

INDICE

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA	1
MARCO TECTONICO PARA GUATEMALA	2
IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LOS TERREMOTOS	2
BREVE HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA SISMOLOGIA EN GUATEMALA	2
ALGUNOS FUNDAMENTOS DE LA SISMOLOGIA	5
ESCALA DE MERCALLI MODIFICADA (M. M.)	7
PRINCIPALES EVENTOS SÍSMICOS A PARTIR DEL SIGLO XX EN GUATEMALA	10
El terremoto de 1902:	10
El terremoto de 1913:	10
Los terremotos de 1917 y 1918:	10
El terremoto de 1942:	11
El terremoto de 1959:	12
El terremoto de 1976:	12
El terremoto de Uspantán en 1985:	12
El terremoto de Pochuta en 1991:	12
El terremoto de Tukurú de 1995	13
El sismo del 10 de enero de 1998:	13
El sismo del 11 de julio de 1999	14
Los Terremotos de El Salvador, 13 enero y 13 febrero de 2001:	14
GRANDES TERREMOTOS A TRAVES DE LA HISTORIA	16
GLOSARIO	19

INSTITUTO NACIONAL DE SISMOLOGIA, VULCANOLOGIA, METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

INSIVUMEH

Departamento de Investigación y Servicios Geofísicos

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

La mayor parte del conocimiento sobre el interior de la Tierra se debe al estudio de la propagación de las ondas sísmicas, las cuales nos permiten medir indirectamente algunas propiedades físicas (densidad y constantes elásticas) del medio a diferentes profundidades. Por sus propiedades físicas la Tierra se divide en: corteza, manto y núcleo, ver Figura 1.

La corteza es la parte exterior de roca, su espesor varía de 20 a 100 Km. en los continentes, y unos 6 Km. en los océanos. La zona que separa a la corteza del manto se conoce como discontinuidad de Mohorovicic.

El manto tiene un espesor de aproximadamente 2,900 Km., el 45% del radio terrestre. Su composición química es muy parecida a la de la corteza, silicatos, pero por las condiciones de presión y temperatura el material es más denso y tiene un comportamiento plástico. El manto se divide en manto superior e inferior. Una segunda discontinuidad denominada de Gutenberg separa el manto del núcleo.

El núcleo tiene un radio de 3,400 Km. aproximadamente, un poco más del 50 % del radio terrestre. Su composición química es de níquel (Ni) y hierro (Fe), la temperatura a esta profundidad se estima entre 4,000 °C a 5,000 °C. Por su estado físico el núcleo se divide en: núcleo externo, líquido, responsable del campo magnético terrestre; y núcleo interno en estado sólido.

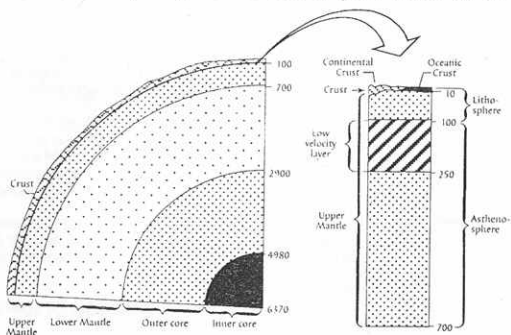


Figura 1. Estructura de la Tierra, NATOMY OF SIESMOGRAMS, Ota Kuhànek

Crust=corteza

Upper mantle= manto superior

lower mantle= manto inferior

outer core= núcleo exterior

Inner Core= núcleo interior

distancias dadas en Km.

Continental crust= corteza continental

Oceanic crust= corteza oceánica

Low velocity layer= capa de baja velocidad

Lithosphere= litósfera

Asthenosphere= astenósfera

La Teoría de Placas Tectónicas propone que los primeros 100 Km. de la superficie terrestre se comportan como un material rígido, quebradizo y poco denso, denominado litósfera. Esta descansa sobre una capa de material más denso y fluido denominado astenósfera.

La litósfera no es una capa continua, está fragmentada en varios bloques o placas que se mueven con velocidades del orden de varios cm/año, ver Figura 2a. El movimiento relativo entre las placas produce roces y deformaciones en los bordes o límites entre las placas, y es principalmente allí donde se localizan la mayoría de terremotos, volcanes y cadenas montañosas.

La dirección del movimiento relativo y la composición de las placas determinan las características del límite o contacto entre las mismas, que son de tres tipos fundamentales: divergente o generación de corteza; convergente o destrucción de corteza y transcurrente o conservación de corteza.

MARCO TECTONICO PARA GUATEMALA

El territorio nacional está repartido en tres placas tectónicas: Norteamérica, Caribe y Cocos. Los movimientos relativos entre éstas determinan los principales rasgos topográficos del país y la distribución de los terremotos y volcanes.

El contacto entre las placas de Norteamérica y Caribe es de tipo transcurrente. Su manifestación en la superficie son las fallas de Chixoy Polochic y Motagua.

El contacto entre las placas de Cocos y del Caribe es de tipo convergente, en el cual la Placa de Cocos se mete por debajo de la Placa del Caribe (fenómeno conocido como subducción). Este proceso da origen a una gran cantidad de temblores y formación de volcanes. El contacto entre estas dos placas está aproximadamente a 50 Km. frente a las costas del Océano Pacífico.

A su vez, estos dos procesos generan deformaciones al interior de la Placa del Caribe, produciendo fallamientos secundarios como: Jalpatagua, Mixco, Santa Catarina Pinula, etc. como se ve en la Figura 2b.

IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LOS TERREMOTOS

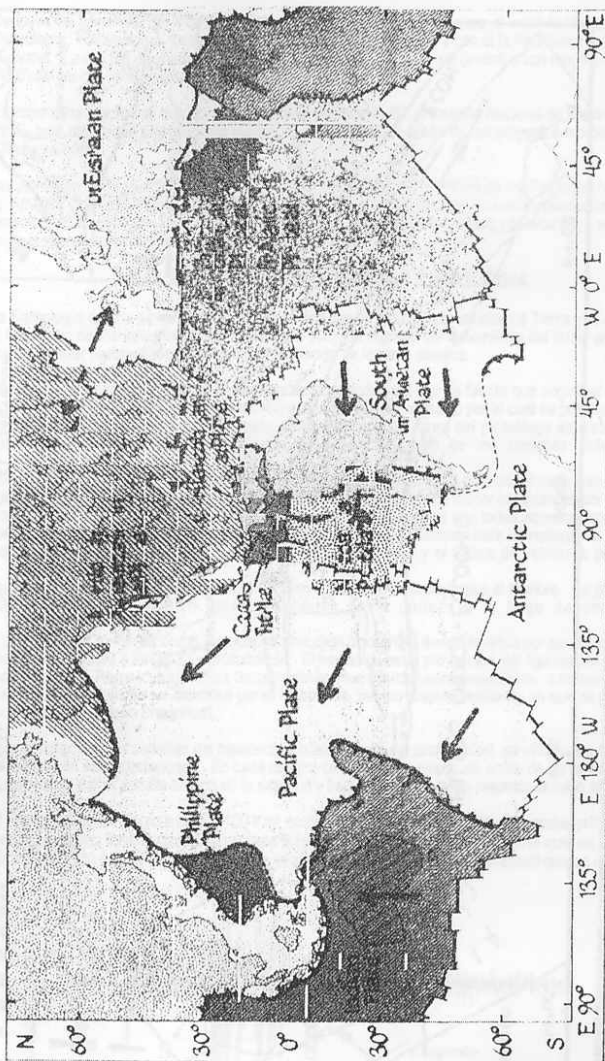
El estudio de los terremotos es útil para disminuir los daños que éstos producen, y aún cuando no es posible saber cuándo y dónde ocurrirá el próximo terremoto, si estamos seguros que habrán más, según lo demuestra la evidencia geológica, los registros históricos y la información instrumental.

¿Qué se puede hacer para disminuir los daños que producen los terremotos? La forma más eficaz y económica ante cualquier tipo de amenaza, es la prevención. Las medidas preventivas contemplan una gran cantidad de acciones, entre las que se puede mencionar: educación a nivel escolar, código o normas de construcción, uso adecuado del suelo y sus recursos, planes de emergencia, etc. Se puede apreciar que esta es una tarea multidisciplinaria que involucra a toda la sociedad.

El papel de las ciencias de la Tierra, entre ellas, la Sismología, es estudiar el fenómeno natural e identificar los factores que pueden producir daños en determinado lugar. Esto último se conoce como evaluación de la amenaza o peligro, que en el caso de los terremotos se denomina evaluación de la amenaza sísmica.

BREVE HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA SISMOLOGIA EN GUATEMALA

En Guatemala, los primeros sismógrafos mecánicos fueron instalados en 1925 en el Observatorio Nacional. Posteriormente, a principios de la década de los años 70 se instalaron los primeros seis sismómetros electromagnéticos, como parte de un proyecto con el Servicio Geológico de los Estados Unidos, para vigilar los volcanes activos. Al principio el centro de registro estuvo en el Instituto Geográfico Nacional, y posteriormente fué trasladado al Observatorio Nacional. También durante los años 70's fueron instalados algunos sismoscopios en la capital y otros puntos del país.



ω Figura 2. Tectónica global, ANATOMY OF SIESMOGRAMS, Ota Kuhánek

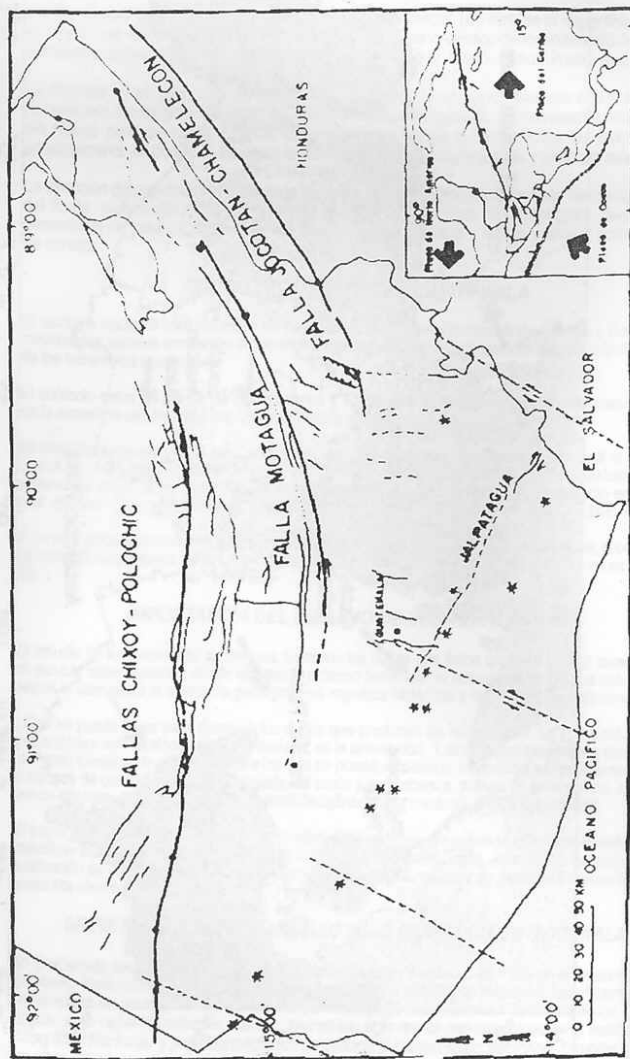


Figura 2b. Marco tectónico de Guatemala.
 * = volcanes

Después del terremoto del 4 de febrero de 1976, el Gobierno decidió crear el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología, INSIVUMEH, y con él la Red Sismográfica Nacional. La red fue diseñada para registrar la actividad microsísmica (eventos con magnitud Richter < 5.0) dentro del Territorio Nacional.

Es importante mencionar que durante la década de los años 80, el Instituto Nacional de Electrificación, INDE, tuvo dos redes sismológicas instaladas en los sitios de presa de los proyectos hidroeléctricos Chixoy y Chulac.

Por último, en 1989 se creó el Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central, CEPREDENAC, por medio del cual se inició un proyecto para fortalecer los centros sismológicos en la región. Como parte de este proyecto, se adquirió el equipo y la tecnología adecuada para procesar en forma digital los registros sísmicos.

ALGUNOS FUNDAMENTOS DE LA SISMOLOGIA

La Sismología es una de las ramas de la Geofísica que se utiliza para estudiar La Tierra y en especial el fenómeno de los terremotos. La Sismología utiliza el registro del movimiento del suelo producido por un temblor para estudiar el origen y propagación de la onda sísmica.

Las principales características de un sismograma 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. La tarea del sismólogo es distinguir la contribución o el efecto en el sismograma de cada uno de los factores anteriores.

Por su origen, los sismos se clasifican 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, explosivos nucleares, microsismicidad producida por fábricas y el tráfico de vehículos pesados.

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.

El punto del cual parten las ondas sísmicas se denomina hipocentro, que se identifica por sus coordenadas geográficas (latitud y longitud) y profundidad. El epicentro es la proyección del hipocentro sobre la superficie de la Tierra y se identifica únicamente con las coordenadas geográficas. Los parámetros principales de un sismo se identifica por el hipocentro, tiempo origen (momento en que se generan las ondas) y el tamaño (magnitud).

Para calcular las coordenadas del hipocentro: latitud, longitud y profundidad, se utilizan los registros del temblor en varias estaciones. En cada registro se miden los tiempos de arribo de las ondas; éstas se reconocen por el cambio brusco en la amplitud y frecuencia del registro respecto al ruido ambiente.

En el registro de un sismo local (< 100 Km) se distinguen dos fases o arribos de ondas principales, conocidas como fase P (primaria) y fase S (secundaria). La fase P es con la que se inicia el sismograma y la fase S es, generalmente, el segundo cambio grande en amplitud que se observa.

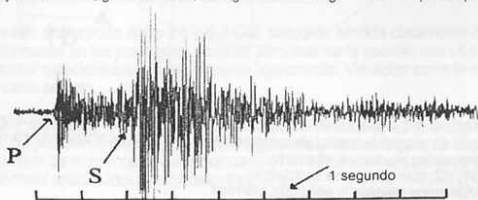


Figura 3. Sismograma

La diferencia en los tiempos de arribo entre las fases P y S, (S-P), depende de la distancia entre la fuente y la estación, y las propiedades del medio.

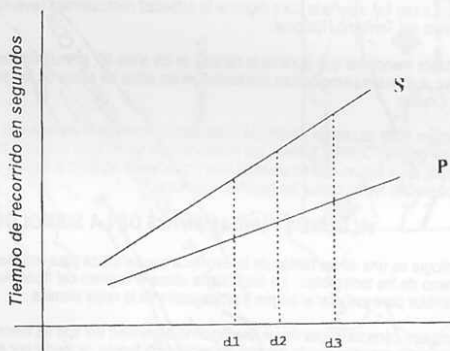


Figura 4. Si podemos medir la diferencia entre los tiempos de arribo de las fases S y P (S-P) es posible conocer la distancia a la cual ocurrió el evento respecto de la estación.

Si conocemos la distancia del evento en por lo menos 3 estaciones es posible calcular las coordenadas del epicentro, ver figura 5.

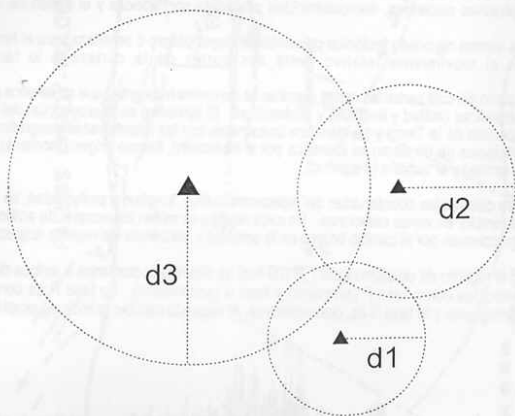


Figura 5. Localización del epicentro, la zona sombreada indica la zona epicentral, la que es proporcional al porcentaje de error en la localización, es decir, mientras más pequeña, menor es el error.
 d_1 , d_2 , d_3 = distancia epicentral
 triángulos negros = estación sísmica.

La magnitud de un temblor está directamente relacionado con la cantidad de energía liberada durante el movimiento en la falla. Esa energía se puede medir, indirectamente, de la amplitud máxima observada en el sismograma. La magnitud Richter es un número que indica el tamaño de dicha amplitud y por lo tanto de la cantidad de energía liberada. La magnitud Richter es única para cada temblor y no depende del lugar en que se mida. Esta es una de las formas cuantitativas de medir el tamaño de un temblor, existen otras escalas de magnitud, pero en principio miden lo mismo.

TABLA 1
MAGNITUD, ENERGÍA LIBERADA Y EQUIVALENTE.

Magnitud	Energía liberada (ergios)	equivalente a
-2	0.0e+00	Una bombilla de 100 Watts encendida por una semana
-1	2.0e+05	
0	6.0e+06	Ondas sísmicas provocadas por una libra de explosivos
1	2.0e+08	Un camión de 2 toneladas viajando a 120.7 Km/h
2	6.0e+09	
3	2.0e+11	Los sismos más pequeños comunmente sentidos
4	6.0e+12	1,000 toneladas de explosivos
5	2.0e+14	Terremoto de Pochuta en 1991 (magnitud 5.3)
6	6.0e+15	
7	2.0e+17	Terremoto de 1976 (magnitud 7.5)
8	6.0e+18	Terremoto de 1942 (magnitud 8.3)
9	2.0e+20	Terremoto más grande registrado (magnitud 9.1)

La forma más antigua de estimar el tamaño de un sismo es a partir de los daños o efectos que produce. Dependiendo del tipo y extensión de los daños se asigna un valor de intensidad sísmica. Existen varias escalas de intensidad, una de las más utilizadas es la Escala de Mercalli Modificada (MM), la cual se describe en la Figura 6. y se detalla a continuación :

ESCALA DE MERCALLI MODIFICADA (M. M.)

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

I grado Mercalli: aceleración menor a 0.5 Gal ; detectado sólo por instrumentos, sacudida sentida por muy pocas personas en condiciones especialmente favorables.

II grado Mercalli: aceleración entre 0.5 y 2.5 Gal; sacudida sentida sólo por muy pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios.

III grado Mercalli: aceleración entre 2.5 y 6.0 Gal; sacudida sentida claramente dentro de un edificio, especialmente en los pisos altos, muchas personas no la asocian con un temblor. Los vehículos de motor estacionados pueden moverse ligeramente. Vibración como la originada por el paso de un carro pesado.

IV grado Mercalli: aceleración entre 6.0 y 10 Gal; sacudida sentida durante el día por muchas personas en los interiores, por pocas en el exterior. Por la noche algunas despiertan. Vibración de las vajillas, vidrios de ventanas y puertas; los muros crujen. Sensación como de un carro pesado chocando contra un edificio, los vehículos de motor estacionados se balancean claramente.

V grado Mercalli: aceleración entre 10 y 20 Gal; sacudida sentida casi por todos; muchos despiertan. Algunas piezas de vajillas, vidrios de ventanas, etc. se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; objetos inestables caen. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Detención de relojes de péndulo.

ESCALA DE INTENSIDADES

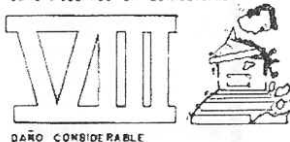
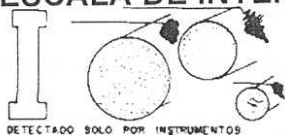


Figura 6. Escala de intensidad sísmica (Mercalli Modificada)

VI grado Mercalli: aceleración entre 20 y 35 Gal; sacudida sentida por todos; muchas personas atemorizadas huyen hacia afuera. Algunos muebles pesados cambian de sitio, pocos ejemplos de caída de aplanados o daño en chimeneas. Daños ligeros.

VII grado Mercalli: aceleración entre 35 y 60 Gal; advertida por todos. La gente huye hacia el exterior. Daño moderado sin importancia en estructuras de buen diseño y construcción. Daños ligeros en estructuras ordinarias bien construidas, daños considerables en las débiles o mal planeadas; ruptura de algunas chimeneas. Estimado por las personas conduciendo vehículos en movimiento.

VIII grado Mercalli: aceleración entre 60 y 100 Gal; daños ligeros en estructuras de diseño especialmente bueno; considerable en edificios ordinarios con derrumbe parcial; grande en estructuras débilmente construidas. Los muros salen de sus armaduras. Caída de chimeneas, pilas de productos en los almacenes de las fábricas, columnas, monumentos y muros. Los muebles pesados se vuelcan. Arena y lodo proyectados en pequeñas cantidades. Cambio en el nivel de agua de los pozos. Pérdida de control en las personas que guían carros de motor.

IX grado Mercalli: aceleración entre 100 y 250 Gal; daño considerable en estructuras de buen diseño; las armaduras de las estructuras bien planeadas se desploman; grandes daños en los edificios sólidos, con derrumbe parcial. Los edificios salen de sus cimientos. El terreno se agrieta notablemente. Las tuberías subterráneas se rompen. Pánico general.

X grado Mercalli: aceleración entre 250 y 500 Gal; destrucción de algunas estructuras de madera bien construidas; la mayor parte de las estructuras de mampostería y armaduras se destruyen con todo y cimientos; agrietamiento considerable del terreno. Las vías del ferrocarril se tuercen. Considerables deslizamientos en las márgenes de los ríos y pendientes fuertes. Invasión del agua de los ríos sobre sus márgenes.

XI grado Mercalli: aceleración mayor a 500 Gal; casi ninguna estructura de mampostería queda en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el terreno. Las tuberías subterráneas quedan fuera de servicio. Hundimientos y derrumbes en terreno suave. Gran torsión de vías férreas.

XII grado Mercalli: destrucción total, ondas visibles sobre el terreno. Perturbaciones de las cotas de nivel. Objetos lanzados al aire hacia arriba. Catástrofe.

A diferencia de la magnitud, un temblor produce varios grados de intensidad, la cual tiende a ser mayor en el área epicentral y disminuye con la distancia. El tamaño del sismo está relacionado con la intensidad máxima observada y el tamaño del área afectada. Aún cuando ésta es una forma

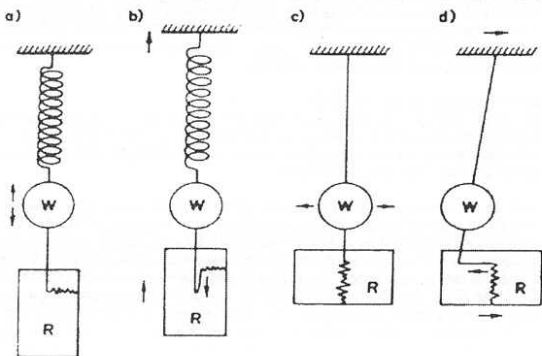


Figura 7. Principios del péndulo

- péndulo vertical en "reposo" y
- en movimiento, registrado en R la relación entre el movimiento del suelo y la masa W
- Péndulo horizontal en "reposo" y
- en movimiento