

UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA

Facultad de Ciencias y Humanidades

Ley Gutenberg-Richter:  
Relación magnitud-frecuencia de ocurrencia,  
Aplicación en sismos de Guatemala

Yasmin Azucena Portillo Chang

Guatemala

2011

Ley Gutenberg-Richter:  
Relación magnitud-frecuencia de ocurrencia,  
Aplicación en sismos de Guatemala

UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA

Facultad de Ciencias y Humanidades

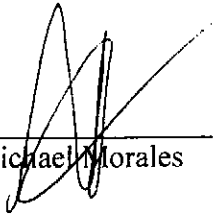
Ley Gutenberg-Richter:  
Relación magnitud-frecuencia de ocurrencia,  
Aplicación en sismos de Guatemala

Trabajo de Investigación presentado por  
Yasmin Azucena Portillo Chang  
para optar al Grado académico de Licenciado en Física

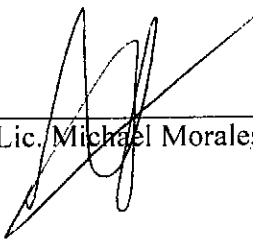
Guatemala


2011

Vo.Bo.:

(f)   
\_\_\_\_\_  
Lic. Michael Morales

Tribunal  
Examinador:

(f)   
\_\_\_\_\_  
Lic. Michael Morales

(f)   
\_\_\_\_\_  
M.Sc. Zaida Urrutia de Gutiérrez

(f)   
\_\_\_\_\_  
M.Sc. Luis Furlán Cólver

Fecha de aprobación: Guatemala, 20 de mayo de 2011

## CONTENIDO

	Página
CONTENIDO.....	xi
LISTA DE TABLAS.....	xiii
LISTA DE GRÁFICAS.....	xiv
LISTA DE ILUSTRACIONES.....	xv
RESUMEN.....	xvi
Capítulos	
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. HISTORIA DE LOS TERREMOTOS.....	3
III. TEORÍA DE LAS PLACAS TECTÓNICAS.....	5
IV. SISMOLOGÍA.....	7
V. RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER.....	13
VI. APLICACIÓN DE LA RELACIÓN GUTENBERG- RICHTER PARA GUATEMALA.....	21
VII. CONCLUSIONES.....	31

VIII. RECOMENDACIONES.....	33
IX. CONSIDERACIONES PARA GUATEMALA.....	35
X. BIBLIOGRAFÍA.....	37
Anexo A PRUEBA DE HIPÓTESIS.....	41
Anexo B APLICACIÓN DE LA RELACIÓN GUTENBERG- RICHTER PARA CENTROAMÉRICA.....	45
Anexo C INSIVUMEH.....	51
Anexo D MAPA DE GUATEMALA CON LA SISMICIDAD REGISTRADA DE 1984 A 2010.....	55
GLOSARIO.....	57

## LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
2.1 Terremotos más notables de Guatemala. . . . .	4
6.1 Resumen de sismos de mayor magnitud por año (1984-2010) en Guatemala. . . . .	21
6.2 Datos utilizados para el cálculo de la pendiente $b$ . . .	23
6.3 Datos utilizados para el cálculo del parámetro $a$ . . . .	24
6.4 Valores de comparación. . . . .	25
B.1 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción, interplaca. . . . .	47
B.2 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción, intraplaca. . . . .	49

## LISTA DE GRÁFICAS

Gráfica	Página
6.1 Total de sismos registrados en Guatemala de 1984 a 2010. ....	22
6.2 Relación frecuencia de ocurrencia - magnitud. ....	26
6.3 Análisis de la regresión. ....	27
6.4 Parámetro $a$ . ....	28

## LISTA DE ILUSTRACIONES

Ilustración	Página
3.1 Placas tectónicas de la Tierra. . . . .	5
3.2 Comportamiento de las placas tectónicas . . . . .	6
4.1 Tipos de fallas. . . . .	8
4.2 Clases de fallas. . . . .	9
5.1 Relación magnitud-log (frecuencia de ocurrencia). . .	13
B.1 Mapa de zonificación sísmica, interplacas . . . . .	47
B.2 Mapa de zonificación sísmica, intraplacas . . . . .	49
D.1 Mapa de Guatemala con la sismicidad registrada de 1984 a 2010. . . . .	55

## RESUMEN

Para explicar los terremotos se han buscado razones a lo largo de la historia. En 1755 se propone que son provocados por ondas sísmicas. Estas ondas, las internas y las de superficie, permiten la medición de los eventos, al registrarse en estaciones de control. La teoría de la tectónica de placas se basa en que la corteza terrestre está dividida en placas semirrígidas, y que la actividad tectónica se concentra en las fronteras de dichas placas. La deformación de estas fronteras genera fallas donde se producen los terremotos.

En 1944, Beno Gutenberg y Charles Richter propusieron una relación *frecuencia de ocurrencia-magnitud sísmica logarítmica*, que establece una razón constante entre el número de sismos y su magnitud, para una zona determinada, utilizándose para la caracterización de zonas altamente sísmicas y con fallas activas. Esta relación es lineal, y la evidencia estadística sugiere que la pendiente de la relación tiene un valor alrededor de 1, para distintos lugares y épocas.

En el caso de Guatemala, realizando un análisis con datos del Departamento de Sismología del INSIVUMEH, y considerando magnitudes de sismos mayores o iguales 3.6 el valor obtenido para el parámetro  $b$  es estadísticamente diferente de 1, con un grado de confianza del 95%. Si esta magnitud mínima se incrementa a 5.1, entonces el valor del parámetro  $b$  que se obtiene es estadísticamente igual a 1. La normalización de los datos de los catálogos históricos con los datos recientes del INSIVUMEH permitiría ampliar significativamente el conjunto de datos para el cálculo del parámetro  $b$ , lo que podría mejorar los resultados que permitan evaluar la validez de la relación Gutenberg-Richter para Guatemala.

# I. INTRODUCCIÓN

Guatemala está localizada dentro de una región tectónicamente activa caracterizada por una gran cantidad de sismos y volcanes activos.

En este trabajo de investigación se presenta un análisis de la relación Gutenberg-Richter. La sismicidad de cada zona se caracteriza por una ley de recurrencia que relaciona el tamaño de los sismos con su frecuencia de ocurrencia. Esta relación establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una zona determinada.

El objetivo de este trabajo es realizar un análisis de la relación Gutenberg-Richter para sismos ocurridos en Guatemala, específicamente se busca encontrar los parámetros para su comparación con el modelo centroamericano, y comprobar que la linealidad del modelo es válido. Dado que dicho modelo hace una relación entre la frecuencia de ocurrencia y magnitud de sismos, el análisis para Guatemala puede ser de utilidad como posible herramienta de alerta a sismos potencialmente peligrosos – en el sentido de que un sismo de gran magnitud empieza a tener mayor probabilidad de ocurrencia -. Hay que mantener presente que la predicción exacta es casi improbable.

En el capítulo II se presentan datos históricos de los terremotos mundiales y un recuento de los terremotos más notables en Guatemala. El capítulo III presenta la Teoría de Placas Tectónicas y los tipos de placas que existen. En el capítulo IV se presentan los avances en la sismología, se explican las fallas tectónicas y se dan a conocer los tipos de ondas que producen los terremotos. En el capítulo V se presenta la Relación Gutenberg-Richter. En el capítulo VI se aplica este modelo a terremotos ocurridos en Guatemala, en los últimos 26 años, y por último se muestran las recomendaciones a considerar para este tipo de análisis.

Adicionalmente, se incluyen cuatro anexos: A) Análisis de la significancia estadística del parámetro  $b'$ ; B) Relación Gutenberg-Richter para Centroamérica<sup>2</sup>; C) Descripción del INSIVUMEH; y, D) Mapa que muestra los terremotos analizados en este trabajo.

---

<sup>1</sup>Exponente de escala, es una constante sobre el intervalo de tiempo  $t$  que varía de región a región, generalmente esta en el rango  $0.3 < b < 2$ , tomando en muchos casos valores próximos a uno. (L. B. Esper *et al*, 2007:6)

<sup>2</sup>Proyecto RESIS II, Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica, 2008. Informe centroamericano que presenta fundamentos teóricos de la metodología que se enmarca en la línea conocida como PSHA (del inglés, *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*).

## II. HISTORIA DE TERREMOTOS Y CATÁLOGO DE LA SISMICIDAD EN GUATEMALA

Los desastres naturales, siempre han estado presentes en la formación de ciudades. Las erupciones volcánicas y los terremotos en especial, ya que además de destruir viviendas y obras, también afectan otras actividades, como la agricultura.

Los terremotos han causado las catástrofes naturales más grandes que ha conocido la humanidad, que ha tratado de explicarlos desde un punto de vista mítico o legendario. (Gascón, 2001)

En China se registran, en catálogos, más de 3,000 años de actividad sísmica. Durante el siglo XIII, Japón comienza a formar un catálogo de terremotos destructores, mientras que en el siglo XVIII, se construyen los primeros sismógrafos. (Reyes, 2006:3)

En la Edad Moderna se considera que las causas de los terremotos es por la corteza, los franceses Cauchy y Gauss definen las ondas que se generan en un sólido, pero no encuentran una respuesta para las ondas en la tierra, cien años más tarde se sabe que las ondas registradas en los sismógrafos, son ondas elásticas que se propagaban en la Tierra.

En 1880, en Japón, por primera vez se identificaron estas ondas (ondas P) y (ondas S). En 1900 se estudian las ondas internas o *Body waves*; por otro lado, en 1911 se estudian las ondas de superficie. En 1950 se usan las computadoras para determinar la ubicación de hipocentros; en 1960 se detecta por primera vez las oscilaciones libres de la tierra; en 1970, se trabaja con teorías globales de sismicidad. (Reyes, 2006:3)

### A. Terremotos notables de Guatemala

Según el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), por su magnitud se destacan cuatro movimientos telúricos desde inicios del siglo XX (Tabla 2.1).

Tabla 2.1 Terremotos más notables de Guatemala

Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad (Km)
18 abril 1902	20:23	7.5	14.90 N	91.5 O	60
6 agosto 1942	23:36	8.3	13.9 N	90.8 O	60
4 febrero 1976	3:03	7.5	15.32 N	89.10 O	5
13 junio 2007	12:29	6.7	13.623 N	90.797 O	23

Fuente: USGS



## A. Situación tectónica de Guatemala

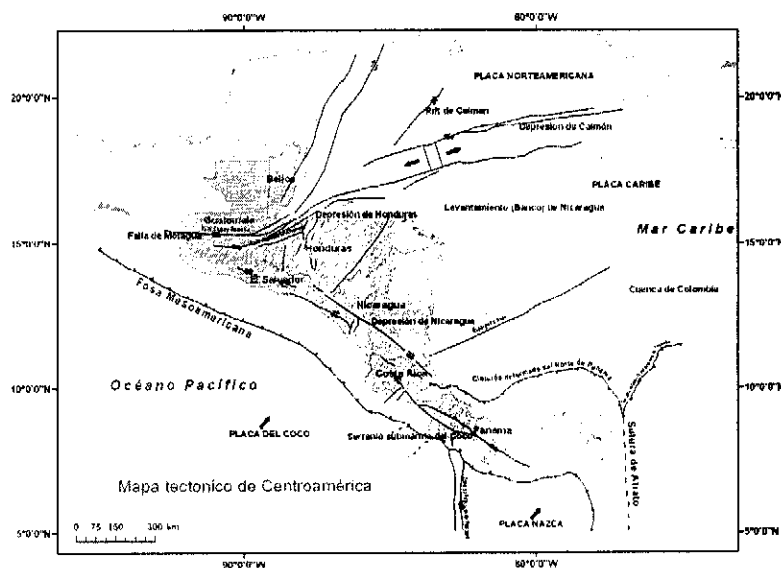
Guatemala se encuentra localizada con muchos movimientos tectónicos y volcanes activos. La ciudad ha experimentado grandes terremotos durante el siglo XX. (Villagrán y Cowan, 1994:2)

La placa de Coco está siendo subducida bajo las placas del Caribe y Norteamérica a una razón de aproximadamente 7 cm/año y es definida zona de buzamiento de la sismicidad de casi 200 km bajo Centroamérica. La zona de subducción representa la fuente más grande de grandes terremotos históricos, como es mencionado en el artículo "Seismic Hazard Assessment for Guatemala City", de Mario Villagrán en 1994.

Los principales elementos estructurales de la frontera de las placas de Norteamérica y del Caribe muestran evidencia de movimientos en el Cuaternario tardío. La falla de Chixoy-Polochic es el elemento más al norte en la frontera de la placa de Norteamérica. La falla de Motagua-San Agustín sufrió ruptura durante el terremoto de 1976 ( $M_w$  7.5) con un desplazamiento horizontal promedio de 1 m (Villagrán *et al*, 1994:18).

La información disponible es consistente con un período de retorno de 160-300 años para eventos de  $M_w \sim 7.5$  a través de la zona fronteriza de las placas de Norteamérica y el Caribe. (Villagrán *et al*, 1994:19)

Figura 3.2 Mapa tectónico de Centroamérica



Fuente: Proyecto RESIS II, Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica, pág. 18.

## IV. SISMOLOGÍA

Los temblores en la corteza terrestre son la vibración producida por la liberación de energía acumulada en las placas tectónicas o por actividad volcánica.

### A. Clasificación de los sismos

Por su origen, los sismos se califican en naturales o artificiales. Los sismos naturales son los producidos por fallas geológicas (tectónicas), la actividad volcánica y en menor importancia, por agentes meteorológicos tales como el oleaje del mar. Los sismos artificiales son todos aquellos producidos por la actividad del hombre, entre las principales están las explosiones para la exploración minera, explosiones nucleares, microsismicidad producida por fábricas y el tráfico de vehículos pesados. (insivumeh.gob.gt)

Los sismos de origen tectónico presentan el mayor peligro o amenaza para el hombre. Se producen por el movimiento relativo entre dos partes de la corteza a lo largo de una falla. (insivumeh.gob.gt)

### B. Dinámica interna de la Tierra

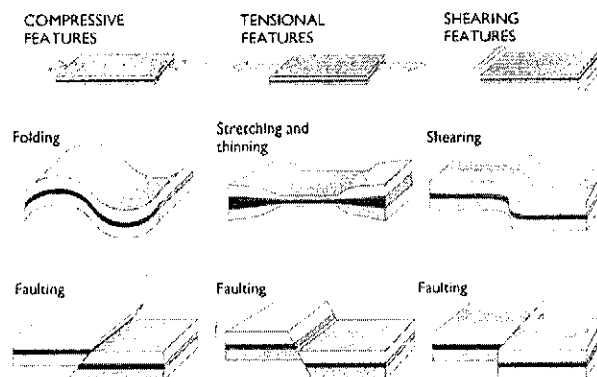
Las corrientes de convección en la astenósfera fuerzan a las placas de la litosfera a moverse horizontalmente en relativamente diferentes direcciones una contra la otra. El rango de movimiento es de 2 a 15 cm al año. (Tüysüz, 2005)

Las fronteras entre placas de la litosfera se definen como zonas sísmicas y de actividad tectónica, donde ocurre la mayoría de terremotos y actividad volcánica.

La placa tectónica del modelo ideal, se deforma a lo largo de sus fronteras en cualquier dirección. Esa es la razón por la que casi toda la actividad tectónica se concentra en los límites de las placas. Uno de los principales resultados de esta deformación son las fallas, límites de las placas que son marcadas por las huellas de grandes fallas o sistemas de fallas y por grupos de epicentros de terremotos.

El epicentro es el punto sobre la superficie de la tierra proyectada verticalmente desde el hipocentro. Hipocentro, se conoce también como foco o centro. (insivumeh.gob.gt)

Figura 4.1 Tipos de fallas



Tres de los principales tipos de fallas y fuerzas.

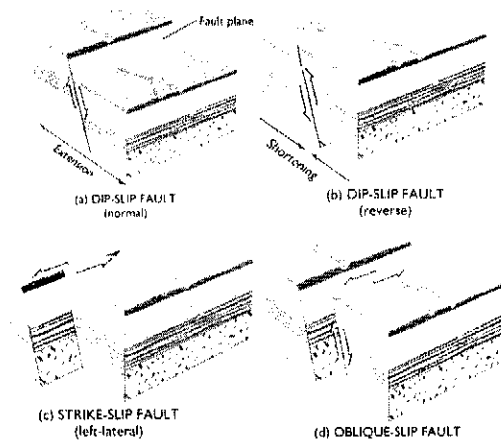
Fuente: Dynamics of the Earth, Faults and Earthquakes, pág. 4.

Las fallas son consideradas como la fuente principal de los sismos. La mayoría de los terremotos destructivos son producidos a lo largo de fallas existentes que han sido asociadas a la ruptura de la superficie. Sin embargo, incluso durante grandes terremotos, algunas fallas están enterradas y no producen rupturas superficiales. (Tüysüz, 2005)

Las fallas pueden producirse por hundimiento-deslizamiento (normal y de reversa), golpe-deslizamiento y oblicuas de acuerdo a las direcciones del movimiento relativos unos a otros de los bloques. (Tüysüz, 2005)

De acuerdo a la dirección de deslizamiento, estas fallas se pueden subdividir en dextral y sinistral. Las fallas oblicuas con una combinación de fallas de golpe-deslizamiento y hundimiento-deslizamiento. Cada grupo de fallas tiene sus propias características con respecto a geometría, estructura asociada y terremoto potencial. (Tüysüz, 2005)

Figura 4.2 Clases de fallas



Fallas de hundimiento-deslizamiento, choque-deslizamiento y deslizamiento oblicuo.

Fuente: Dynamics of the Earth, Faults and Earthquakes, pág. 6.

Los registros históricos e instrumentales de terremotos anteriores proveen información útil de la actividad de una falla. La paleosismología, estudia la locación, hora y tamaño de los terremotos históricos importantes sirve para determinar la actividad de una falla.

Estudios recientes indican que el estrés de corte puede ser transferido de un segmento a otro, los terremotos liberan parte de su estrés que se va acumulando lentamente a medida que las placas de la Tierra se acercan o alejan unas a otras. Un terremoto libera el estrés mediante la ruptura de una segmento de la falla, pero eleva el estrés en sitios donde la falla se desliza. (Tüysüz, 2005)

Un terremoto puede desencadenar otros terremotos por transmisión de energía y dinámica de activación. A lo que se le llama *dinámica de disparo* que son los cambios dinámicos de estrés durante el paso de las ondas sísmicas.

## 1. Ondas sísmicas

a. Las ondas internas o *Body waves* son de dos tipos P y S. Ondas P (primarias) son compresivas y longitudinales donde el movimiento individual de las partículas está en la dirección de la propagación, son muy rápidas (4-7 Km/seg) y son las primeras en llegar a los sismógrafos, seguidas por un terremoto. Ondas S (secundarias) son ondas transversales o de corte donde el movimiento individual de las partículas está en ángulos

rectos de la dirección de propagación, viajan de 2-5 km/seg en roca sólida. En contraste con las ondas P, las ondas S no pueden pasar a través de líquidos y gases. (Tüysüz, 2005)

b. Las ondas superficiales son observadas cercanas a la superficie de la Tierra y son subdivididas en ondas *Love* y *Rayleigh*. Ambas viajan más despacio que las ondas internas. En las ondas *Love*, el movimiento es horizontal y transversal análogamente a las ondas S, no viajan en líquidos. Las ondas *Rayleigh*, son más lentas que las ondas *Love*, se mueven elípticamente en un plano vertical orientado en la dirección de la onda de propagación. Estas son destructivas para edificios porque producen vibración intensa y movimientos terrestres y tardan más tiempo en pasar. (Tüysüz, 2005)

2. Aparatos para medir sismos. Medir e interpretar ondas sísmicas es complejo. La complejidad comienza en la fuente del terremoto debido al patrón de liberación de tensión, propiedades de los materiales en los cuales viaja la onda desde la fuente del terremoto hasta la estación de registro.

Para detectar las ondas sísmicas producidas por los terremotos se utilizan aparatos llamados sismómetros o sismógrafos. En su desarrollo intervinieron el sismólogo inglés John Milne (1850 - 1913), considerando como su creador, y el ruso B. B. Galitzin (1862 - 1916) que diseñó el primer sismógrafo electromagnético. (Reyes, 2006:5)

Estos aparatos amplifican el movimiento del suelo, lo que permite detectarlos, estos son imperceptibles al hombre; pueden ser producidos por terremotos muy pequeños o por grandes pero muy lejanos.

Los sismogramas dependen del tipo de fuente que originó el temblor, la posición de la estación que lo registró respecto de la fuente, el medio por el cual se propagaron las ondas sísmicas, y el tipo de instrumento en la estación. (insivumeh.gob.gt)

Al moverse el suelo, que tiende a permanecer en reposo, se registra en el sistema que amplifica el desplazamiento real del suelo, el sismógrafo lo graba en papel, película fotográfica o en forma digital. Junto al sistema hay un reloj que da la marca de tiempo. (insivumeh.gob.gt)

Para estudiar la sismicidad de una región se utiliza un conjunto de sismómetros. Estos debidamente distribuidos y sincronizados forman una red sismográfica. La red está formada de estaciones remotas y una estación central. Las estaciones remotas funcionan automáticamente, y envían la señal a la estación central por algún sistema de comunicación: radio, línea telefónica, etc. En la estación central se sincronizan y graban las señales de todas las estaciones. (Molina, 2004)

Los avances recientes en tecnología de sensores sísmicos, los sistemas de registro de datos, comunicaciones digitales, y hardware y software hacen posible la construcción fiable y en tiempo real de sistemas de información de terremotos. Estos sistemas constituyen un medio para las regiones urbanas modernas para hacer frente a las consecuencias de los grandes terremotos y, en algunos casos, se pueden establecer sistemas de alerta, segundos antes de la llegada de las ondas sísmicas. En el largo plazo, estos sistemas también proporcionan datos básicos para las estrategias de mitigación (Kanamori *et al*, 1997: 1).

3. Escala de los sismos. Actualmente las escalas más empleadas son la de Mercalli Modificada (MM), ésta se basa en la intensidad de los sismos.

Hasta 1935, cuando el uso de la magnitud fue introducida a la sismología por Richter, la fuerza del terremoto era caracterizado en términos de su intensidad. Richter desarrolló una escala logarítmica, cuantificando instrumentalmente los terremotos. La magnitud Richter es la cantidad de energía liberada durante un terremoto. Varias escalas de magnitud han sido usadas a través del tiempo, como Magnitud de las Ondas Superficiales ( $M_s$ ), Magnitud de las Ondas Cuerpo ( $M_b$ ), Magnitud Local ( $M_L$ ), Duración de la Magnitud ( $M_D$ ) o Magnitud Coda ( $M_C$ ), han tenido limitaciones en el registro de ondas sísmicas, tamaño del foco y distancia a las estaciones de registro. Kanamori (1983: 185-199) propuso una escala diferente de magnitud, Magnitud de Momento ( $M_w$  o  $M$ ) consistente con las escalas anteriores. El uso de escala de momento ha sido preferido por científicos de la tierra por ser más cuantitativa y de bases físicas. (Tüysüz, 2005).

## V. RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER

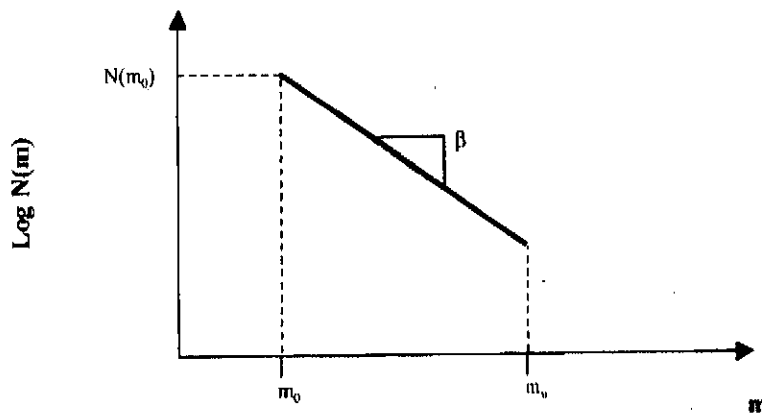
Como es natural, el número de terremotos pequeños es mucho mayor que el de los grandes. En toda la Tierra, durante un año, tienen lugar, aproximadamente, un terremoto de magnitud mayor de 8, veinte entre 7 y 8, siete mil entre 4 y 5 y el número de terremotos de magnitud entre 3 y 4 pasa de los cincuenta mil. (Reyes, 2006:8)

Esta observación fue cuantificada por Beno Gutenberg y Charles Richter en 1940 por medio de la relación frecuencia de ocurrencia-magnitud sísmica logarítmica. (Ewald, 2010:9)

Al seguir un método por zonas, la sismicidad se debe caracterizar por una ley que relacione el tamaño de los sismos con la frecuencia de ocurrencia, para expresar la distribución de magnitudes. Se considera un modelo extrapolable para poder hacer predicciones de la sismicidad de la zona.

Uno de los modelos más empleados es la relación Gutenberg-Richter, publicada en el *Bulletin of the Seismological Society of America* de 1944 en el artículo *Frequency of Earthquakes in California* por Beno Gutenberg y C. F. Richter y posteriormente ampliada y explicada en su libro *Seismicity of The Earth, and associated phenomena*, publicado en 1949 por Princeton University Press.

Figura. 5.1 Relación Magnitud-Log(frecuencia de ocurrencia)



Representación de la relación Gutenberg-Richter para una zona de falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson truncada con un umbral inferior de magnitud  $m_0$  y uno superior  $m_u$ .

La tasa de recurrencia de los terremotos se supone que siga la relación acumulada de Gutenberg-Richter. Esta establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona, asumiendo que el número acumulativo de sismos que superan cada grado de magnitud varía linealmente con este parámetro. (Benito *et al*, 2009)

La expresión matemática de relación de Gutenberg-Richter es:

$$\text{Log } N = a - b \cdot M$$

donde  $M$  es la magnitud,  $N$  es el número de eventos por año con magnitud mayor o igual a  $M$ , y los parámetros,  $a$  y  $b$  son constantes. La relación aparece con pocas excepciones y se ajusta muy bien, lo que indica una auto-similitud de terremotos.

En los análisis de riesgo sísmico se usa una versión modificada y truncada de esta relación, utilizando una magnitud límite inferior (umbral)  $M_{\text{inf}}$ , una magnitud límite superior  $M_{\text{max}}$ , el parámetro de la pendiente

$$\beta = b \cdot \ln(10)$$

describe la relación entre el número de terremotos pequeños y mayores, y, el parámetro de tasa de actividad

$$A = a (M_{\text{inf}})$$

describe el número de eventos en la región de origen con magnitud igual o mayor a  $M_{\text{inf}}$ . El parámetro  $a$  es susceptible a variar sustancialmente de una fuente sísmica a otra, para una región como Centroamérica el valor  $b$  también se esperara que varíe significativamente.

La magnitud límite inferior  $M_{\text{inf}}$  es una magnitud umbral de trabajo, su selección es una cuestión de riesgo sísmico en lugar de peligrosidad sísmica. La regla general es que los terremotos de magnitud más baja no deben representar ningún riesgo, y comúnmente se utilizan valores que no deberían plantear ningún riesgo para las instalaciones debidamente diseñadas (Villagrán *et al*, 1994:3).

Dicha relación es invariante con la escala, es decir, que la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños, dentro de un rango especificado de magnitudes, es constante. Éste se utiliza comúnmente para la caracterización de zonas altamente sísmicas y con fallas activas. (Benito *et al*, 2008:46)

El modelo para la aparición de exceso de movimientos de tierra es de un nivel determinado en un sitio específico, se supone que es la de un proceso de Poisson. Para el ajuste de la sismicidad de una zona a este modelo se consideran generalmente los datos de sismicidad histórica e instrumental, y se determinan los parámetros  $a$  y  $b$  mediante análisis de regresión. (Benito *et al*, 2008: 45-47).

La hipótesis física para que la relación Gutenberg-Richter sea universal, es que el proceso de crecimiento de un terremoto puede ser modelado como una lucha entre las fuerzas de empuje (estrés inducido por ruptura) y las fuerzas de paro (la resistencia de una falla sin romper) (Felzer, 2007: 7-12).

La distribución de magnitud Gutenberg-Richter es universal, es decir, no es afectada por variaciones en condiciones físicas. Concluyendo, un modelo simple en el cual el crecimiento potencial de un terremoto es proporcional al área de falla presente mientras que la resistencia se mantiene constante es la relación universal Gutenberg-Richter. (Felzer, 2007: 7-12).

Se cree que los terremotos de igual tamaño tienen una ocurrencia regular, a lo largo de la historia muchas fallas muestran gran variabilidad en sus patrones temporales y espaciales. El intervalo de recurrencia para la evaluación de amenaza sísmica puede involucrar datos reales de terremotos individuales en lugar de valores promedio. (Felzer, 2007: 7-12).

Se ha señalado que la relación Gutenberg-Richter se utiliza para evaluar la tasa de recurrencia de eventos sísmicos. La ocurrencia cíclica de los terremotos se sabe es muy complicado, en Centroamérica se podría esperar algunas desviaciones por la falta de memoria en la distribución de Poisson, de algunos defectos de la brecha sísmica y algunos de los llamados terremotos característicos. Este último abarca los casos en que la repetición de un terremoto grande no es coherente con la recurrencia de eventos

intermedios y pequeños. En la práctica esto significa que hay algunos grandes eventos raros que no podían ser esperados de la sismicidad anterior, y se encuentra también algunas veces que la sismicidad en las últimas décadas (incluso siglos) de los grandes terremotos es difícil de describir con cualquier modelo de recurrencia conocida. (Villagrán, 1994:40)

En Guatemala se encuentran dos zonas de fallas importantes que parece pertenecen al tipo de sismicidad que se describe anteriormente. En la región del norte de México-Guatemala y Chixoy-Polochic y Motagua-San Agustín el sistema de fallas tiene una historia muy desequilibrada de la ocurrencia de terremotos, a pesar de que parte de este desequilibrio probablemente puede atribuirse a deficiencias en catálogos sísmicos. (Villagrán, 1994:40)

A. Valores de recurrencia:  $a$ ,  $b$  y  $N$ :

Una relación de escala para terremotos fundamental, de una región y durante un periodo de tiempo determinado, es el número de eventos  $N$  con el momento sísmico igual al mayor que  $M$  está dado por:

$$N(M_0) = AM_0^{-b}$$

donde  $A$  es una variable en el tiempo y el espacio. Esta es la relación de Gutenberg Richter que se puede convertir a la forma más común:

$$\log N = a - bM$$

esta relación es esencialmente una ley de potencia típica para los conjuntos de fractales, que implica invariancia de escala y máxima verosimilitud, y donde el coeficiente  $b$  (que se relaciona con la dimensión de máxima verosimilitud fractal) a menudo tiene un valor cercano o ligeramente inferior a 1.

La estimación del valor  $b$  es vinculado a menudo con importantes fuentes de errores y el sesgo. Por lo tanto, el valor  $b$  es calculado de la siguiente manera: (Villagrán, 1994:41)

- Empleando una zonificación profunda desarrollada previamente, primero se determinar el valor  $b$  correspondiente y, a continuación este valor se

impone a cada una de las zonas respectivas para el cálculo del valor  $a$  asociado (y por lo tanto los valores de  $N$ ).

- Comúnmente se encuentra que los valores de  $b$  para fallas específicas son más bajos que los promedios regionales (los valores de área de la zona), que, de hecho es consistente con el concepto de terremotos característicos. Un bajo valor para  $b$  es por la liberación de momento acumulado que disminuye suficientemente rápido con la disminución de magnitud.

De la relación de recurrencia se ve que los valores de  $N$  (número de eventos de igual o mayor que la magnitud  $M$ ) son consecuencia directa de los valores  $a$  que a su vez se puede determinar tan pronto como los valores  $b$  sustituyendo el límite inferior que se discutió anteriormente. (Villagrán, 1994:41)

## B. Aspectos técnicos del Modelo

1. Distribuciones de Pareto. Algunos fenómenos naturales o inducidos por el hombre evidencian un comportamiento según leyes de potencias, en particular estas leyes se utilizan para aproximar la distribución de los tamaños de los terremotos y de las erupciones volcánicas, golpes de relámpagos, redes fluviales, incendios de bosques, extinciones de especies biológicas, bajas en guerras, tráfico de internet, réditos de inversiones en bolsa, y pagos de seguros, entre otros. La distribución de la ley de potencias de tamaños, indica que el número  $N(x)$  de objetos de tamaño mayor que  $x$  decrece como potencia de  $x$ :

$$N(x) \sim x^{-\alpha}, \alpha > 0.$$

La ley de potencias es invariante por escalas, aunque dicho cambio de escalas afecta específicamente la constante de normalización para la proporcionalidad anterior. Al normalizar esta ley de potencias, la distribución se denomina distribución de Pareto, la cual tiene funciones de distribución acumulativa  $F(x)$  y de distribución de probabilidades, dadas por

$$F(x) = 1 - x^{-\alpha}$$

$$f(x) = \alpha x^{-1-\alpha}, x > 1, \alpha > 0.$$

En algunos casos, la distribución de Pareto registra buenos ajustes a las observaciones mayores  $x > x_0$ , pero no necesariamente en toda la muestra de estudio. Estos procesos se dice tienen *colas con la ley de potencias*. Esta descripción es útil especialmente cuando se describen y modelan procesos con desviaciones grandes, es decir una situación en la que se está especialmente interesado en los datos más grandes posibles, y la distribución específica de los datos más pequeños puede ser despreciada. Una distribución que asigna una probabilidad no ignorable a los datos muy grandes se denomina *de cola fuerte*. Desde una perspectiva probabilística, estas distribuciones de cola fuerte tienen segundo momento (varianza) infinita, y si el parámetro  $\alpha \leq 1$ , es el valor del primer momento de la distribución (valor esperado o media) es también infinito.

Como se ha mencionado, la distribución de los tamaños de los terremotos está descrita por la conocida relación magnitud-frecuencia de Gutenberg –Richter:

$$\log[N(m)] = a - bm, b \approx 1,$$

donde  $N(m)$  es el número anual de terremotos con magnitud mayor o igual que  $m$ . Es del caso indicar que la magnitud de los terremotos está relacionada con el momento sísmico escalar  $M$  por medio de:

$$m = \frac{2}{3} \cdot \log(M) + c$$

de esta relación se deduce que la relación Gutenberg-Richter es un caso especial de la ley de potencias para el número  $N(M)$  de terremotos con momento sísmico arriba de  $M$ :

$$N(M) \sim M^{-\alpha}, \alpha = \frac{2}{3}b$$

La evidencia universal sugiere que el parámetro  $\alpha$  es constante e igual a  $2/3$ . Sin embargo, estudios realizados en la década de los 90 del siglo pasado, indicaron que

algunas variables geométricas que dependen del momento sísmico podrían corresponder a distribuciones del tipo Pareto con  $\alpha$  no necesariamente constante.

2. Metodología Estadística. El modelo original de Gutenberg-Richter es un caso de la distribución de Pareto. En ese sentido, al considerar la relación entre el tamaño de los terremotos y el momento sísmico, el modelo se transforma en un modelo lineal con dos objetivos: i) evitar el uso específico del momento sísmico al trasladar el enfoque de la relación al tamaño de los terremotos; y ii) favorecer el cálculo de la constante  $b$  para una muestra de terremotos.

Debe notarse que siempre que exista la necesidad de encontrar los parámetros de una distribución de potencias o exponencial, la aplicación de logaritmos, transforma el problema al cálculo de una regresión lineal. Esto no significa que la relación entre las variables originales sea lineal. La significancia estadística de los parámetros calculados se realiza por medio de la evaluación de los test del coeficiente de correlación lineal ( $r^2$ ), para la distribución de los puntos, y de la  $t$  de Student y la prueba de la probabilidad  $p$ , específicamente para los parámetros de la regresión lineal.

### C. Amenaza sísmica

La Amenaza sísmica se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno, como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia, durante un período de tiempo específico. Éste es un concepto probabilista, en el que se debe especificar qué nivel de movimiento del suelo se considera constitutivo de peligro potencial y durante qué período de tiempo se espera que ocurra un sismo que produzca tal movimiento. (Benito *et al*, 2008:37)

La relación Gutenberg-Richter se utiliza cuando se sigue un método zonificado en la metodología de PSHA (*Probabilistic Seismic Hazard Assessment*), que se ha utilizado en las últimas dos décadas para el estudio de la amenaza sísmica. Caracterizando cada zona sísmica donde se relacione el tamaño de sismos albergados en ella con su frecuencia, expresando así la distribución temporal de magnitudes (o bien de intensidades). En el

análisis PSHA se asume que la ley de recurrencia obtenida para el pasado es extrapolable para la predicción de la sismicidad en el futuro. (Benito *et al*, 2008:39)

## VI. APLICACIÓN DE LA RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER PARA GUATEMALA

### A. Datos

Tabla 6.1 Resumen de sismos de mayor magnitud por año (1988 - 2010) en Guatemala

Año	Latitud grados Norte	Longitud grados Oeste	Profundidad (Km)	Estaciones donde se registró	Magnitud Escala Richter	Total de sismos registrados
1984	14.526	95.421	50.0	9	5.9	1193
1985	15.628	92.165	105.3	12	6.2	2606
1986	15.245	92.181	46.9	15	6.4	3201
1987	16.170	92.709	1.7	8	5.9	2671
1988	11.226	86.193	50.0	18	5.8	4381
1989	17.507	97.790	62.4	7	6.4	2298
1990	12.455	88.813	262.3	4	6.3	1397
1991	14.075	89.990	179.6	13	5.8	720
1992	14.829	92.382	34.1	6	5.9	1380
1993	13.512	96.845	49.2	5	6.1	1913
1994	16.818	86.028	6.0	4	6.7	778
1995	15.237	88.915	50.0	3	5.8	422
1996	13.737	90.430	27.5	6	6.2	650
1997	13.433	90.822	12.7	3	5.5	1087
1998	18.324	-1.146	50.0	1	6.7	926
1999	46.168	69.517	50.0	1	6.2	1645
2000	15.103	94.137	6.0	8	5.3	625
2001	12.524	88.643	0.0	8	7.0	961
2002	17.701	98.544	80.8	10	6.0	713
2003	18.807	-3.886	33.0	9	6.6	1387
2004	11.060	86.481	35.2	9	6.0	1047
2005	10.316	87.222	671.1	4	5.7	944
2006	14.917	95.150	50.0	8	5.4	986
2007	11.640	88.554	700.0	5	5.6	905
2008	14.194	92.738	5.5	12	6.0	1400
2009	16.784	86.170	20.2	7	7.0	1754
2010	18.126	-0.793	0.0	5	6.0	234

(La magnitud presentada es la mayor en ese año)

Fuente: INSIVUMEH

A continuación se muestra la distribución de los terremotos en Guatemala para el período de 1984 hasta marzo 2010. En la gráfica se puede observar que, según este período de sismos se alcanza el máximo en 1988. A partir de 1989, y con pocas excepciones, el número de sismos disminuyó y luego se muestra estable, hasta el final del período en donde se muestra de nuevo una leve tendencia creciente. En el anexo D se encuentra un mapa de Guatemala, con estos sismos localizados por puntos.

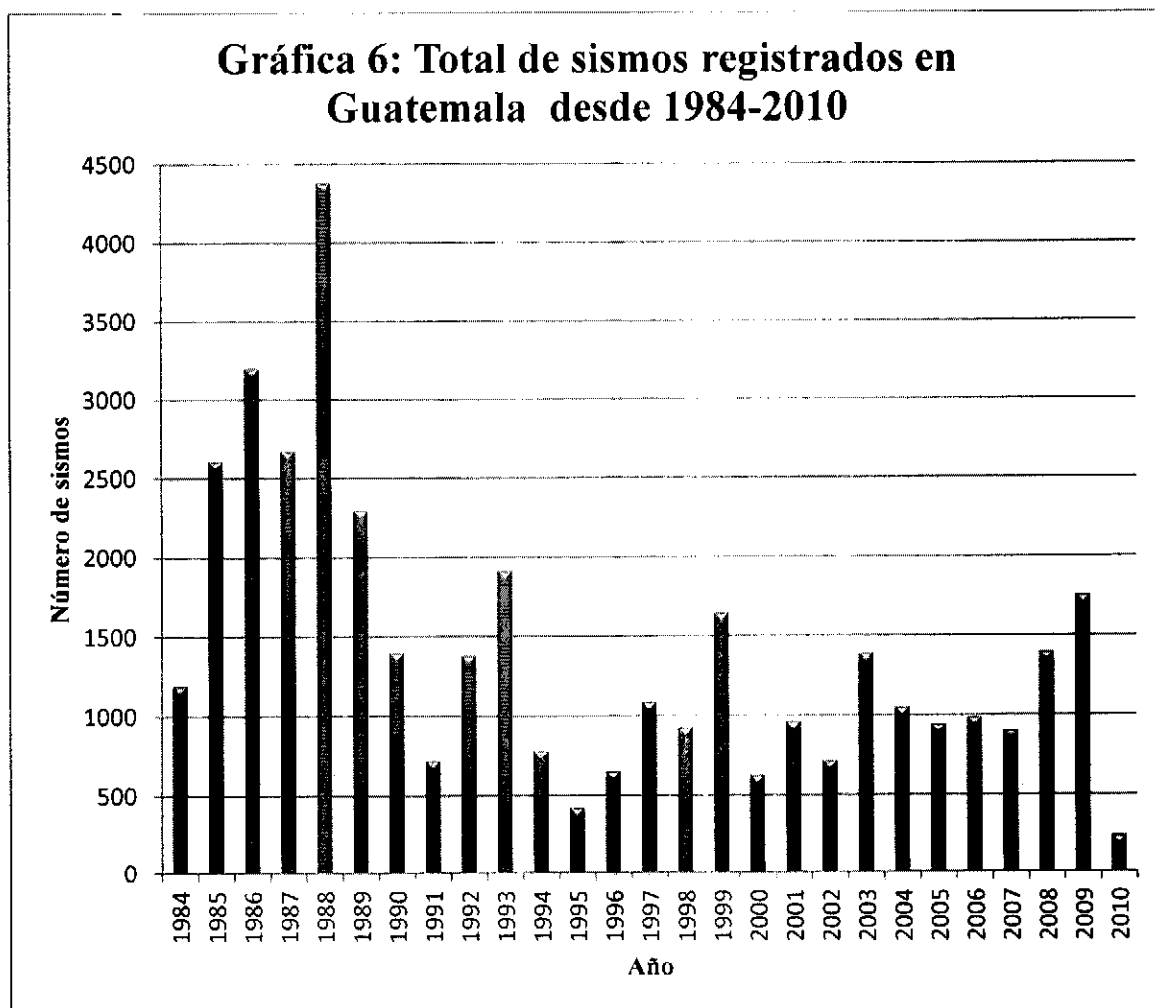


Tabla 6.2 Datos utilizados para el cálculo de la pendiente  $b$ 

Magnitud	Frecuencia de ocurrencia	Log (frecuencia)
3	1235	3.09166696
3.1	1373	3.13767054
3.2	1819	3.2598327
3.3	2031	3.30770992
3.4	2462	3.39128805
3.5	2560	3.40823997
3.6	2797	3.44669247
3.7	2631	3.42012085
3.8	2412	3.3823773
3.9	2304	3.36248247
4	2134	3.32919442
4.1	1743	3.24129739
4.2	1540	3.18752072
4.3	1306	3.11594318
4.4	1029	3.01241537
4.5	837	2.92272546
4.6	656	2.81690384
4.7	495	2.6946052
4.8	373	2.57170883
4.9	319	2.50379068
5	224	2.35024802
5.1	169	2.2278867
5.2	117	2.06818586
5.3	73	1.86332286
5.4	72	1.8573325
5.5	37	1.56820172
5.6	17	1.23044892
5.7	23	1.36172784
5.8	25	1.39794001
5.9	11	1.04139269
6	8	0.90308999
6.1	4	0.60205999
6.2	3	0.47712125
6.3	3	0.47712125
6.4	2	0.30103
6.6	1	0
6.7	2	0.30103
7	2	0.30103

Tabla 6.3 Datos utilizados para el cálculo del parámetro  $a$ 

Magnitud	frecuencia	Log (frecuencia)
2	2	0.30103
2.1	2	0.30103
2.3	4	0.60205999
2.5	4	0.60205999
2.6	8	0.90308999
2.7	15	1.17609126
2.8	10	1
2.9	11	1.04139269
3	22	1.34242268
3.1	32	1.50514998
3.2	71	1.85125835
3.3	113	2.05307844
3.4	132	2.12057393
3.5	144	2.15836249
3.6	132	2.12057393
3.7	132	2.12057393
3.8	98	1.99122608
3.9	90	1.95424251
4	78	1.8920946
4.1	67	1.8260748
4.2	50	1.69897
4.3	55	1.74036269
4.4	31	1.49136169
4.5	20	1.30103
4.6	17	1.23044892
4.7	13	1.11394335
4.8	7	0.84509804
4.9	6	0.77815125
5	4	0.60205999
5.1	1	0
5.2	2	0.30103
5.3	1	0
5.4	1	0
6.6	1	0

## A. Metodología

Los datos utilizados en este trabajo fueron obtenidos de los registros del Departamento de Sismología del INSIVUMEH. Estos fueron contabilizados y separados por magnitud, para poder obtener la frecuencia de ocurrencia de sismos mayores de 3.5 en Guatemala. Se utilizaron 23,928 sismos distribuidos entre 32 categorías, donde cada una representa la magnitud desde 3.6 a 7, como se muestra en la Tabla 7.2. Se aplicó la relación Gutenberg-Richter para llegar al resultado presentado en las gráficas 7.2 a 7.4, obteniéndose los parámetros  $a$  y  $b$ , por medio de una regresión lineal, utilizando los sismos ocurridos en el año 2003 para encontrar el parámetro  $a$  y todos los registrados desde 1984 hasta 2010 para  $b$ , como lo sugiere Karen Felzer, (Felzer, 2006:3) y que es confirmado en el proyecto RESIS II (Benito *et al*, 2008:56). Se comparan estos datos con los presentados en el proyecto RESIS II para Guatemala. En el anexo B se encuentran los datos centroamericanos presentados por este mismo proyecto.

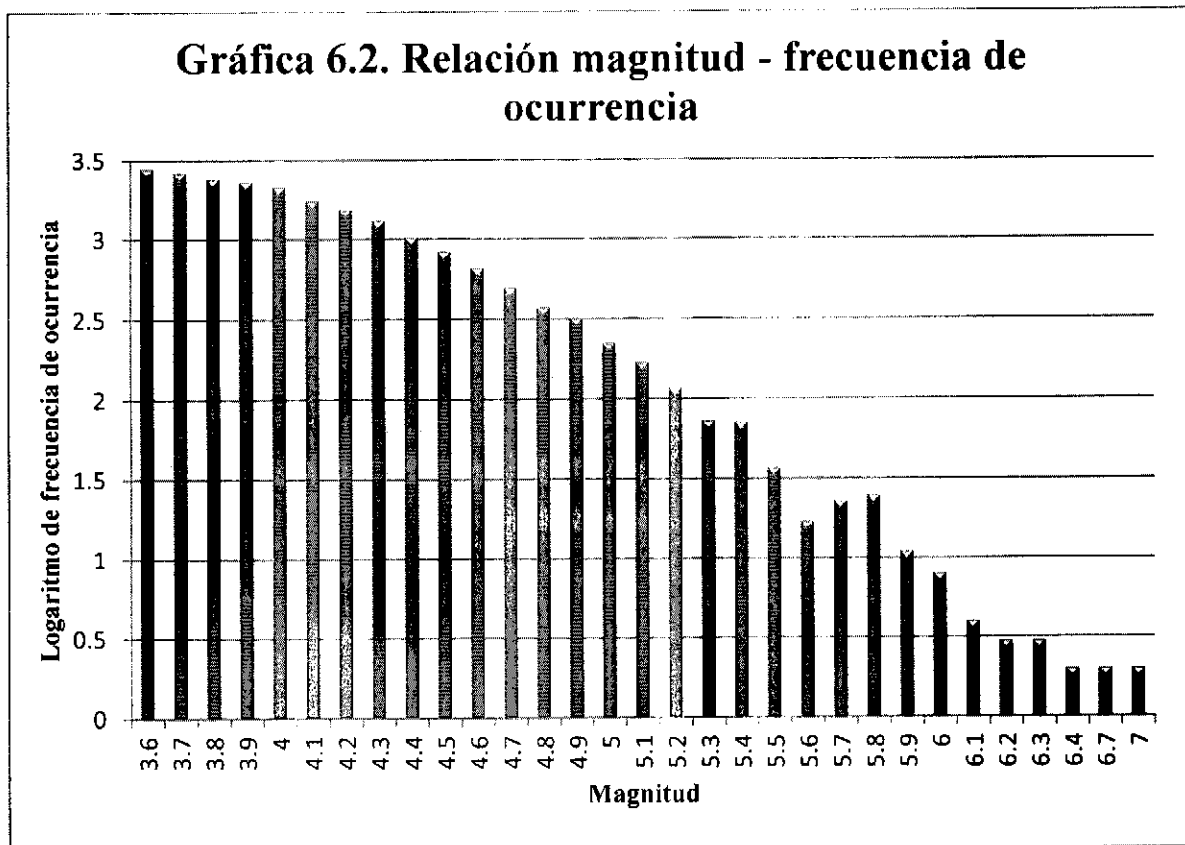
Tabla 6.4 Valores de comparación

Parámetro	Intervalo de comparación
$a$	4.07 – 4.84
$b$	0.83 – 0.92

Se utilizó la relación Gutenberg-Richter truncada, es decir, los datos presentan una magnitud mínima y máxima, que para este caso en particular se utilizó la magnitud 3.6<sup>1</sup> y la magnitud 7 respectivamente.

---

<sup>1</sup> Se utilizó la magnitud 3.6 por ser la moda de los datos analizados.



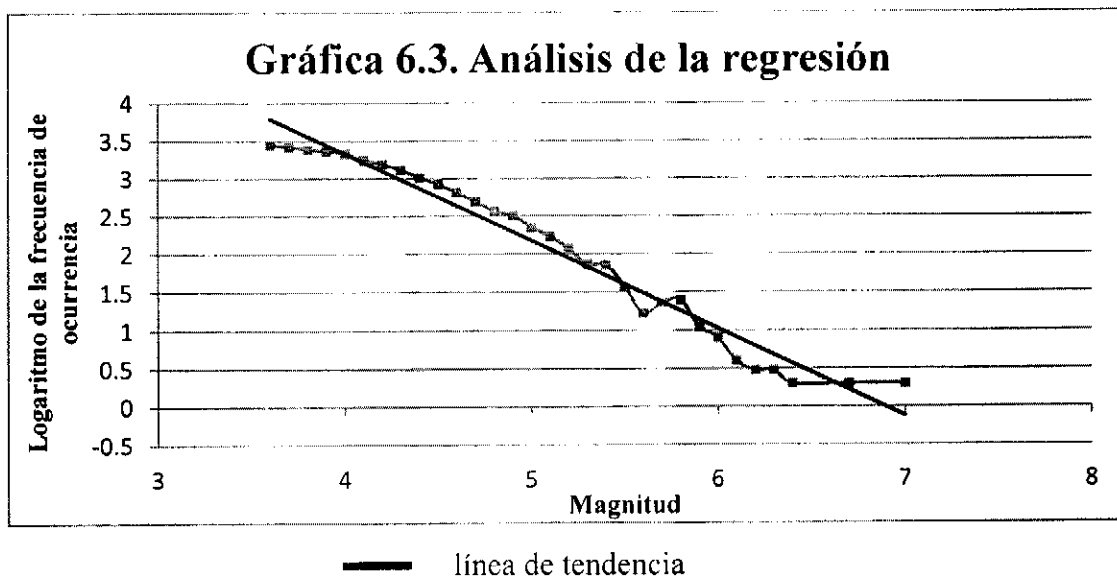
## B. Resultados

1. Encontrar el parámetro  $b$ . El valor  $b$  es el índice de sismicidad, es decir la pendiente de la relación Gutenberg-Richter (Benito, 2008).

Al aplicar el método de mínimos cuadrados, se obtuvo la ecuación:

$$\log(N) = -1.1504M + 7.9325$$

La magnitud de la pendiente obtenida es  $b = 1.1504$ . Dicho procedimiento se realizó utilizando todas las frecuencias de ocurrencia con magnitudes mayores a 3.6, para los años entre 1984 a 2010.

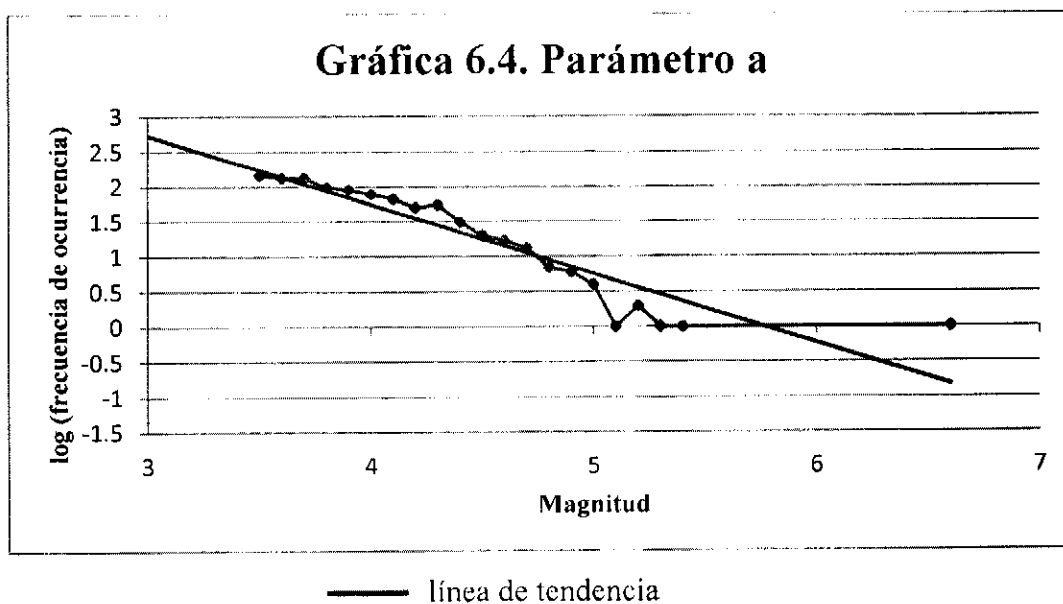


2. Encontrar el parámetro  $a$ . El parámetro  $a$  es la ordenada en el origen de la relación Gutenberg-Richter, normalizado a un año (Benito, 2008: 120).

Para encontrar el parámetro  $a$ , se utilizó la relación Gutenberg-Richter para el año específico 2003, también por medio de mínimos cuadrados,

$$\log(N) = -0.987M + 5.6917$$

Entonces  $a = 5.6917$ .



### C. Análisis de resultados

El análisis estadístico de la regresión indica que:

- Existe una fuerte relación lineal entre la magnitud de los terremotos y el logaritmo de la frecuencia ( $r^2 > 0.9$ ).
- La pendiente de la recta de regresión es de 1.15 y su ordenada en el origen 7.93. Esta pendiente es el parámetro  $b$  del modelo Gutenberg-Richter, y aplicando una prueba de hipótesis mediante la distribución  $t$  de Student, y con un nivel de confianza del 95%, se concluye que el valor de  $b=1.15$  es estadísticamente diferente de 1.

Es importante notar que con el conjunto de datos considerado, es decir tomando magnitudes de terremotos mayores o iguales a 3.6 el valor obtenido para el parámetro  $b$ , impide concluir el cumplimiento de la relación Gutenberg-Richter para Guatemala, sin embargo, si se consideran los terremotos con magnitud mayor o igual a 5.1 el valor del parámetro  $b$  que se obtiene es estadísticamente igual a 1, cumpliéndose así la relación Gutenberg-Richter para Guatemala<sup>2</sup>.

A continuación se presentan algunas causas por las que el parámetro  $b$  obtenido es diferente a 1: (Felzer, 2006: 3-20)

1. Tomar un conjunto de datos demasiado pequeño.
2. Utilizar la magnitud mínima diferente que la utilizada para el intervalo de comparación.
3. Partir de errores de magnitud, es decir, aunque es deseable la utilización de la misma fórmula de magnitud, los catálogos no siempre presentan uniformidad, ya sea por el cambio de instrumentación, la fórmula de magnitud utilizada, la distribución de las estaciones, etc.
4. Delimitar el análisis a una zona geográfica muy restringida.

---

<sup>2</sup> La prueba de hipótesis para la significancia estadística del parámetro  $b$  obtenido se encuentra en el anexo A.

En diferentes épocas se presentan diferentes tipos de sismicidad, pero al aplicar la relación Gutenberg-Richter éstas muestran una relación dentro de un factor de 2 (Felzer, 2006: 3-20). Según Antonie Correig, (Correig, 2006: 41-43), no se puede determinar el parámetro  $b$  con exactitud ya que los terremotos citados en un catálogo sísmico no hacen la diferencia entre el terremoto principal y las réplicas, hay terremotos que pueden ser accionados o disparados por otros desde lugares lejanos.

Para el tratamiento de los datos se consideró la información correspondiente a las frecuencias de sismos de magnitud mayor o igual a 3.6, esto es debido a que en este punto se presenta la mayor cantidad de sismos con respecto a las otras magnitudes, en el intervalo de tiempo de 1984 a 2010.

En lo que respecta al parámetro  $a$ , existen muchas razones por las cuales el valor no se encuentra entre el intervalo de comparación, una de ellas puede ser que no se utilizó el mismo año que los valores que se comparan, en el proyecto RESIS II no se menciona. El criterio para la utilización de ese año fue principalmente que en ese año hubo un evento de 6.6. Aunque no se encuentra en él el sismo de mayor magnitud, se considera que, de igual manera esto no afecta el resultado obtenido por encontrarse un sismo de esa magnitud y al aplicar el logaritmo a la frecuencia de ocurrencia éste es cero.

Aunque la frecuencia de ocurrencia promedio se situó en 747 sismos por magnitud en el período de tiempo comprendido por este estudio, cabe indicar que esta frecuencia se acumula fuertemente en las magnitudes entre 3.6 y 5, y disminuye aceleradamente cuando la magnitud aumenta.

En cuanto al logaritmo de la frecuencia de ocurrencia de los sismos, su promedio simple se sitúa en 2.09, con una varianza de 1.24. Por su parte, el promedio del logaritmo de la frecuencia de ocurrencia ponderado con la frecuencia de los sismos por su magnitud se situó en 3.22 y su varianza en 2.49. Esta diferencia puede explicarse parcialmente por el fuerte sesgo de la distribución hacia los valores bajos de magnitud de la muestra de datos.

## VII. CONCLUSIÓN

1. Del conjunto de datos considerado, es decir tomando magnitudes en la escala de Richter de terremotos mayores o iguales a 3.6 el valor obtenido para el parámetro  $b$ , impide concluir el cumplimiento de la relación Gutenberg-Richter para Guatemala, sin embargo, si se consideran los terremotos con magnitud mayor o igual a 5.1 el valor del parámetro  $b$  que se obtiene es estadísticamente igual a 1, cumpliéndose así la relación Gutenberg-Richter para Guatemala. Se comprobó que en la relación Gutenberg-Richter, aplicada a Guatemala, existe una fuerte relación lineal entre la magnitud de los terremotos y el logaritmo de la frecuencia, o sea que mantiene su validez.

## VIII. RECOMENDACIONES

1. Estudiar la validez estadística del parámetro  $b$  que se obtendría al aumentar, en varios casos el número de datos.
2. Realizar un trabajo de normalización entre la información contenida en los catálogos históricos y la generada recientemente por el INSIVUMEH. A partir de los datos normalizados ejecutar el cálculo del parámetro  $b$  para distintos conjuntos de datos a partir de una magnitud mínima.
3. Evaluar los distintos resultados para el parámetro  $b$  en un análisis comparativo para distintas regiones geográficas.

## VIII. CONSIDERACIONES PARA GUATEMALA

El factor más significativo que contribuye a la vulnerabilidad de Guatemala es su topografía rugosa. Las pendientes empinadas son utilizadas como base para construcciones inestables, aumentando la vulnerabilidad de estas áreas con respecto a los terremotos. (Villagrán *et al*, 1994).

Un problema significativo para Guatemala es la erosión del suelo aumentando la vulnerabilidad, especialmente en la época lluviosa cuando el suelo es poco estable por la saturación de agua. Otro problema es que la densidad del suelo amplifica las ondas sísmicas (Villagrán *et al*, 1994). El estudio de las propiedades de los suelos es necesario para amplificar los cálculos en áreas particulares y así poder utilizar una mejor evaluación de riesgo sísmico.

Para minimizar el impacto inmediato de grandes terremotos, se quiere tomar total ventaja de los avances tecnológicos en sismología, sensores, computadoras y telemetría, para desarrollar sistemas de información rápida y confiable para terremotos que están ocurriendo. El propósito de estos modernos sistemas de información es dar notificación de los parámetros de los terremotos (hora, locación y magnitud) y estimar el movimiento de la tierra (aceleración, velocidad, desplazamiento, amplitud espectral,...).

A lo largo del trabajo se presenta la teoría que el registro de las ondas internas y en especial las ondas P, viajan más rápido y pueden trasladarse en distintos medios, llegan antes que la sacudida misma y puede haber una alerta temprana, que en teoría el aviso en pocos segundos a estaciones próximas a las comunidades donde pueda ocurrir el desastre.

La recolección de información después de un terremoto sirve para diseñar mejoras en los sistemas y tener un mejor entendimiento de los sismos. Los movimientos terrestres de una gran variedad de terremotos permiten distinguir los efectos de la propagación de ondas. Las mediciones cuantificadas del desempeño de los edificios durante un terremoto, únicamente pueden ser tomadas durante las sacudidas.

Esto se convertiría en una realidad al prestar mayor servicio a las estaciones ya existentes y la ampliación de la red sismológica, así como la mejora de las instalaciones

donde trabaja el personal dedicado a la sismología en Guatemala. En el anexo C se muestra una descripción del INSIVUMEH y de las redes de aparatos para el registro de los sismos en Guatemala.

## BIBLIOGRAFÍA

- 1 Bar-Yossef. 2005. <Power Laws and Small World Phenomenon>. 9 pp
- 2 Benito, Belén, et al. 2008. *Proyecto RESIS II. Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centro América*. 237 pp.
- 3 Benito, Belén; E. Molina y L. Lain. *Metodología para estudio de Amenaza Sísmica en Guatemala. Aplicación al Diseño Sismoresistente*. INSIVUMEH.  
[http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/06upgrade/Seismicity-Rudiger/Benito\\_etal\\_ND.pdf](http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/06upgrade/Seismicity-Rudiger/Benito_etal_ND.pdf)
- 4 Benito, Ma. Belén. 2009. *Evaluación Regional de Amenaza Sísmica en Centroamérica*. Escuela Técnica Superior de Ingeniería en Topografía Geodesia y Cartografía. Centroamérica. 31 p.
- 5 Corral, Álvaro. 2007. <<Leyes de Escala, Universalidad y Renormalización en la ocurrencia de los terremotos en espacio, tiempo y tamaño>>. *Revista Iberoamericana de Física*. 3 (1): 55-61.
- 6 Correig, Antonie. 2006. <<Ocurrencia y Predicción de Terremotos, Bases Físicas>>. *Física de la Tierra*. 18: 25-45 pp.
- 7 Esper, Lidia B., Marta I. Torres y M. Gabriela Juárez. 2007. <<Estimación de la dimensión fractal de la actividad sísmica intermedia en el Noroeste Argentino>>. *Acta geológica lilloana*. 20 (1): 5-8 pp.
- 8 Ewald, Michael y F. Karababa. 2010. *El Modelo de Terremoto CatFocus Análisis de Riesgo de Alta Calidad*. PartnerRe. Bermuda. 24pp.
- 9 Felzer, Karen. 2006. *Universality of Gutenberg-Richter Relationship (with b=1)*. American Geophysical Union Meeting. USGS, USA.
- 10 Felzer, Karen. 2007. *Universality of the Gutenberg-Richter Relationship*. SCEHAP Conference. USGS. USA.
- 11 Gascón, Margarita y Esteban Fernández. 2001. <<Terremotos y sismos en la evolución urbana en Hispanoamérica. Ejemplos coloniales y estudio de caso>>. *Boletín CF+S* 16, Escuela Técnica Superior de Arquitectura de Madrid. ISSN 1578-097 X.
- 12 Geller, Robert y H. Kanamori. 1977. <<Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952>>. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 67 (3): 587-598

- 13 Gutenberg, Beno y C.F. Richter. 1949. *Seismicity of the earth, and associated phenomena*. USA, Princeton University Press, 295 pp.
- 14 Johnston, Barry. 2001. *Remodelación y Ampliación del Instituto de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología*, Guatemala, Universidad Francisco Marroquín, Facultad de Arquitectura. 97 pp.
- 15 Kanamori, Hiroo y T. Hanks. 1979. <<*A moment magnitude scale*>>. *Journal of Geophysical Research*. 84 (B5)
- 16 Kanamori, Hiroo, E. Hauksson y T. Heaton. 1997. <<*Real-time seismology and earthquake hazard mitigation*>>. *Nature*. 390: 461-464.
- 17 Kanamori, Hiroo. 1983. <<*Magnitude Scale and Quantification of Earthquakes*>>. *Technophysics*. 93: 185-199.
- 18 Molina, Enrique, *et al.* 2004. *Desarrollo, Características Técnicas y Experiencias en el Mantenimiento de la Red Sismológica Nacional*. Guatemala, INSIVUMEH, Unidad de Investigación y Servicios Geofísicos. 19 p.
- 19 Mader, H. M., *et al.* 2006. *Statistics in Volcanology*. United Kingdom. The Geological Society House. 296 p.
- 20 Molina, Enrique, M. Villagrán y J.P. Ligorría. 1996. *Amenaza Sísmica en Guatemala. Diagnostico de la prevención de desastres naturales en Guatemala con motivo de XX aniversario del Terremoto del 4 de febrero de 1976*, Guatemala, pp 19-38
- 21 Ramírez, Santiago. 1999. *Los sistemas complejos como instrumentos de conocimiento y transformación del mundo Octavio Miramontes Departamento de Sistemas Complejos*. México D.F. Departamento de Física, UNAM.
- 23 Sornette, Didier y A. Sornette. 1999. <<*General Theory of the modified Gutenberg-Richter Law for large seismic moments*>>. University of California. 24 pp.
- 24 Tüysüz, Okan. 2005. *Dynamics of the Earth, Faults and Earthquakes*. Turkey. ITU Eurasia Institute of Science. 21pp.
- 25 Villagrán, M, *et al.* 1994. *Seismic Hazard Assessment for Guatemala City*. Norstar. 70pp.

- 26 Walter, Martin. Weatherquakes, Earthquakes, *Mathematics and Climate Change*. Department of Mathematics. University of Colorado. 12 pp.
- 27 Zaliapin, I. V.; Y. Y. Kagan y F. Schoenberg. 2003. *Approximating the distribution of pareto sums*. UCLA. 53 pp.
- 28 Atlas de información territorial para el desarrollo sostenible y la reducción del riesgo. SICA. CEPREDENAC. <http://atlas.snet.gob.sv/>
- 29 U. S. Geological Survey <http://www.usgs.gov/>
- 30 Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología. <Http://www.insivumeh.gob.gt/>

## ANEXO A

### Análisis Estadístico: Prueba de Hipótesis

Según la relación Gutenberg-Richter el parámetro  $b$  está alrededor de uno, pero es necesario saber si el valor obtenido es estadísticamente diferente a 1.

Al ser una estimación de un proceso estadístico o estocástico, que está sujeto a error y el valor del estimador no tiene que ser igual al del parámetro. Por lo que se realizará una prueba de hipótesis.

Si llamamos  $b_e$  al coeficiente estimado y  $b_p$  al parámetro poblacional (en este caso  $b_p = 1$ ), las hipótesis se plantean de la siguiente forma:

Hipótesis nula:  $b_e = 1$

Hipótesis alternativa:  $b_e \neq 1$

Una prueba de hipótesis para una regresión lineal se hace una distribución normal tipo “t” (el sustento teórico es el teorema del límite central).

El estadístico de prueba es:

$$t = \frac{(b_e - b_p)}{SE},$$

en donde el SE es el error estándar de la estimación de  $b_e$ .

Al comparar el resultado con los valores críticos de tabla “t” considerando el nivel de significancia y grados de libertad.

Como se espera encontrar intuitivamente si la diferencia entre  $b_e$  y  $b_p$  es estadísticamente significativa de acuerdo al error estándar de la estimación del coeficiente.

Si no se rechaza la hipótesis nula, se comprueba que para nuestro caso el  $b_p$  encontrado se comporta de acuerdo a la teoría, pero si por el contrario, la hipótesis nula es rechazada, es necesario argumentar el por qué de la diferencia.

⇒ Al aplicar a los datos proporcionados por el INSIVUMEH:

Sea,

Hipótesis nula:  $b_e = 1$

e Hipótesis alternativa:  $b_e \neq 1$

Si se utiliza un nivel de confianza del 95%, a continuación se detallan los resultados para las diferentes magnitudes tomadas a consideración.

⇒ *Magnitud 3.6*

Datos:

$$b_p = -1$$

$$N = 31$$

$$b_e = -1.150422377$$

$$\Rightarrow \text{grados de libertad} = n - 2 = 29$$

$$SE = 0.038160351$$

Resultados:

$$t_e = 3.941849957$$

$$\text{Valor Critico} = 2.0452$$

Se rechaza la hipótesis nula.

⇒ *Magnitud 5.1*

Datos:

$$b_p = -1$$

$$N = 16$$

$$b_e = -1.17033014$$

$$\Rightarrow \text{grados de libertad} = n - 2 = 14$$

$$SE = 0.10256255$$

Resultados:

$$t_e = 1.660744$$

$$\text{Valor Critico} = 2.1448$$

Se acepta la hipótesis nula.

Según la distribución de Pareto, se considera que para colas grandes se puede considerar la regresión lineal como una buena aproximación para la curva a analizar, entonces surge la pregunta, cuanto es grande, como se puede observar para el caso

particular de los sismos ocurridos entre 1984 y 2010 en la república de Guatemala, un sismo grande puede ser considerado mayor de 5.1. Influyendo además varios factores.

Existen diferentes razones que afectan el cálculo del parámetro  $b$ : (Mader *et al*, 2006: 115-127).

1. Por la sensibilidad del equipo de red en las cuales se están haciendo las mediciones, al momento de registrar los datos la red no tiene la capacidad de detectar todos los eventos que estén por debajo del valor de sensibilidad de la red.
2. Que exista dependencia entre el material del cual está hecho el suelo y la magnitud de los eventos. El comportamiento mecánico de la fractura de las rocas puede ser descrito por un proceso físico aleatorio.
3. Que  $b$  sea influenciado por gradientes térmicos.
4. Porque los eventos registrados se encuentren en regiones tectónicas o volcánico-tectónicas, en las cuales se registre una pequeña curvatura en los datos y haga que la relación no sea del todo lineal.
5. Que la relación no sea del todo lineal puede entenderse como la superposición de varios procesos, como ruptura elástica y fracturas hidráulicas, estas pueden estar relacionadas a variaciones temporales y espaciales de  $b$ .
6. El desplazamiento temporal presentado en la función de probabilidad, puede ser presentado usando una secuencia de variables aleatorias, que están relacionados a ciertos periodos en el tiempo, esta secuencia es conocida como un proceso estocástico.

## ANEXO B

### Aplicación de la relación Gutenberg-Richter para Centroamérica

A continuación se muestra un análisis por zonas nacionales para Centroamérica, propuesto por el proyecto RESIS II, Coordinado por María Belén Benito Oterino, en el cual colaboraron profesionales de los diferentes países de Centroamérica y Panamá, en diciembre de 2009, donde se presenta una zonificación con detalle diferenciando zonas dentro de cada país.

#### B.1. Zonas sísmicas de la región interplaca (subducción)

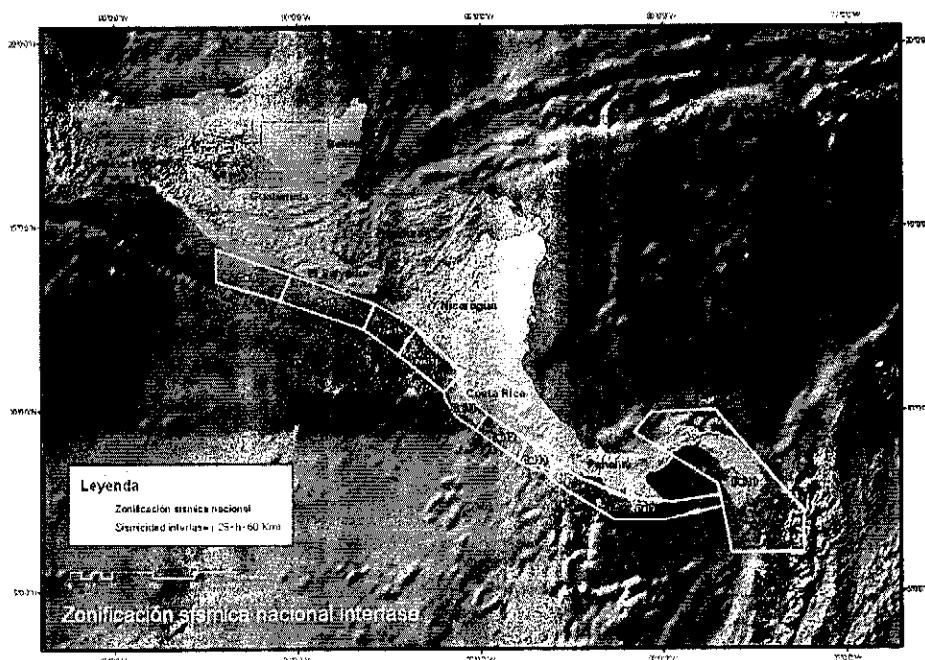
- Guatemala, interplaca (gsi9): Zona de subducción entre 25 y 60 km de profundidad y un ángulo de inclinación de 30°. La mayoría de sismos tienen mecanismos focales de falla inversa. El mayor evento registrado en esta zona es el de 1942, Ms 7.7. El periodo medio entre grandes eventos se estima entre 70 a 150 años.
- El Salvador, interplaca (ssi5): Acoplamiento entre las Placas Cocos y Caribe bajo la costa de El Salvador que produce sismos en el rango de  $M \sim 8$ . En esta zona tuvo lugar el sismo del 7 de septiembre de 1915 del cual se calcula una magnitud de 7.7 Ms.
- Nicaragua
  - Interplaca noroeste (nsi15): El hundimiento en la zona de subducción frente a Nicaragua es irregular, con un cambio significativo a 100 km de profundidad. En su primera parte (0-100 km) el hundimiento es de 45° y de 75° en su segunda parte (mayor de 100 km).
  - Interplaca sureste (nsi16): Se subduce hacia el NE con un ángulo de 45° hasta los 60 km de profundidad. Los terremotos históricos registrados en esta zona son el del 27 de febrero de 1916 (Ms 7.5) y el 2 de septiembre de 1992, de 7.6Mw que generó un tsunami. Según las características tectónicas y geométricas, podrían esperarse eventos máximos de 7.8 Mw.

- Costa Rica
  - Interplaca Nicoya (csi11): Subducción con un ángulo de  $35^\circ$  hasta los 50 km de profundidad y los esfuerzos compresivos de la zona dan como resultado el predominio de rupturas inversas. En esta zona se produjo el sismo de mayor tamaño durante el siglo XX, el cual alcanzó una magnitud 7.75 Ms (terremoto del 5 de octubre de 1950). Al considerar datos históricos (1800-1999), presentan una recurrencia entre 20 y 40 años y generarse sismos hasta de Mw 7.9.
  - Interplaca de Quepos (csi12): La placa de Cocos subduce diversas montañas submarinas, el ángulo de subducción es de  $28^\circ$  hasta los 45 km de profundidad. Se presenta esfuerzos variados, predominando los compresivos. El temblor de mayor magnitud que ha sido registrado fue el del 12 de diciembre de 1952 (Ms 7.2). Se presenta una recurrencia cada 30 a 60 años y los sismos máximos esperables hasta de 7.2 Mw.
  - Interplaca de Osa (csi13): Zona donde se subduce el levantamiento del Coco, con un ángulo de subducción alrededor de  $23^\circ$ , hasta los 45 km de profundidad. El sismo de mayor magnitud registrado fue el del 5 de diciembre de 1941 (7.4Ms). El periodo de recurrencia se considera entre los 30 y 60 años y se pueden esperar sismos de hasta 7.7 Mw.
- Panamá
  - Interplaca de panamá sur. (psi9): La placa de Nazca se subduce oblicuamente bajo la microplaca de Panamá a un ángulo de casi  $20^\circ$  al norte y hasta los 50 km de profundidad. Uno de los sismos más notables es el del 1 de enero de 1904 (7.4Mw, h=26 km). Se cree que se podrían dar eventos máximos de 7.7 Mw.
  - Interplaca San Blas, Darién, Chocó. (psi10): En esta zona los sismos tienen profundidades mayores a los 33 km y están asociados a la convergencia entre la microplaca de Panamá y la Placa del Caribe, y de la micro placa de Panamá y el Bloque Norandino.

Tabla B.1 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción, interplaca.

País	Nombre de la zona	Código	Prof. zona	Máx. magnitud			Índices sísmicos	
				E(M)	M1	M2	a	b
Guatemala	Interplaca	Gsi9	26 -70	7.9	7.7	8.2	4.07	0.83
El Salvador	Interplaca	Ssi5	26 -70	7.9	7.7	8.2	5.11	1
Nicaragua	Interplaca Noreste	Nsi15	26 -70	7.9	7.7	8.2	6.61	1.33
	Interplaca Sureste	Nsi16	26 -70	7.9	7.7	8.2	3.79	0.78
Costa Rica	Interplaca Nicoya	Csi11	26 -63	7.8	7.7	8	2.03	0.54
	Interplaca Quepos	Csi12	26 -51	7	6.8	7.4	3.87	0.9
	Interplaca Osa	Csi13	26 -52	7.4	7.3	7.6	1.29	0.48
Panamá	Interplaca Sur. Pan	Psi9	26 -50	7.1	6.7	7.5	3.9	0.92
	Interp. S. Blas. Darién Chocó	Psi 10	50 Fijo	7.5	7	7.7	3.65	0.79

Figura B.1 Mapa zonificación sísmica, Interplacas.



Zonas de subducción interface superpuestas a la sismicidad intermedia, con epicentros de sismos para profundidad  $25 < h < 60$  km.

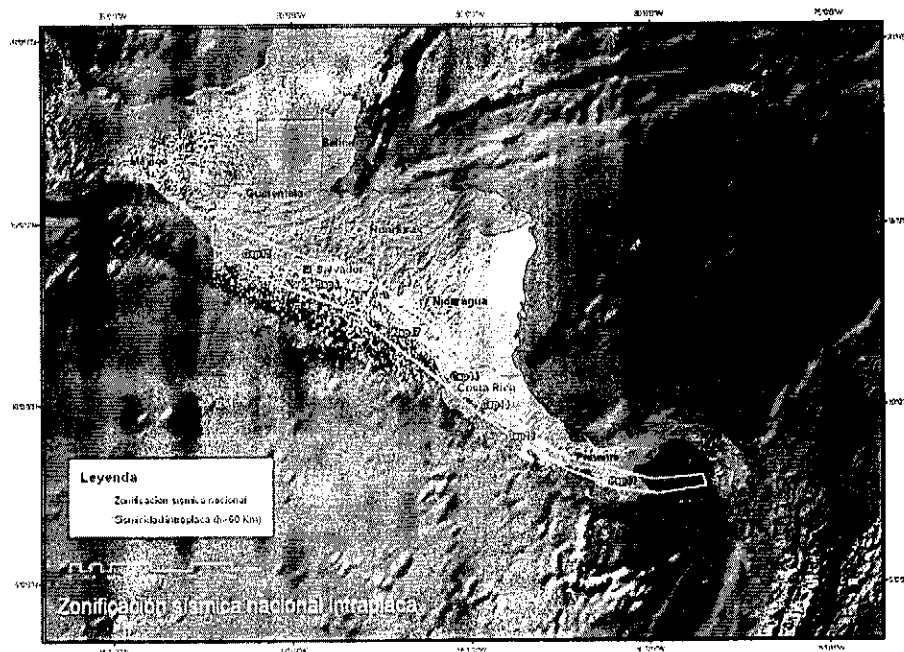
## B.2 Zonas sísmicas de la región intraplaca (subducción)

- Guatemala, intraplaca (gsp10): Parte de la subducción con profundidad mayor. Los eventos más profundos alcanzan los 250 km. La mayoría se caracterizan por mecanismo focales de falla normal. El mayor evento registrado es el de El Salvador del 2001, Mw 7.6 (SNET).
- El salvador, intraplaca (ssp6): Dentro de esta zona han ocurrido 2 sismos significativos para El Salvador el 19 de junio de 1982, 7.3 Mw, y el 13 de enero del 2001, 7.7 Mw.
- Nicaragua, intraplaca (nsp17): De las zonas más activas de Nicaragua presenta actividad volcánica de la cordillera de los Maribios. En esta zona han ocurrido importantes sismos, el del 2 de septiembre de 1992, produjo un tsunami. Los sismos en esta zona se encuentran asociados a mecanismos de falla inversa.
- Costa Rica
  - Intraplaca noroeste (csp14): Localizada bajo el noroeste de Costa Rica, incluye la cordillera volcánica del Guanacaste. Esta zona sísmica, la subducción tiene un ángulo de  $65^{\circ}$  NE, entre los 50 y 200 km de profundidad. Se pueden generar eventos máximos de Mw7.5.
  - Intraplaca central (csp15): Los sismos alcanzan profundidades máximas de 125 km y subduce a un ángulo de  $50^{\circ}$  NE entre los 50 y 125 km de profundidad. Históricamente se conoce un sismo ocurrido en febrero de 1916 con 7.3 M, por lo que se esperan sismos máximos del orden de 7.5 Mw.
  - Intraplaca sureste (csp16): Se presenta una subducción entre los 45 hasta los 60 km de profundidad, con un ángulo de  $38^{\circ}$  NNE. Por las condiciones geométricas y velocidad de la subducción, podrían esperarse eventos máximos del orden de 7.4Mw.
- Panamá, intraplaca sur (psp11): Subducción de la placa de Nazca dentro de la astenosféra. Ocurren sismos con profundidades de hasta 115 km bajo el eje de la cordillera Central de Panamá. Por la extensión de esta zona podrían esperarse eventos máximos del orden de Mw7.5.

Tabla B.2 Parámetros de las zonas de subducción, intraplaca.

País	Nombre zona	Código	Prof. Zona (km)	Máx. magnitud			Índices sísmicos	
				E(M)	M1	M2	a	b
Guatemala	Intraplaca	Gsp 10	61- 250	7.9	7.7	8.2	4.84	0.92
El Salvador	Intraplaca	Ssp 6	61- 200	7.9	7.7	8.2	5.11	1
Nicaragua	Intraplaca	Nsp 17	61- 200	7.3	7	7.5	6.53	1.2
Costa Rica	Intraplaca NW	Csp 14	40- 177	7	6.5	7.4	4.7	1.05
	Intraplaca Centro	Csp 15	40- 155	7.4	7.3	7.6	2.94	0.71
	Intraplaca SE	Csp 16	40- 82	6.8	6.2	7.4	2.19	0.7
Panamá	Intraplaca Sur	Psp 11	50- 100	7.1	6.6	7.5	1.81	0.59

Figura B.2. Mapa zonificación sísmica, Intraplaca.



Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda, con epicentros de sismos para profundidad  $h > 60$  km.

**Nota:**

- valor " $a$ ": ordenada en el origen de la relación Gutenberg-Richter (normalizado a un año)
- valor " $b$ ": índice de sismicidad (pendiente de la relación Gutenberg-Richter)
- $E(M)$ : valor probable de la máxima magnitud esperada
- $M_1$ : Magnitud máxima observada
- $M_2$ : Magnitud máxima que establece la geología
- **Prof.:** intervalo de profundidad en km.

## ANEXO C

### INSIVUMEH

#### C.1. Historia

El 26 de marzo de 1976 se crea por acuerdo gubernativo 26-3-76, el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). Se formó unificando el Observatorio Nacional, y la Sección de Construcción y Mantenimiento de la Red Hidrometeorológica del Instituto Nacional de Electrificación (INDE). Funciona como entidad dependiente del Ministerio de Comunicaciones y Obras Públicas. (Johnston, 2001: 45-50)

El INSIVUMEH fue creado por iniciativa de Salvador Herrera, Ministro de Agricultura, de esa época, y de Claudio Herrera, fanático de la meteorología. Actualmente, su director es el Ingeniero Eddie Sánchez. Surge con el objetivo fundamental de incorporar a Guatemala Tecnología sobre dichas especialidades, suscribiendo los acuerdos necesarios con entidades similares de otros países. (Johnston, 2001)

La función principal es centralizar en una sola institución la información de las actividades técnicas y científicas del territorio nacional. (Johnston, 2001)

#### C.2. Historia del desarrollo de la sismología en Guatemala

La primera estación sismológica en Guatemala fue instalada en 1919 y empezó a funcionar a finales de 1925, dos meses después de que se inaugura el Observatorio Nacional. En esta estación se contaba con dos sismógrafos, el horizontal de 80 kilos de masa que había traído el Ing. Claudio Urrutia Mendoza, y el vertical de 160 kilos de masa. El primer temblor registrado en la nueva estación ocurrió el jueves 7 de enero de 1926. (Molina, 2004)

Luego, en 1947, el Dr. Franklin P. Ulrich, jefe del Servicio de la Oficina de Costas y Geodesia de los Estados Unidos (USC & GS), visitó las instalaciones de sismología en el Observatorio Nacional. Estas fueron catalogadas como las mejores de Latinoamérica. A

raíz de esta visita, fue donado un acelerógrafo. Este aparato registra movimientos telúricos fuertes. (Molina, 2004)

En el año de 1973, el USC & GS instaló una pequeña red sísmica, de alta ganancia y que contaba con tres registros de estaciones situadas cercanas al volcán de Fuego, teniendo el registro en las oficinas del Instituto Geográfico Nacional, “Alfredo Obiols Gómez”. A esta red se le agregaron tres sismógrafos más, trasladando todo el equipo al Observatorio Nacional en el año 1975, se le llamó Proyecto Vulcano, financiado por el USGS, los sismógrafos fueron instalados en El Recreo, Magdalena, Buena Vista, Chimachoy, Terranova y Fuego; cubriendo así el Volcán Pacaya, parte del Volcán de Fuego y zonas adyacentes. Este equipo sísmico operaba a base de baterías y envía sus señales a seis tambores que están situados en el Observatorio. (Molina, 2004)

En 1976, se da el terremoto en Guatemala. Para este movimiento telúrico el acelerógrafo arrancó automáticamente como debía de ser, pero se quemó la bombilla del aparato y ésta no siguió registrando datos. Esto fue motivo para que los Estados Unidos donara un acelerógrafo más moderno; que es el que actualmente funciona en el Centro Sismológico José Vassaux Palomo, entonces se dio prioridad a lo concerniente a la sismología. Se hizo un proyecto de una Red Sismológica Nacional, la cual contemplaba 34 estaciones de período corto, 15 acelerógrafos y 10 sismoscopios. Esta red cubrió los parámetros más importantes de territorio guatemalteco. (Molina, 2004)

Esta red, proporciona la información del sismo: coordenadas geográficas (latitud y longitud), tiempo de origen, magnitud, intensidad, profundidad del hipocentro y poblado más cercano. (Molina, 2004)

Al ser creado el INSIVUMEH y la Red Sismológica Nacional que inició formalmente en 1977 con las 6 estaciones del proyecto Vulcano. Se amplió rápidamente con el apoyo del USGS, llegando a tener 27 estaciones durante la década de los años 80's. Desde principios de los 90's se fue reduciendo el número de estaciones, debido principalmente a la falta de mantenimiento, entre otros problemas. En 1997 se contaban únicamente con 5 estaciones. A partir de 1998 el número de estaciones aumentó paulatinamente, llegando a 12 en 2003. (Molina, 2004:1-19)

En 1992, se pasó todo el sistema de registro y análisis al formato digital como parte del proyecto NORAD-CEPREDENAC. En el 2003 se inició la instalación de 9 estaciones con sismómetros de período corto, 3-componentes y registro digital de campo, esto se hizo con la cooperación del gobierno de España. Estas estaciones entraron a funcionar en febrero del 2004. A la fecha la Red cuenta con 17 estaciones. (Molina, 2004)

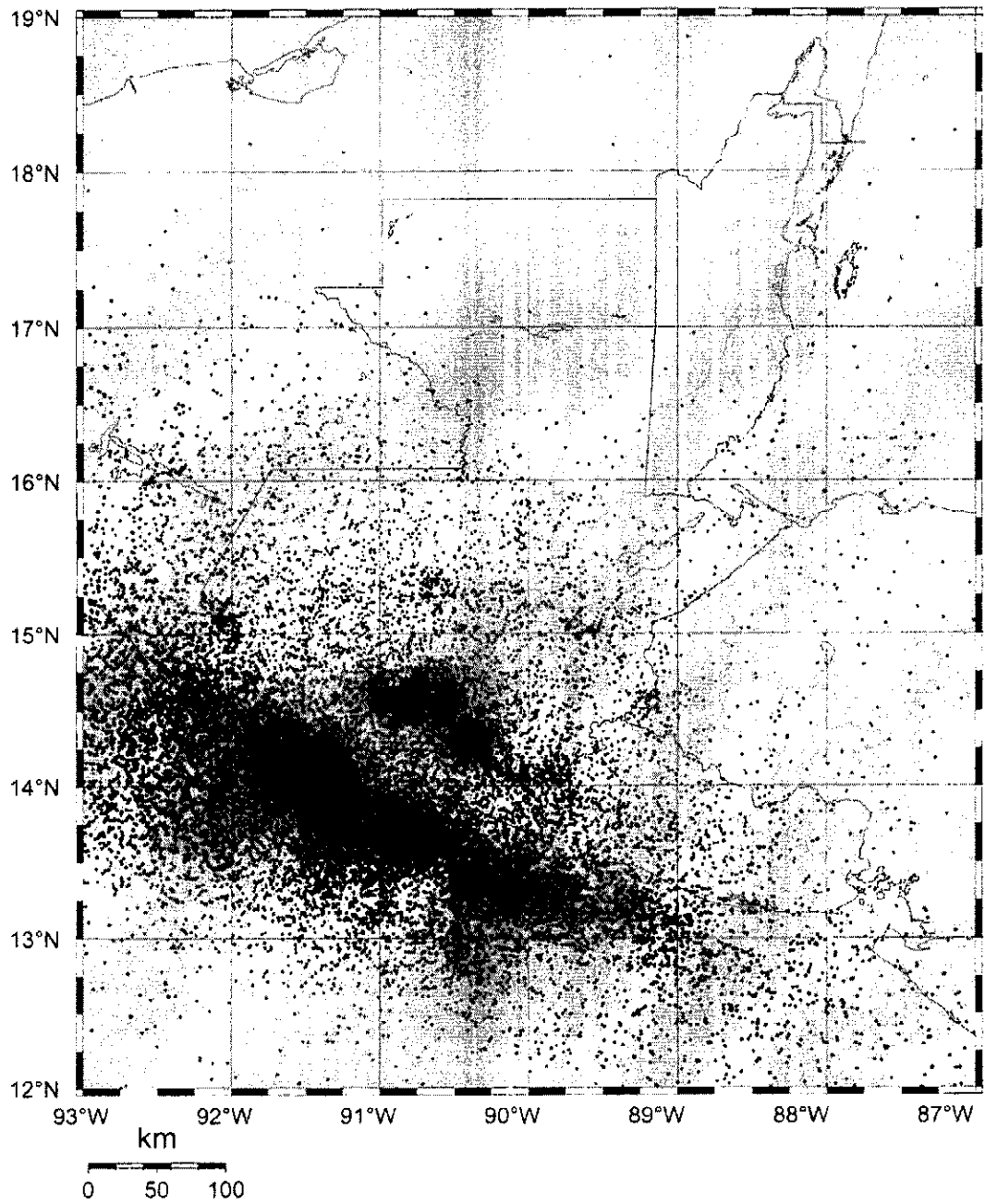
Para la transmisión de datos de las estaciones remotas a la estación Central se utilizan dos sistemas de telemetría, ambos en la banda UHF, uno analógico con radios tipo Monitron y el otro digital con radios tipo MDS. Las señales del sistema analógico se digitalizan en la estación Central con el sistema Seislog-Qnx, al igual que las señales de los sensores en la estación Central (LP 3C: SP Z y FBA-23). La administración de la detección y el registro de eventos se hacen por medio del Seisnet. Las estaciones telemétricas funcionan con energía solar, con excepción de una. (Molina, 2004)

Los principales problemas para el mantenimiento y buen funcionamiento de la Red consiste en: calibración de la polaridad del sensor, interferencias en la banda UHF, calibración del equipo de la telemetría analógica (VCO-Radios), falta de energía por la reducción de las horas de luz durante la temporada de lluvias (mayo-septiembre), daños por descargas electro-atmosféricas, el deterioro de componentes con el cable coaxial, conectores y antenas, y vandalismo (principalmente de paneles solares y baterías). También es importante mencionar que se tienen limitaciones para renovar parte del equipo. (Molina, 2004)

Además del INSIVUMEH hay dos instituciones que actualmente operan estaciones sismológicas. La Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED), creada según Decreto 109-1996, tiene 12 acelerómetros tipo QDR (Kinometrics) desde marzo del 2001 ubicados en la Ciudad de Guatemala y entre ésta y la Costa Sur; y una estación de banda ancha desde diciembre de 2003, instalada en la sede de CONRED. El Instituto Nacional de Electrificación (INDE), tiene desde 1995, 3 sismógrafos portátiles, MQ-800, en el sitio de presa de la hidroeléctrica Chixoy. (Molina, 2004).

# ANEXO D

SISMICIDAD REGISTRADA DEL 01/ENERO/1984 AL 16/MARZO/2010



Fuente: INSIVUMEH

## ANEXO E

### GLOSARIO

- 1 Astenósfera: Capa interna de la Tierra, con composición química parecida a la de la corteza, en condiciones de presión y temperatura mayor, formando un material denso y de comportamiento plástico.
- 2 Body Waves: Body Waves: Ondas que viajan desde el interior de la Tierra a la superficie, se separan en Ondas S y Ondas P.
- 3 Dextral: Tipo de falla horizontal que se mueve hacia la derecha.
- 4 Epicentro: Centro superficial del área de perturbación de un fenómeno sísmico, que cae sobre el hipocentro
- 5 Escala de Mercalli Modificada (MM): Escala que se basa en la intensidad de los sismos.
- 6 Falla: Zona de fractura que materializa el contacto entre dos partes de una roca, o terreno en general, que han experimentado desplazamiento una respecto de la otra.
- 7 Hipocentro: Punto del interior de la corteza terrestre donde tiene origen un terremoto
- 8 Magnitud momento (Mw): Parámetro de tamaño del terremoto derivado del momento sísmico escalar, que se define como el producto de la superficie de ruptura en el plano de falla, el desplazamiento neto en la falla o dislocación y el coeficiente de rigidez. Es el parámetro de tamaño que mejor correlaciona con la energía liberada por el terremoto.
- 9 Magnitud Richter: Desarrollada por C. F. Richter en 1935, escala logarítmica, cuantificando instrumentalmente los terremotos. La magnitud Richter es la cantidad de energía liberada durante un terremoto.
- 10 Modelo de Poisson: Modelo de probabilidades, basado en la función logaritmo.

- 11 Movimientos de Convección: Movimiento que se produce únicamente en materiales fluidos. Éstos, al calentarse, aumentan de volumen y, por lo tanto, su densidad disminuye y ascienden desplazando el fluido que se encuentra en la parte superior y que está a menor temperatura.
- 12 Ondas Love: Ondas donde movimiento es horizontal y transversal análogamente a las ondas S.
- 13 Ondas P: Ondas compresivas y longitudinales donde el movimiento individual de las partículas está en la dirección de la propagación.
- 14 Ondas Rayleigh: Ondas que se mueven elípticamente en un plano vertical orientado en la dirección de la onda de propagación.
- 15 Ondas S: Ondas transversales o de corte donde el movimiento individual de las partículas está en ángulos rectos de la dirección de propagación.
- 16 Ondas superficiales: Ondas observadas cercanas a la superficie de la Tierra.
- 17 Orogénesis: Parte de la geología que trata de la formación de las montañas.
- 18 Paleosismología: Estudio de la sismología desde períodos prehistóricos.
- 19 Pangea: Bloque de corteza terrestre donde estaban unidos todos los continentes.
- 20 Período cuaternario: Se dice del segundo período de la era cenozoica, que abarca desde hace dos millones de años hasta la actualidad, caracterizado por la aparición del hombre y la alternancia de períodos glaciales y templados.
- 21 Relación Gutenberg-Richter: Es una relación exponencial entre el número de terremotos  $N$  que superan una magnitud dada  $M$  y esa magnitud, de la forma  

$$\log N = a + b M$$
Los coeficientes  $a$  y  $b$  se determinan mediante ajuste por regresión de los datos.
- 22 Sinistral: Movimiento horizontal que se mueve hacia la izquierda.

- 23 Sismología: Ciencia que estudia los terremotos.
- 24 Subducción: Deslizamiento del borde de una placa de la corteza terrestre por debajo del borde de otra.
- 25 Teoría de placas: Teoría propuesta por Abraham Ortelius y desarrollada por Alfred Wegener, que afirma que los continentes estaba unidos y al resquebrajarse y moverse sobre la astenósfera, muestran los continentes que actualmente conocemos.
- 26 Terremoto característico: Terremoto de gran magnitud que ocurre aproximadamente periódicamente que define la sismicidad de una fuente sismogenética.
- 27 Zonificación: Es una división del territorio en diferentes fuentes sismogenéticas (zonas o fallas) de acuerdo con criterios sísmicos, tectónicos, geomorfológicos, etc.