 10 segundos para su siguiente análisis.

Capítulo 4

Resultados y discusión

4.1. Origen y calidad de datos

Los datos utilizados en este trabajo fueron los registrados durante el período del 1ro de julio al 10 de octubre de 2016, observados en tres estaciones. El total de sismos localizados fue de 191, distribuidos en: 77 ocurridos durante julio, 63 en agosto, 37 en septiembre y finalmente 14 del primero al diez de octubre de 2016, ver *Apéndice C*.

El tiempo de llegada de las ondas P y S fue determinado con gran cuidado para minimizar el error de ubicación y el error no excede dos veces el periodo de muestreo.

El algoritmo que utiliza SEISAN, selecciona automáticamente el hipocentro con el menor error RMS, donde RMS es el promedio de la raíz cuadrática media de las diferencias entre los tiempos de llegada observados y teóricos.

Entonces, entre menor sea el RMS, la aproximación a la localización real es mayor. Todos los eventos considerados tienen un valor RMS igual o menor a uno y un promedio de 0.34 dando un valor de certidumbre a la localización de sismos como puede verse en la *Tabla 4.1*

RMS	# de sismos
0.0	28
0,1	28
0.2	30
0.3	25
0.4	21
0.5	17
0.6	9
0.7	5
0.8	14
0.9	3
1.0	7
No calculable	4

Tabla 4.1: Media cuadrática

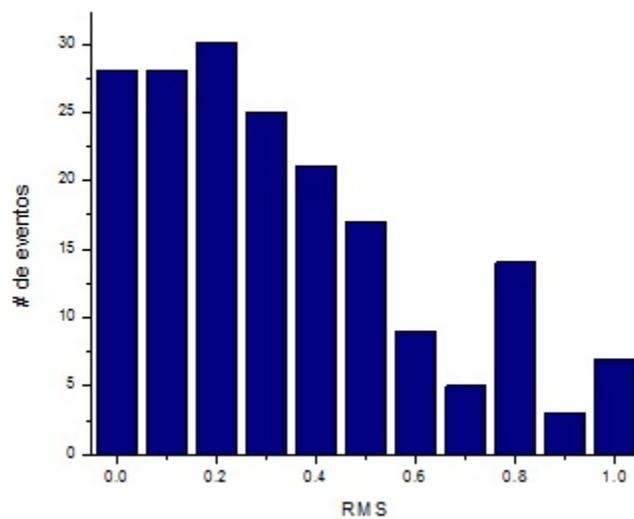


Figura 4.1: Histograma de los RMS

4.2. Localización de eventos

La *Figura 2* muestra la ubicación de los epicentros, mismos que se encuentran en una región comprendida entre 18° y 22° de latitud norte y 107° y 103° longitud oeste.

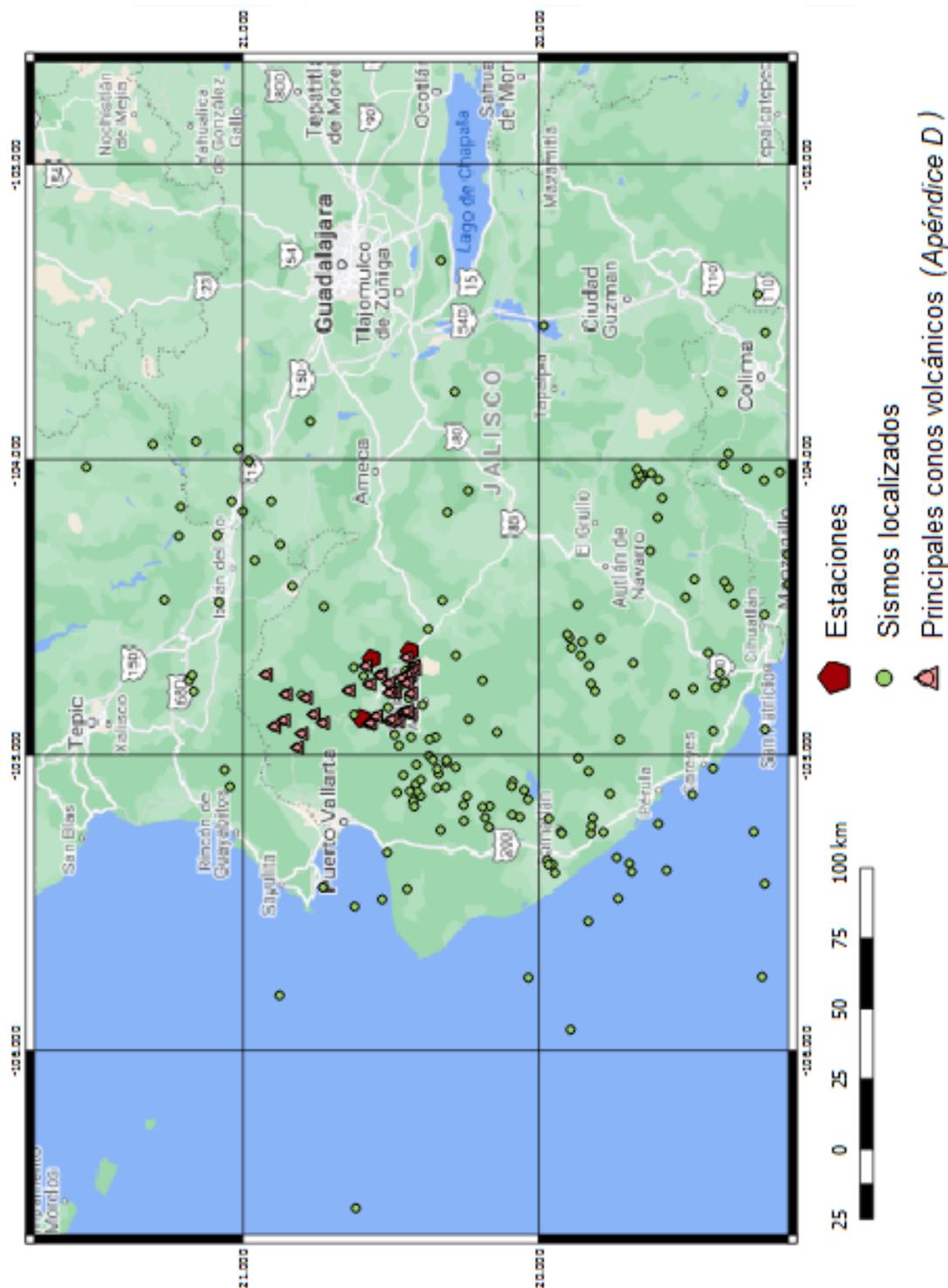


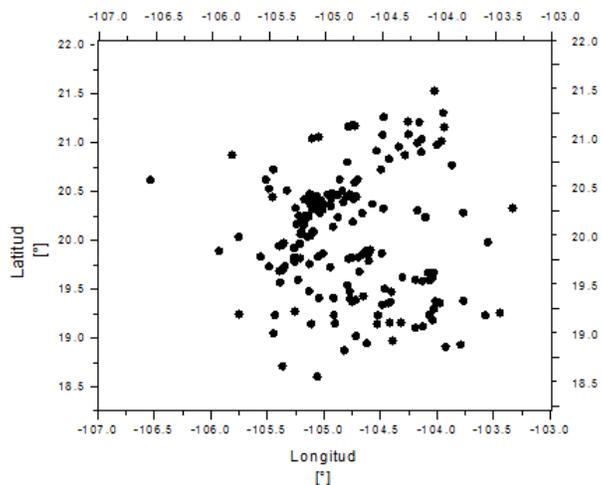
Figura 4.2: Epicentros de los sismos localizados

Se observa una mayoría de sismos en la corteza continental, de acuerdo a las profundidades ($< 60km$) que se encuentran en el *Apéndice C*, se trataría de sismos corticales, es decir, aquellos que ocurren dentro de la placa continental debido a esfuerzos internos. El mayor conjunto de estos sismos, se encuentran dentro del Bloque de Jalisco, formando un patrón "lineal" que va desde Tomatlán hasta Mascota, que podría deberse a una fractura en la corteza. Dentro del campo volcánico de Mascota, puede verse un número importante de sismos, también se nota una distribución de los sismos en la corteza continental, en los límites de la placa Rivera y de Norteamérica, lo que revela que son producto de la subducción.

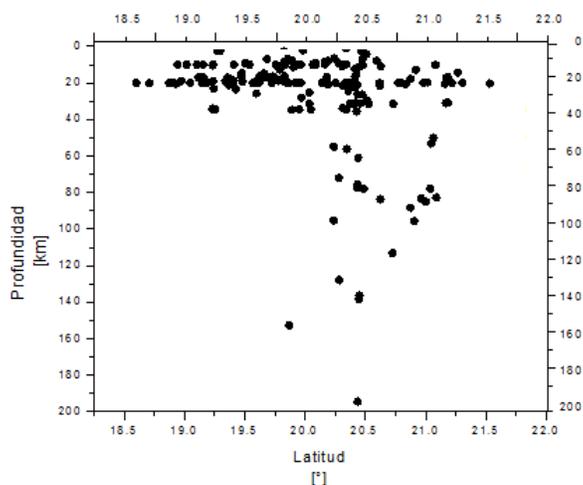
Asimismo una región muy cercana a Ixtlán del Río donde se ve una sismicidad considerable, cuyas profundidades son menores a $5 km$, es decir, se trata de sismos someros.

Por otro lado, se puede afirmar que la mayoría de los sismos en la corteza oceánica se encuentran dentro de la zona de subducción entre la placa de Norteamérica y la placa de Rivera, donde ocurren sismos intraplaca, cuya profundidad puede ser mayor a $100 km$.

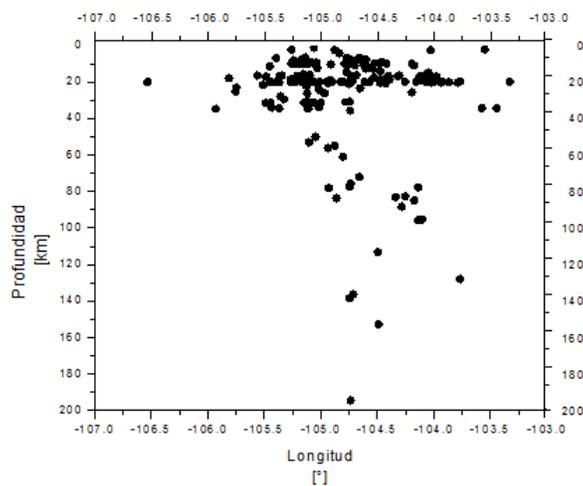
La *Figura 4.3* muestra los focos de los sismos localizados en las tres proyecciones usuales.



(a) Latitud vs longitud



(b) Profundidad vs latitud



(c) Profundidad vs longitud

Figura 4.3: Sismos localizados

En las *Figuras 4.2 (b) y 4.2 (c)*, se puede observar que predomina una profundidad de los hipocentros menor a 50 km , es decir, en su mayoría se tratan de sismos someros, que posiblemente no son producidos por la interacción entre placas contiguas, sino por la deformación misma de la placa. En el caso de la *Figura 4.2 (a)* existe un punto que tiene la mayor profundidad, alrededor de 300 km pero por la ubicación, posiblemente se trata de un sismo interplaca con epicentro dentro del continente. En cuanto a la distribución de magnitudes, se observa un mayor número de sismos con magnitud menor a 4.0, y hay dos sismos con magnitudes de 4.2 y 4.8. Los parámetros de los sismos analizados aparecen en el *Apéndice C*.

En la tabla 4.2 se muestra la distribución de las magnitudes:

Magnitud	Número de eventos
No calculable	4
2.9	27
3.0	34
3.1	38
3.2	30
3.3	20
3.4	15
3.5	11
3.6	9
3.7	3

Tabla 4.2: Número acumulativo

Las magnitudes registradas variaron desde 2.9 hasta 4.8, la moda fue 3.1 (*Figura 4.4*) con un total de 38 sismos con esa magnitud lo que representa el 19,9% de los eventos. Como era de esperarse, las magnitudes de 2.9 y 3.0 fueron las de más repeticiones después de la moda.

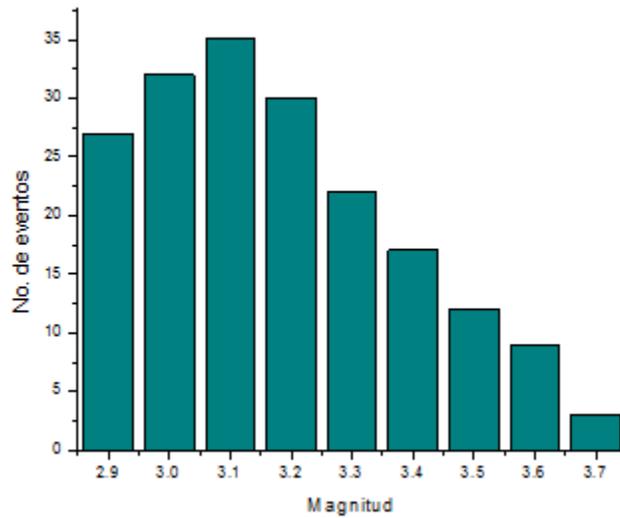


Figura 4.4: Número de sismos vs magnitud

4.3. Sismos locales

Para fines de este estudio, solo se utilizaron sismos locales, es decir, sismos cuya diferencia entre la llegada de la onda P y la onda S es menor o igual a 10 segundos, esto es, sismos cuyo epicentro es dentro de un área geográfica comprendida entre 20° y 21° de latitud norte y 104° y 105° longitud oeste. Esta área comprende principalmente el campo volcánico de Mascota.

Los parámetros de los sismos locales se muestran en la *Tabla 4.3* y su localización en la *Figura 4.5*.

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
1	02/07/16	01:27:40	20.475	-104.771	7.0	0.2	2.9
2	08/07/16	17:13:38	20.510	104.838	4.0	0.4	3.0
3	09/07/16	00:04:23	20.626	-104.702	11.0	0.4	2.9
4	10/07/16	05:37:19	20.309	-104.176	11.0	0.1	3.0
5	13/07/16	07:48:59	20.625	-104.862	83.7	0.7	3.0
6	20/07/16	08:51:34	20.190	-104.746	20.7	0.2	3.3
7	28/07/16	18:21:04	20.918	-104.538	12.9	0.2	3.5
8	30/07/16	01:52:17	20.237	-104.878	55.0	0.0	2.9
9	30/07/16	08:38:29	20.440	-104.805	61.0	0.0	3.0
10	30/07/16	18:00:25	20.374	-104.572	20.0	0.9	3.4
11	03/08/16	15:03:47	20.436	-104.737	75.6	0.2	3.1
12	08/08/16	10:35:05	20.427	-104.741	35.7	0.8	2.9
13	09/08/16	09:12:06	20.727	-104.496	113.2	0.0	2.9
14	10/08/16	09:49:01	20.349	-104.938	56.2	0.0	3.1
15	19/08/16	12:22:41	20.981	-104.002	20.0	0.2	3.1
16	20/08/16	20:49:23	20.450	-104.713	136.2	0.2	3.2
17	22/08/16	12:26:15	20.961	-104.339	83.2	0.3	2.9
18	22/08/16	21:57:12	20.875	-104.285	88.3	0.3	3.0
19	23/08/16	12:37:16	20.469	-104.877	2.6	0.6	3.1
20	23/08/16	18:19:20	20.905	-104.139	95.7	0.3	3.2
21	31/08/16	22:58:40	20.370	-104.945	20.0	0.8	3.0
22	07/09/16	22:25:27	20.326	-104.475	20.6	0.8	3.2
23	09/09/16	21:41:05	20.393	-104.829	20.0	1.0	3.1
24	17/09/16	15:09:07	20.238	-104.103	95.2	0.0	3.3
25	17/09/16	23:48:17	20.435	-104.747	77.4	0.8	3.5
26	19/09/16	22:58:40	20.432	-104.938	20.8	0.8	3.1
27	20/09/16	05:46:29	20.141	-104.921	20.0	0.8	3.2
28	25/09/16	11:32:01	20.593	-104.731	7.9	0.2	3.2
29	28/09/16	15:15:45	20.834	-104.426	20.7	0.4	3.4
30	01/10/16	00:20:30	20.280	-104.661	72.1	0.1	3.4
31	02/10/16	04:48:09	20.437	-104.737	194.4	0.4	3.6
32	02/10/16	09:03:03	20.488	-104.930	78.0	0.0	3.3
33	05/10/16	07:48:14	20.473	-104.967	26.3	0.0	2.9
34	08/10/16	06:26:07	20.447	-104.746	138.3	0.8	3.1
35	10/10/16	14:58:38	20.803	-104.795	20.0	0.4	3.0

Tabla 4.3: Sismos locales

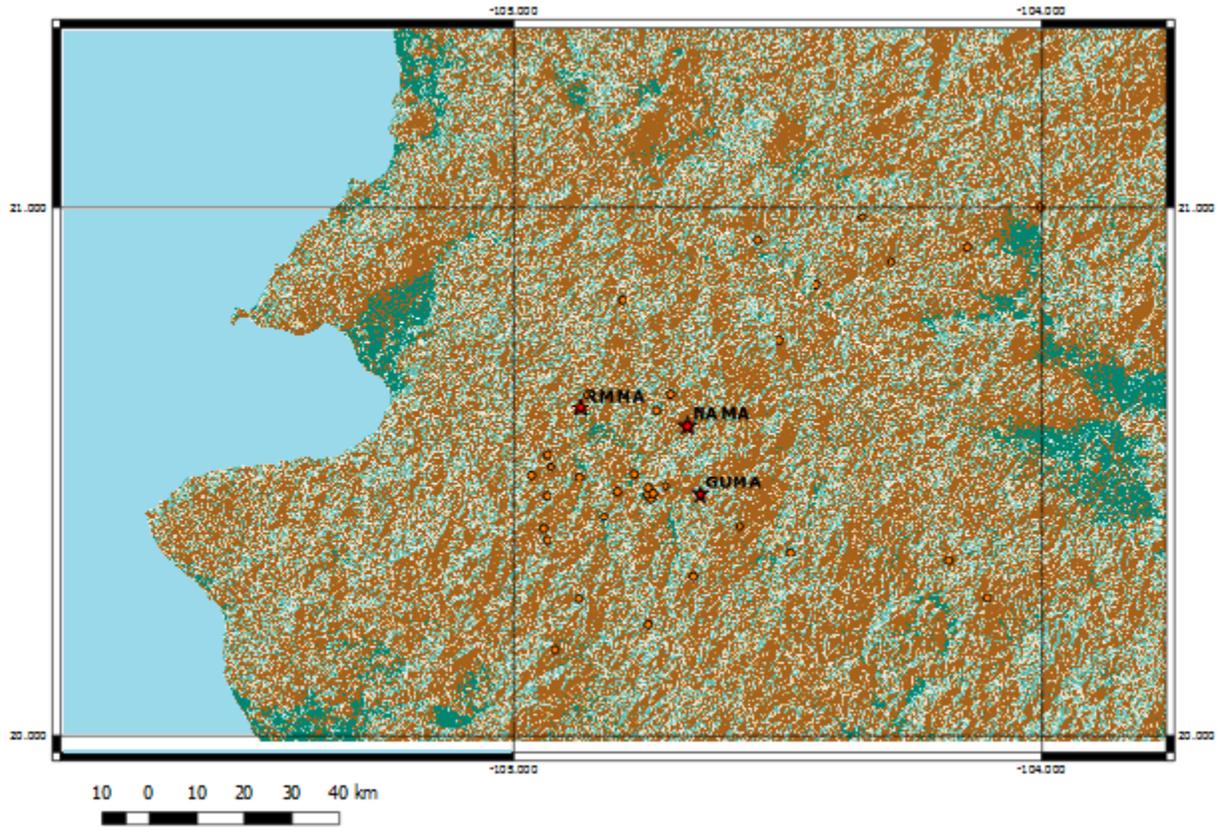


Figura 4.5: Epicentros sismos locales

De acuerdo a los datos obtenidos por Espíndola, et al (2017) en la sección 2.7 y las profundidades obtenidas para los sismos cuya diferencia en tiempo de llegada de la onda P y onda S son de 10 s o menores, se concluye que los sismos no son eventos interplaca, sino intraplaca.

4.4. Estimación del valor de b

Para el cálculo de la constante a , basta utilizar la relación de Gutenberg-Richter:

$$a = \log N(m) \quad (4.1)$$

Donde $N(m) = 35$, que corresponden a los sismos locales localizados, entonces:
 $a = 1,54$.

Para el cálculo de b , graficamos el logaritmo del número acumulativo de eventos contra la magnitud. La magnitud de los sismos locales, van desde 2.9 a 3.6. Obtenemos la pendiente b , haciendo un ajuste lineal usando el software *OriginPro 8* a través de mínimos cuadrados.

Magnitud	No. de eventos N	log(N)
2.9	7	0.84
3.0	7	0.84
3.1	7	0.84
3.2	5	0.69
3.3	3	0.47
3.4	3	0.47
3.5	2	0.30
3.6	1	0.00

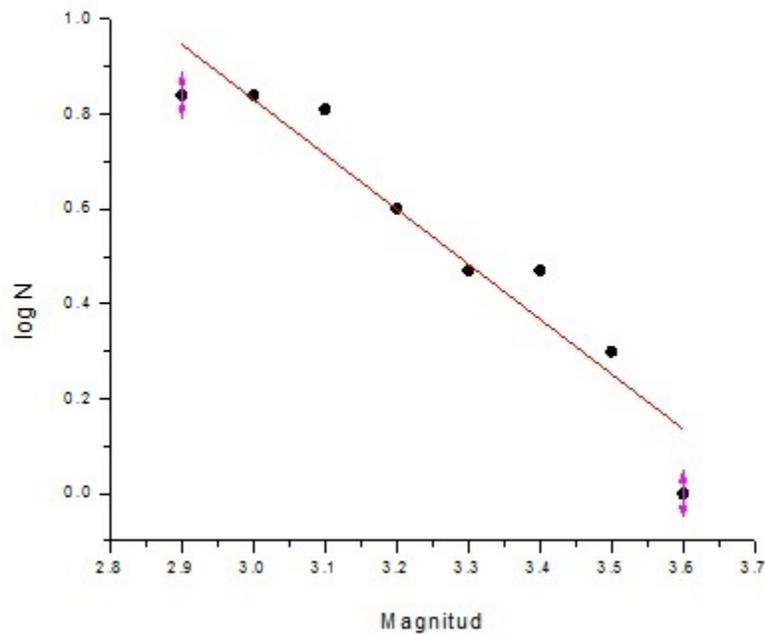


Figura 4.6: Diagrama acumulativo de sismos locales

Obteniendo la siguiente información:

Equation	$y = a + b \cdot x$		
Adj. R-Square	0.90151		
		Value	Standard Error
a	Intercept	4.30583	0.46783
b	Slope	-1.15833	0.14359

Figura 4.7: Parámetros del ajuste lineal

Ecuación obtenida del ajuste lineal:

$$\log N = 4,30583 - 1,15833 * M_c \quad (4.2)$$

Obteniendo un valor de la pendiente $b = -1.15833$, y del coeficiente de correlación de $r = 0.90151$, es decir, la correlación es muy fuerte.

Comparando la ecuación obtenida en el ajuste lineal y la ecuación de Gutenberg-Richter, se observa que en la ecuación de Gutenberg-Richter, ya se contempla el signo de la pendiente negativa, entonces tomamos el valor de $b = 1.15833$.

El valor de b es alto porque el catálogo no es completo, como se ve los valores acumulativos no describen una línea, es decir, falta considerar un mayor número de sismos y para esto es necesario aumentar el periodo de registro y de ser posible un mayor número de sismógrafos.

En cuanto al valor de a , obtuve dos valores: el primero lo calcule usando la ecuación 1,31.

Y el del ajuste lineal, ambos valores son muy distintos entre sí.

La razón es que la ecuación de Gutenberg-Richter supone un catálogo completo, es decir, una ventana de tiempo amplia, mientras que el valor del ajuste lineal es una estimación para el número de sismos que observe en la ventana de tiempo estudiada (Julio-Octubre).

Para este estudio, el valor estimado de a es 4,30583.

Capítulo 5

Conclusiones

En este estudio, se utilizaron datos registrados en una red de 3 estaciones localizadas en el campo volcánico de Mascota.

Los resultados obtenidos en los análisis presentados en este trabajo contribuyen a la formación de una base de datos regional que servirá de base para una amplia gama de estudios posteriores; sin embargo, de lo aquí presentado podemos concluir que el área de Mascota experimenta una extensa sismicidad cortical consistente en sismos de magnitud moderada cuyo estudio estadístico permitirá estimar la ocurrencia de un sismo de mayor magnitud y atenuar sus consecuencias.

Los resultados aquí obtenidos no revelan la existencia de alguna tendencia definida o relación fallas conocidas. De la misma manera, no parece haber asociación singular con estructuras particulares del campo volcánico de acuerdo a las edades que tienen los conos de lava que la forman, pero esto no las excluye, ya que con la adición de mayor número de eventos al catálogo podrían exponer zonas particulares de acumulación de esfuerzos.

Los epicentros obtenidos parecen concentrarse con cierta tendencia hacia el Oeste de la red de estaciones con profundidades menores a 40 *km*. La confirmación de esta tendencia se conseguiría con la extensión de la red sísmica hacia esta zona.

De acuerdo a los parámetros sísmicos obtenidos, como la estimación del valor de *b*, se puede decir que las fuentes sísmicas son diversas, por lo que es válido decir que la tectónica de la región es activa y compleja, de manera que los resultados

mostrados destacan la importancia de realizar estudios más detallados dentro del campo volcánico de Mascota, ya que nos proporcionarían un conocimiento confiable en la estructura, que ayudarían a la toma de decisiones preventivas ante la actividad sísmica, cuyos efectos impactarían directamente a poblaciones cercanas.

Es importante mencionar que los parámetros de los sismos localizados aquí formarían parte de un catálogo más extenso cuyo fin será estudiar el área del campo volcánico de Mascota en una ventana de tiempo mayor.

Por otra parte, una manera de mejorar los resultados de este estudio es incrementando el número de estaciones y su distribución, así como complementarlo con estudios adicionales de reconocimiento geológico, en particular de geología estructural; de esta manera se podrán lograr localizaciones con menor error, mecanismos focales que permitirían ver la dirección y velocidad que hoy en día se tiene en las placas contiguas y otra serie de estudios con técnicas modernas.

De igual manera, es conveniente invitar a los gobiernos estatales y municipales a través de sus unidades de protección civil para un mayor apoyo a proyectos de investigación del fenómeno sísmico de la zona.

Bibliografía

- [1] AKI K., *Maximum likelihood estimated of b in the formular $\log_{10}N(m) = a - bm$ and its confidence limits*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 3, p.p. 831-851, 1965.
- [2] AKI, K. AND RICHARDS P. G., *Quantitative Seismology*, University Science Books, second edition, 2002.
- [3] BANDY L. W., *Geological and Geophysical Investigation of the Rivera-Cocos Plate Boundary: Implications for Plate Fragmentation.*, Texas A&M University, 8-1992.
- [4] BEER F., JOHNSTON E., ET AL, *Mecánica de materiales*, Mc Graw Hill, 2006.
- [5] EMAD A.M., AL-HEETY, *Variation of b-value in the earthquake frecuency- magnitud distribution with depth in the intraplate regions*, International Journal of Basic & Applied Sciences IJBAS-IJENS Vol: 11 No: 06.
- [6] ESPÍNDOLA V. H., QUINTANAR L. Y ESPÍNDOLA J. M., *Crustal Structure beneath Mexico from Receiver Functions*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 107, p.p. 2427-2442, 2017.
- [7] GONZÁLEZ RUIZ, L.C., *Estudio de las réplicas (29 de noviembre al 17 de diciembre de 1978), $m > 3$ del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibración de magnitudes*, Tesis de Fisico, Facultad de Ciencias, UNAM, Mexico, 1980.
- [8] IBAÑEZ J. M. Y CARMONA E., *Sismicidad volcánica*, Instituto de Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 2000.

- [9] IRIS CONSORTIUM, 2020, <https://www.iris.edu/hq/gallery/photos/1032>.
- [10] LEE W. H. K. AND LAHR J. C. *Hypo71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes*, National Center for Earthquake Research, Geological Survey, Department of the interior, United States, (1975).
- [11] NUÑEZ-CORNU F.J., RUTZ L. M., NAVA F.A., REYES-DAVILA G. AND SUAREZ-PLASCENCIA C., *Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, Mexico*, Physics of The Earth and Planetary Interiors, V. 132, p.p. 141–155, 2002.
- [12] PACHECO J. F., BANDY W., REYES-DÁVILA G., NUÑEZ-CORNU F. J., RAMÍREZ-VÁZQUEZ C. A. Y BARRÓN J. R., *The Colima, Mexico, Earthquake (M_w 5,3) of 7 March 2000: Seismic Activity along the Sputhern Colima Rift*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, No. 4, p.p. 1458-1460, 2003.
- [13] POSADAS A. M., *Estudios Sismológicos con redes sísmicas locales*, Departamento de Física Aplicada, Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Universidad de Almería, 1994.
- [14] SHEARER M. P., *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, second edition, 2009.
- [15] SSN, *Reporte de Sismos, secuencia de sismos en Jalisco*, Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 2019.
- [16] STEIN S. AND WYSSER M., *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing, 1st edition, 2003.
- [17] STEVEN E. O.M LANGE A. R. AND HALL M. C., *The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: Age and volume constraints on the*

- origin of the andesite among a diverse suite of lamprophyric and cal-alkaline lavas*, Journal of . Volcanology and Geothermal Research, p.p. 1077-1091, 2008.
- [18] STOCK M. J. *Tectónica de placas y la evolución del Bloque de Jalisco, México*, Boletín Unión Geofísica Mexicana, Vol. 13 No. 3, 1993.
- [19] TARBUCK J. E. AND LUTGENS K. F., *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física*, Pearson Prentice Hall, Sava edición, 2005.
- [20] UGALDE ARANTZA, ET AL, *Terremotos: Cuando la Tierra tiembla*, CSIC, Madrid, 2009.
- [21] USGS, *Tectonic Plates of the Earth*, 2020, <https://www.usgs.gov/media/images/tectonic-plates-earth>.
- [22] YAMAMOTO J. AND JIMÉNEZ Z., *A 2006 Colima rift earthquakes series and its relationship to the Rivera-Cocos plate boundary*, Vol. 4, No. 1, p.p.21-30, 2015.
- [23] YAMAMOTO J., ESPÍNDOLA J. M., ZAMORA-CAMACHO A. Y CASTELLANOS G., *The origin of the recent (2012-2016) seismic activity in the Guadalajara, Jalisco, Mexico, area: A block boundary interaction?*, PLoS ONE 13(8):e0200991, 2018.
- [24] ZAMORA-CAMACHO A, ESPÍNDOLA J.M., REYES-DÁVILA G., *The 1997-1998 Activity of Volcán de Colima Western Mexico: Some Aspects of the Associated Seismic Activity*, Pure and Applied Geophysics.

Apéndice A

Método de Geiger

Existen muchos programas para la localización de sismos, sin embargo, uno de los más utilizados es el programa *HYP071*, basado en el método de Geiger.

El método de Geiger, el cual es el método clásico para la localización de todo tipo de fuentes, es un ejemplo del método de Gauss-Newton, un algoritmo para la resolución de problemas no lineales a través de un aproximación lineal iterativa mediante la aplicación de mínimos cuadrados.

Definimos una función $f_i(x)$ como la función de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a i -ésimo sismógrafo, donde (x) representa los parámetros del hipocentro $(x) = (x, y, z, t)^T$, donde x es la latitud, y la longitud, z la profundidad con un tiempo t , de forma transpuesta.

A esta función se le aplica una expansión polinomial de primer grado de Taylor para una ubicación x_0 :

$$f_i(x) = f_i(x_0 + \delta x) = f_i(x_0) + \frac{\partial f_i}{\partial x}(\delta x) + \frac{\partial f_i}{\partial y}(\delta y) + \frac{\partial f_i}{\partial z}(\delta z) + \frac{\partial f_i}{\partial t}(\delta t) \quad (\text{A.1})$$

En donde $x_0 = (x_0, y_0, z_0, t_0)^T$ y $\delta_0 = (\delta_x, \delta_y, \delta_z, \delta_t)^T$.

Para la localización de fuentes, x_0 es llamada solución de prueba, que es una aproximación simple al hipocentro o el resultado de una iteración previa, de este

modo $f_i(x_0)$, el tiempo de llegada calculado se conoce reemplazando el valor de la solución de prueba x_0 , como el hipocentro.

Ahora $f_i(x)$ es el tiempo de llegada que detectó el sensor, el cual es convencionalmente llamado como tiempo de llegada observado y $\frac{\partial f_i}{\partial x}(\delta x) + \frac{\partial f_i}{\partial y}(\delta y) + \frac{\partial f_i}{\partial z}(\delta z) + \frac{\partial f_i}{\partial t}(\delta t)$ es el factor de corrección para cada uno de los parámetros del hipocentro, los cuales son valores conocidos al ser evaluados con el hipocentro de prueba.

Para encontrar la solución de la ecuación A.1, la escribimos de la siguiente forma:

$$f_i(x) - f_i(x_0) = \frac{\partial f_i}{\partial x}(\delta x) + \frac{\partial f_i}{\partial y}(\delta y) + \frac{\partial f_i}{\partial z}(\delta z) + \frac{\partial f_i}{\partial t}(\delta t) \quad (\text{A.2})$$

Donde $\gamma_i = t_{0i} - t_{ci} = f_i(x) - f_i(x_0)$

El término γ_i es conocido como el canal residual y representa la diferencia de tiempo entre el tiempo de llegada observado en la i -ésima estación (t_{0i}) y el tiempo de llegada calculado en la i -ésima estación (t_{ci}). Entonces la ecuación A2, puede ser escrita como:

$$\gamma_i = \frac{\partial f_i}{\partial x}(\delta x) + \frac{\partial f_i}{\partial y}(\delta y) + \frac{\partial f_i}{\partial z}(\delta z) + \frac{\partial f_i}{\partial t}(\delta t) \quad (\text{A.3})$$

Y en su forma matricial:

$$A\delta x = \gamma \quad (\text{A.4})$$

Donde

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial x} & \frac{\partial f_1}{\partial y} & \frac{\partial f_1}{\partial z} & \frac{\partial f_1}{\partial t} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial f_m}{\partial x} & \frac{\partial f_m}{\partial y} & \frac{\partial f_m}{\partial z} & \frac{\partial f_m}{\partial t} \end{bmatrix} \quad (\text{A.5})$$

$$\delta x = \begin{bmatrix} \delta_x \\ \delta_y \\ \delta_z \\ \delta_t \end{bmatrix} \quad (\text{A.6})$$

$$\delta_x = \begin{bmatrix} \gamma_1 \\ \vdots \\ \gamma_m \end{bmatrix} \quad (\text{A.7})$$

El sistema de ecuaciones $A\delta_x$ se puede resolver a través de mínimos cuadrados y podemos encontrar los valores de δ_x , que es el vector de corrección.

$$A^T A \delta_x = A^T \gamma \quad (\text{A.8})$$

$$\delta_x = (A^T A)^{-1} A^T \gamma \quad (\text{A.9})$$

El efecto total entre las diferencias de los tiempos observados y calculados se llama evento residual y este queda definido por la solución de mínimos cuadrados como:

$$Residuo = \sqrt{\frac{\gamma^T \gamma}{m - q}} \quad (\text{A.10})$$

Donde m es el número de ecuaciones y q los grados de libertad, para el caso de la ubicación de un hipocentro, el valor es 4 (latitud, longitud, profundidad, tiempo).

Si el residuo es mayor al límite de corte especificado, se vuelve a realizar el proceso anterior, esta vez agregándole a la solución de prueba el δ_x calculado a principio de cada iteración.

Por ejemplo, sea una función de tiempo para un modelo de velocidad homogéneo:

$$f_i(x, y, z, t) = t + \frac{1}{v_i} \sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i + z)^2} \quad (\text{A.11})$$

Donde x_i, y_i y z_i son las coordenadas del i -ésimo sensor, x, y y z las coordenadas del evento, $z_i + z$ es una suma considerando z_i una elevación sobre el nivel del mar y z la profundidad debajo del nivel del mar y t el tiempo de origen para una velocidad de onda v_i .

Las derivadas parciales de $f_i(x)$ evaluadas en la solución de prueba x_0 para la

matriz A en A5 son:

$$\frac{\partial f_i}{\partial x} = -\frac{x_i - x_0}{v_i R} \quad (\text{A.12})$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial y} = -\frac{y_i - y_0}{v_i R} \quad (\text{A.13})$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial z} = -\frac{z_i - z_0}{v_i R} \quad (\text{A.14})$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial t} = 1 \quad (\text{A.15})$$

Donde $R = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}$

Las funciones de tiempo de llegada pueden llegar a ser tan complejas si es necesario siempre y cuando sus derivadas de primer orden puedan ser evaluadas.

Para hacer todo este proceso iterativo es necesario tener los siguientes datos de entrada:

- Las coordenadas de las estaciones.
- Modelo de velocidad.

Apéndice B

Escala de intensidades de Mercalli

Escala	Descripción
I. Muy débil	No es sentido, excepto por algunas personas bajos circunstancias especialmente favorables.
II. Débil	Sentido sólo por muy pocas personas en posición de descanso, especialmente en pisos altos de los edificios. Objetos delicadamente suspendidos pueden oscilar.
III. Leve	Sentido claramente en interiores, especialmente en pisos altos de los edificios. Automóviles parados pueden balancearse ligeramente. Son vibraciones parecidas al paso de un camión, con duración apreciable.
IV. Moderado	Sensación como si un camión pesado chocara contra el edificio. Automóviles parados se balancean apreciablemente.
V. Poco fuerte	Sacudida sentida por un gran número de personas, objetos inestables son volcados. Se puede apreciar el balanceo de árboles, postes y otros objetos.
VI. Fuerte	Lo perciben todas las personas. Se siente inseguridad para caminar. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se hace visible el movimiento de árboles o se les oye crujir.
VII. Muy fuerte	Los colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse de pie. Se producen daños en consideración en estructuras mal construidas. Se dañan los muebles. Se producen ondas en los lagos.
VIII. Destructivo	Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aun el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas.
IX. Muy destructivo	Pánico generalizado. Todos los edificios sufren grandes daños. Las casas sin cimentación se desplazan. Se rompen algunas tuberías subterráneas, la tierra se fisura.

Escala	Descripción
X. Desastroso	Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. El agua de canales, ríos y lagos sale proyectada a las riberas.
XI. Muy desastroso	Muy pocas estructuras de albañilería quedan de pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las cañerías subterráneas quedan fuera de servicio.
XII. Catastrófico	El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

Apéndice C

Parámetros de sismos localizados

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
1	01/07/16	06:03:57	18.875	-104.824	20.0	0.5	3.7
2	01/07/16	13:27:54	20.243	-105.138	6.6	0.5	3.1
3	01/07/16	17:22:06	19.645	-104.050	16.5	0.2	3.1
4	02/07/16	01:27:40	20.475	-104.771	7.0	0.2	2.9
5	02/07/16	03:29:45	19.236	-104.523	9.9	0.0	3.5
6	02/07/16	04:02:43	20.339	-105.062	1.2	0.0	2.9
7	03/07/16	05:14:58	20.049	-105.118	34.5	0.1	3.2
8	04/07/16	05:21:59	19.652	-104.060	16.7	0.2	3.1
9	05/07/16	08:24:04	19.829	-104.696	8.6	0.1	3.0
10	05/07/16	11:38:49	19.670	-104.080	16.5	0.6	3.0
11	05/07/16	16:28:50	20.421	-105.119	30.7	0.1	3.2
12	06/07/16	00:47:52	19.184	-104.040	20.0	0.5	3.6
13	06/07/16	03:55:04	20.312	-105.025	21.6	0.0	3.1
14	06/07/16	07:41:24	19.380	-103.768	19.8	0.2	3.7
15	06/07/16	08:57:32	19.594	-104.066	20.0	0.4	3.1
16	06/07/16	22:58:58	21.168	-104.783	31.0	0.1	3.0
17	07/07/16	03:32:12	19.400	-104.769	20.3	0.0	3.3
18	07/07/16	03:30:03	19.388	-104.720	19.3	0.1	3.3
19	08/07/16	02:53:29	19.235	-105.435	34.1	0.3	3.6
20	08/07/16	05:31:26	19.597	-104.194	25.8	0.9	3.1
21	08/07/16	17:13:38	20.510	-104.838	4.4	0.4	3.0
22	09/07/16	00:04:23	20.626	-104.702	11.0	0.4	2.9
23	09/07/16	08:26:43	20.312	-105.016	33.9	0.3	3.7
24	10/07/16	03:48:20	19.143	-104.531	17.6	0.5	3.6
25	10/07/16	05:16:26	19.619	-104.044	20.0	0.4	3.0
26	10/07/16	05:37:19	20.309	-104.176	11.0	0.1	3.0
27	10/07/16	07:47:35	19.659	-104.048	14.9	0.2	3.2
28	10/07/16	13:12:56	19.339	-104.486	19.1	0.1	3.1
29	10/07/16	15:50:55	21.182	-104.738	16.7	0.1	2.9
30	11/07/16	02:10:30	18.974	-104.392	18.9	0.2	3.6

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
31	11/07/16	02:35:44	19.410	-105.044	10.0	0.1	3.1
32	11/07/16	05:12:59	20.036	-105.149	31.4	0.0	3.0
33	11/07/16	06:03:54	19.680	-104.687	16.3	0.2	2.9
34	11/07/16	06:14:13	21.184	-104.746	30.8	0.1	3.0
35	11/07/16	07:59:03	19.258	-103.445	34.5	0.5	3.2
36	11/07/16	08:06:20	19.233	-103.574	34.4	0.5	3.2
37	11/07/16	08:51:56	19.667	-104.030	16.2	0.3	3.1
38	12/07/16	01:52:02	19.693	-105.366	16.9	0.4	3.0
39	12/07/16	01:57:37	20.168	-105.243	8.2	0.4	2.9
40	12/07/16	17:33:26	20.331	-103.330	20.0	0.5	3.1
41	13/07/16	07:08:35	19.623	-104.307	16.4	0.3	3.4
42	13/07/16	07:30:32	20.166	-105.172	9.9	0.2	2.9
43	13/07/16	07:48:59	20.625	-104.862	83.7	0.7	3.0
44	13/07/16	21:44:05	20.458	-105.067	31.3	0.1	3.0
45	14/07/16	06:00:36	19.296	-104.028	2.7	0.4	3.4
46	14/07/16	10:49:30	19.358	-104.432	18.5	0.4	3.6
47	14/07/16	11:56:04	19.103	-104.193	10.0	0.2	3.4
48	14/07/16	23:48:32	20.619	-106.534	20.0	0.8	3.4
49	16/07/16	04:39:01	21.173	-104.728	17.0	0.0	3.0
50	16/07/16	09:38:56	20.623	-105.512	21.7	0.3	3.1
51	16/07/16	11:49:22	20.371	-105.001	31.4	0.3	3.0
52	16/07/16	14:10:12	18.603	-105.060	20.0	0.5	3.5
53	17/07/16	12:05:52	19.149	-104.903	20.0	0.4	3.3
54	17/07/16	12:14:17	19.358	-103.977	17.1	0.4	3.1
55	17/07/16	15:46:57	19.832	-105.562	16.5	0.4	3.1
56	17/07/16	22:58:55	21.267	-104.473	14.4	0.3	3.1
57	19/07/16	05:17:45	20.399	-105.137	21.8	0.1	3.0
58	19/07/16	22:13:43	19.953	-105.369	34.5	0.1	3.3
59	20/07/16	08:51:34	20.190	-104.746	20.7	0.2	3.3
60	20/07/16	22:56:00	19.244	-105.750	23.2	0.5	3.5
61	24/07/16	02:55:01	20.411	-105.121	22.0	0.1	3.1
62	24/07/16	03:12:43	20.436	-105.121	26.2	0.1	3.0
63	24/07/16	23:34:51	19.375	-104.014	20.0	0.4	3.2
64	25/07/16	14:10:05	19.971	-105.355	28.0	0.1	3.1
65	25/07/16	18:35:42	20.343	-105.046	9.9	0.1	2.9
66	26/07/16	09:29:58	20.416	-105.097	16.3	0.1	3.0
67	27/07/16	04:21:30	20.399	-105.083	31.7	0.5	2.9
68	27/07/16	05:35:56	19.853	-104.615	20.0	0.5	3.5
69	27/07/16	07:22:16	19.480	-105.133	19.3	0.1	3.2
70	27/07/16	21:32:12	19.371	-104.411	17.5	0.1	3.4
71	28/07/16	18:21:04	20.918	-104.538	12.9	0.2	3.5

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
72	30/07/16	01:46:09	20.254	-105.168	20.0	0.3	3.4
73	30/07/16	01:52:17	20.237	-104.878	55.0	0.0	2.9
74	30/07/16	02:42:48	20.332	-105.253	20.0	0.6	2.9
75	30/07/16	08:38:29	20.440	-104.805	61.0	0.0	3.0
76	30/07/16	18:00:25	20.374	-104.572	20.0	0.9	3.4
77	30/07/16	03:30:03	19.409	-104.917	18.9	0.0	3.4

Tabla C.1: Localización y magnitud de eventos, julio 2016

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
1	02/08/16	00:30:36	18.710	-105.368	20.2	0.3	3.4
2	02/08/16	01:37:32	19.567	-105.389	20.0	0.8	3.1
3	02/08/16	10:22:59	19.823	-105.264	18.5	0.8	3.1
4	03/08/16	15:03:47	20.436	-104.737	75.6	0.2	3.1
5	05/08/16	04:30:26	19.831	-105.054	10.0	0.2	3.5
6	05/08/16	11:35:45	20.530	-105.488	31.5	0.0	3.1
7	06/08/16	04:00:59	19.866	-105.009	20.0	0.3	3.2
8	06/08/16	11:08:51	19.685	-105.394	7.0	0.5	3.3
9	08/07/16	05:19:02	19.967	-105.370	20.0	1.0	3.3
10	08/08/16	10:35:05	20.427	-104.741	35.7	0.8	2.9
11	09/08/16	09:12:06	20.727	-104.496	113.2	0.0	2.9
12	10/08/16	01:58:04	20.877	-105.813	17.9	0.2	3.1
13	10/08/16	09:49:01	20.349	-104.938	56.2	0.0	3.1
14	11/08/16	09:28:50	19.582	-104.128	19.5	0.1	3.6
15	11/08/16	09:35:03	No	calculable			
16	11/08/16	09:45:55	21.218	-104.257	20.0	0.6	3.3
17	11/08/16	10:13:06	20.730	-105.447	31.5	0.0	3.2
18	11/08/16	10:18:51	20.730	-105.447	31.5	0.0	3.1
19	13/08/16	08:58:52	19.868	-104.490	152.7	0.0	3.2
20	13/08/16	14:41:06	19.925	-105.259	10.0	0.3	3.2
21	14/08/16	08:32:46	18.909	-103.924	20.0	0.1	3.5
22	14/08/16	09:10:55	19.144	-105.113	19.4	0.5	3.0
23	15/08/16	02:25:46	21.531	-104.023	20.3	1.0	3.1
24	15/08/16	04:44:31	20.344	-105.110	34.6	0.0	3.3
25	15/08/16	05:56:26	21.045	-105.106	53.1	0.0	2.9
26	15/08/16	06:44:43	19.234	-104.912	10.3	0.4	3.3
27	15/08/16	07:00:23	19.945	-105.398	20.0	0.7	3.0
28	15/08/16	07:42:48	19.791	-104.604	12.6	0.1	3.3
29	15/08/16	20:45:24	21.306	-103.946	20.0	0.3	3.0

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
30	16/08/16	19:34:34	20.315	-105.106	9.9	0.2	2.9
31	17/08/16	22:47:13	20.253	-105.222	20.0	0.7	3.2
32	18/08/16	09:31:56	21.016	-103.961	19.7	0.1	3.3
33	18/08/16	10:39:46	19.781	-105.260	18.7	0.3	3.0
34	18/08/16	14:59:16	19.426	-104.653	23.6	0.0	3.3
35	19/08/16	12:22:41	20.981	-104.002	20.0	0.2	3.1
36	19/08/16	15:09:58	20.035	-105.753	25.3	0.4	3.0
37	20/08/16	05:08:37	19.731	-105.485	17.0	0.3	3.0
38	20/08/16	20:49:23	20.450	-104.713	136.2	0.2	3.2
39	21/08/16	06:52:04	19.889	-104.635	7.9	0.2	3.0
40	21/08/16	06:59:37	19.896	-104.601	7.9	0.2	2.9
41	21/08/16	10:49:51	19.892	-105.929	34.8	0.9	3.1
42	21/08/16	11:12:44	19.020	-104.718	10.0	0.3	3.4
43	22/08/16	11:53:35	19.903	-104.590	11.4	0.2	3.0
44	22/08/16	12:26:15	20.961	-104.339	83.2	0.3	2.9
45	22/08/16	12:32:06	21.039	-104.139	77.8	0.0	3.3
46	22/08/16	21:57:12	20.875	-104.285	88.3	0.3	3.0
47	23/08/16	03:20:25	19.477	-104.773	14.6	0.3	3.3
48	23/08/16	05:16:02	21.088	-104.254	82.7	0.2	3.1
49	23/08/16	12:37:16	20.469	-104.877	2.6	0.6	3.1
50	23/08/16	18:19:20	20.905	-104.139	95.7	0.3	3.2
51	23/08/16	18:38:41	19.473	-104.403	16.6	0.2	3.0
52	23/08/16	19:53:44	20.088	-105.089	9.2	0.4	3.1
53	25/08/16	08:56:51	21.001	-104.173	85.9	0.2	3.0
54	26/08/16	14:47:45	19.857	-104.661	6.9	0.3	3.3
55	27/08/16	07:55:59	19.156	-104.420	10.0	0.6	3.1
56	27/08/16	20:57:54	19.736	-105.346	16.5	0.6	3.2
57	28/08/16	03:33:44	20.190	-105.175	8.0	0.6	3.2
58	28/08/16	10:19:18	19.503	-104.464	9.2	0.3	3.0
59	29/08/16	01:01:01	18.944	-104.622	10.1	0.7	3.5
60	29/08/16	20:20:36	20.281	-105.040	9.5	0.5	3.0
61	30/08/16	10:52:55	19.823	-104.757	10.0	0.4	3.1
62	30/08/16	15:56:04	21.063	-105.049	50.1	0.2	3.2
63	31/08/16	22:58:40	20.370	-104.945	20.0	0.8	3.0

Tabla C.2: Localización y magnitud de eventos, agosto 2016

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
1	01/09/16	11:06:11	No	calculable			
2	03/09/16	09:43:46	18.931	-103.791	20.4	0.6	3.1
3	04/09/16	20:03:24	19.370	-104.753	21.2	0.2	3.5
4	04/09/16	21:43:06	19.817	-105.211	18.8	1.0	3.2
5	05/09/16	02:27:40	19.272	-105.259	2.4	0.4	3.0
6	05/09/16	07:09:05	19.809	-104.782	10.1	0.5	3.4
7	07/09/16	22:25:27	20.326	-104.475	20.6	0.8	3.2
8	08/09/16	03:15:30	19.158	-104.320	16.9	0.1	3.1
9	09/09/16	12:12:02	19.966	-105.214	10.1	0.7	3.2
10	09/09/16	21:41:05	20.393	-104.829	20.0	1.0	3.1
11	11/09/16	03:38:21	20.414	-105.031	12.4	0.2	2.9
12	11/09/16	15:19:00	20.479	-105.126	10.1	0.0	2.9
13	12/09/16	05:19:28	21.212	-104.158	20.0	0.5	3.5
14	12/09/16	10:39:50	20.284	-103.768	127.9	0.0	3.4
15	12/09/16	12:10:16	20.090	-105.201	10.0	0.0	2.9
16	12/09/16	12:19:54	20.425	-105.155	15.7	0.4	3.2
17	13/09/16	03:20:27	20.513	-105.329	29.5	0.0	2.9
18	13/09/16	03:32:58	20.181	-105.211	16.8	0.8	2.9
19	14/09/16	14:51:28	20.091	-105.104	9.9	0.3	2.9
20	15/09/16	05:24:21	No	calculable			
21	17/09/16	15:09:07	20.238	-104.103	95.2	0.0	3.3
22	17/09/16	22:57:47	19.938	-103.551	2.2	0.2	3.2
23	17/09/16	23:03:57	20.358	-105.015	24.5	0.0	2.9
24	17/09/16	23:48:17	20.435	-104.747	77.4	0.8	3.5
25	17/09/16	23:48:12	19.821	-105.239	18.6	1.0	3.2
26	18/09/16	04:08:07	20.773	-103.868	20.0	0.3	2.9
27	19/09/16	11:33:44	20.432	-104.938	20.8	0.8	3.1
28	20/09/16	05:46:29	20.141	-104.921	20.0	0.8	3.2
29	21/09/16	04:00:04	20.421	-105.173	20.0	0.8	3.2
30	24/09/16	05:10:51	19.726	-104.946	20.0	0.5	2.9
31	25/09/16	11:32:01	20.593	-104.731	7.9	0.2	3.2
32	25/09/16	17:21:00	20.064	-105.209	10.0	0.0	3.2
33	26/09/16	05:36:10	21.160	-103.936	20.4	1.0	3.0
34	26/09/16	11:25:14	21.082	-104.481	10.1	0.3	3.1
35	28/09/16	15:15:45	20.834	-104.426	20.7	0.4	3.4
36	29/09/16	07:42:51	19.759	-105.130	10.1	0.6	3.2
37	29/09/16	15:48:26	18.873	-104.822	20.0	0.1	3.4

Tabla C.3: Localización y magnitud de eventos, septiembre 2016

No. de evento	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	RMS	Magnitud
1	01/10/16	00:20:30	20.280	-104.661	72.1	0.1	3.4
2	01/10/16	23:12:20	19.116	-104.126	17.0	0.1	3.3
3	02/10/16	03:47:33	No	calculable			
4	02/10/16	04:48:09	20.437	-104.737	194.4	0.4	3.6
5	02/10/16	09:03:03	20.488	-104.930	78.0	0.0	3.3
6	04/10/16	02:42:29	19.237	-104.068	19.1	0.2	3.1
7	04/10/16	06:54:16	20.445	-105.453	11.4	0.3	3.2
8	05/10/16	07:48:14	20.473	-104.967	26.3	0.0	2.9
9	08/10/16	05:55:15	19.541	-104.793	10.0	0.2	3.6
10	08/10/16	06:26:07	20.447	-104.746	138.3	0.8	3.1
11	09/10/16	10:03:27	19.922	-105.264	20.0	1.0	3.2
12	10/10/16	10:00:01	19.048	-105.447	20.0	0.8	3.3
13	10/10/16	14:02:14	19.595	-105.232	19.4	0.8	3.6
14	10/10/16	14:58:38	20.803	-104.795	20.0	0.4	3.0

Tabla C.4: Localización y magnitud de eventos, octubre 2016

Apéndice D

Localización de los principales conos de Mascota

Volcán	Latitud	Longitud
MAS-132	20.804	104.926
MAS-126	20.645	104.78
MAS-105	20.536	104.725
MAS-309	20.789	104.805
MAS-1a	20.51	104.756
MAS-178	20.577	104.893
MAS-9	20.575	104.759
MAS-148	20.764	104.861
MAS-179	20.571	104.89
MAS-151	20.819	104.973
MAS-200	20.897	104.902
MAS-102	20.587	104.697
MAS-147	20.858	104.793
MAS-41	20.552	104.867
MAS-119	20.482	104.873
MAS-127	20.732	104.89
MAS-103	20.537	104.729
MAS-304	20.865	104.881
MAS-50	20.461	104.853
LV-134	20.45	104.668
MAS-30	20.425	104.697
MAS-419	20.491	104.789
MAS-52	20.492	104.786

APÉNDICE D. LOCALIZACIÓN DE LOS PRINCIPALES CONOS DE MASCOTA68

MAS-48	20.435	104.86
MAS-121	20.478	104.885
MAS-32	20.422	104.708
MAS-144	20.925	104.126
MAS-405	20.443	104.724
MAS-415	20.434	104.79
MAS-112	20.448	104.85
MAS-123	20.506	104.885
MAS-420	20.508	104.788
MAS-409	20.466	104.738
MAS-122	20.499	104.877
MAS-413	20.448	104.755