

LA FISICA Y LA TIERRA

Stéphanie Klarica

Grupo de Geofísica, Departamento de Física

Facultad de Ciencias, Universidad de Los Andes



¡La Tierra es un planeta dinámico! En las últimas décadas, se ha aprendido mucho sobre la dinámica de nuestro planeta viejo de 4500 Millones de años (4500 Ma). La Geofísica quien estudia las propiedades físicas del globo terrestre, permitió establecer el primer modelo del funcionamiento interno de la Tierra y definir las bases de la teoría de Tectónica de Placas.

Este curso inicia con una breve introducción a la Tectónica de Placas, donde se presentan los conceptos básicos que permitieron hacer un inventario de las placas actuales, reconstituir los desplazamientos durante los tiempos geológicos y describir la evolución de los límites entre placas (límites convergentes, divergentes y transcurrentes).

El primer tema presenta la estructura interna de la Tierra y los diferentes conceptos que dieron origen a la teoría de Tectónica de Placas. Uno de ellos, el Paleomagnetismo estudia todos los efectos ocurridos al campo magnético durante los tiempos geológicos y permitió explicar el fenómeno de acreción oceánica y de expansión de los fondos oceánicos.

En un segundo tema, se muestra la relación que existe entre la Tectónica de Placas y la formación de las cadenas montañosas, siendo ellas el resultado más manifiesto de la deformación de la corteza terrestre. Se define la noción de Isostasia como mecanismo importante que describe la flotabilidad de las masas montañosas sobre un manto más denso. Se presentan las diferentes etapas que permitieron el levantamiento de los Andes Venezolanos.

El tercer tema presenta la relación que existe entre la Tectónica de Placas y los Terremotos haciendo un énfasis sobre el caso de Venezuela. Se muestra como se generan los sismos, como se propagan las ondas sísmicas en el interior de la Tierra, como se miden estas mismas ondas (definición de Intensidad y Magnitud de un terremoto). Finalmente, se describe los fenómenos relacionados a los Tsunamis y se explica la propagación de las ondas tipo "Tsunami" y los daños que pueden generar sobre diferentes perfiles de costa.

1- INTRODUCCION A LA TECTONICA DE PLACAS

1.1- CONCEPTOS BASICOS

La Tectónica es la ciencia que estudia la deformación de las rocas y las estructuras adquiridas por estas deformaciones.

La Tectónica estudia la formación de los continentes, y desde hace poco, la formación de los océanos que se pueden relacionar directamente en una Tectónica Global (o Tectónica de Placas) que corresponde en una síntesis de la evolución geodinámica de las placas que forman la capa más superficial y más rígida del globo terrestre.

En algunas definiciones, la Tectónica se llama también Geología Estructural y estudia la geometría de las estructuras deformadas. En Tectónica Global, nos interesamos más bien al estudio de estas estructuras relacionadas con los movimientos (cinemática) y los esfuerzos (dinámica) que las han creados.

La escala de estos estudios es de varios miles de kilómetros, las placas se consideran en primera aproximación como indeformable, lo esencial de la deformación realizándose en los límites entre placas. En realidad, existen también deformaciones al interior de cada placa que pueden ser importantes de estudiar pero a la escala del análisis en geología estructural.

1.2- CONCEPTOS QUE DIERON ORIGEN A LA TECTONICA DE PLACAS

Un poco de historia: la teoría de la Tectónica de Placas representa una verdadera revolución dentro del mundo geológico. Se cambió por completo el modo de pensar sobre la Tierra y las fuerzas que la forman. La Tectónica de Placas es una teoría con un fundamento científico.

En 1925, a partir del análisis de la forma de los continentes, pero también a partir de los fósiles similares encontrados en Brasil y en África, Alfred Wegener publica en su libro 'The origin of the Continents and Oceans' una serie de mapas que representan tres etapas de la forma de la Tierra: la actual, una etapa intermedia y una inicial, donde existía un supercontinente que él denomina 'Pangea'. La mayoría de los geólogos y de los geofísicos de la época rechazaron esta teoría. Gracias a los estudios sistemáticos de los fondos oceánicos, se

demuestran las ideas de expansión de los fondos oceánicos al iniciar los años 60 (con la participación de Hess, Morley, Vine y Wilson, Morgan, McKenzie y Parker) y de una deriva continental.

A finalizar los años 60, se llega a una lógica rigurosa donde se enumera los conceptos (o leyes) de la Tectónica de Placas.

- i) la superficie del globo se puede dividir en placas rígidas (Inicialmente se inventaría siete (7) placas). Estas placas esféricas tienen unos 100 km. de espesor, representan una unidad estructural llamada litosfera. Se habla de placas litosféricas.
- ii) Las placas nacen al nivel de las dorsales oceánicas. Estas estructuras se llaman también zonas de acreción.
- iii) Las placas se abren sin deformarse. Se desplazan como unas balsas sobre un substrato viscoso llamado la astenosfera.
- iv) Las placas son destruidas al nivel de las fosas oceánicas, zonas dichas de subducción, donde se hunde el manto, pero en este proceso solamente las partes oceánicas de las placas están tragadas por el interior de la Tierra.
- v) Los continentes ligeros se desplazan con las placas que los cargan pero son insumergibles.
- vi) Las fronteras entre las placas se constituyen de dorsales, zonas de subducción y una serie de nuevas fallas dichas transcurrentes (o transformantes, del inglés "Transform Fault"). Estas fronteras no coinciden con el límite continente / océano. El estudio de la sismicidad permite definir las.
- vii) La energía interna del globo se disipa a las fronteras entre las placas, de manera mecánica (sismos, formación de cadenas montañosas) o de manera térmica (plutones, volcanes).
- viii) Los movimientos relativos entre las placas rígidas siguen las leyes matemáticas de la cinemática sobre la esfera. Este movimiento se conoce perfectamente si se conoce el polo de rotación (o polo de Euler) y la velocidad angular relativa.

1.3- IDEAS NUEVAS SOBRE LA TECTONICA DE PLACAS

A partir de los conceptos precedentes, la Tectónica de Placas consistió inicialmente en inventariar las placas actuales (hoy día, se han definido perfectamente 15 placas), reconstituir los desplazamientos durante los tiempos geológicos y describir la evolución de los límites entre placas.

Los geólogos inventariaron las cadenas de montañas. Se van a distinguir cuatro tipos de cadenas en función de la naturaleza y de la geometría de las placas involucrados en el enfrentamiento (descrito en el capítulo 3). Nuevos conceptos aparecen, y, a veces los conceptos inicialmente admitidos desde hace años fueron eliminados.

Por ejemplo, ya no existe la idea de que la colisión entre dos continentes provoca un bloqueo y después una interrupción de la convergencia. El mejor contra-ejemplo se ve en la colisión entre la India y Asia, que empezó hace 40 Millones de años y que todavía es activa.

Otra idea revolucionaria (la subducción continental) contradice el concepto clásico de que la corteza es insubmersible. Se creyó durante mucho tiempo que la corteza continental era muy ligera para penetrar profundamente en el manto. Sabemos ahora que esta puede ser arrastrada a unos cientos de kilómetros de profundidad antes de ser exhumada.

Última idea revolucionaria: inicialmente se pensaba que la astenosfera jugaba un papel pasivo en el movimiento de las placas. Hace solamente poco tiempo que se piensa en la existencia de corrientes de convecciones dentro del material viscoso que constituye la astenósfera.

1.4- CONCEPTO DE PLACA. LITOSFERA Y ASTENOSFERA

Existen varias definiciones de la litosfera (del griego, lithos = piedra). Una primera sería la cubierta más rígida del globo terrestre, donde podemos caminar, construir y vivir. Más adelante veremos las demás definiciones.

La astenosfera (del griego asthenos = sin fuerza) viene siendo el nivel deformable que se encuentra por debajo de la litosfera. No es, como se pensó

durante mucho tiempo, un magma líquido constituido de rocas fundidas. La astenosfera tiene un estado sólido, pero con una viscosidad más débil que la de la litosfera, facilitando su deformación plástica irreversible. Su resistencia débil delante de los esfuerzos y las corrientes de convecciones pone los materiales en movimiento, resultado de las temperaturas y las presiones elevadas del medio y no de una fusión de las rocas.

Las demás definiciones de la litosfera se dieron en función del origen que se considera (Boillot, 1996): 1) las reacciones a las fuerzas aplicadas, 2) la manera de transmitir las ondas sísmicas, 3) la repartición de las temperaturas en profundidad.

- 1) la litosfera elástica: su espesor varía entre 10 y 100 km., con un valor promedio de 60 km. Una elevación de la temperatura disminuye el espesor de la litosfera elástica, mientras que un enfriamiento aumenta el espesor. La temperatura a la base de la litosfera elástica es del orden de 600 a 800° Celsius.
- 2) la litosfera sísmica: la velocidad de propagación de las ondas sísmicas disminuye de unos 10% a unos 100 km. de profundidad. Esto representaría el límite entre litosfera y astenosfera. Esta pérdida de velocidad dentro de la astenosfera se debe al aumento de temperatura y de presión en profundidad y a la disminución de densidad y de viscosidad correspondiente.
- 3) la litosfera térmica: se estima a 1300° Celsius la temperatura mínima que permite el inicio de las corrientes de convecciones dentro de la astenosfera. Dentro de la litosfera no se observa movilidad de los materiales, debido a una viscosidad más elevada y diferencias de densidad entre los materiales muy débiles. La convección no es posible, y el calor se va a transmitir por conducción desde la base (1300° C) hasta la superficie de la Tierra (0° C). La profundidad del isoterma 1300° C se ubica en promedio a unos 120 km. de profundidad.

El límite entre la litosfera y la astenosfera no corresponde a un límite geológico entre dos terrenos de composición diferentes (Figura 1.1). Es más bien una frontera física que depende de las condiciones de presión y de temperatura del medio. Los materiales de la litosfera son más fríos y entonces más densos que los de la astenosfera. En función del parámetro considerado (elasticidad, sismicidad, temperatura), este límite se ubica a diferentes profundidades.

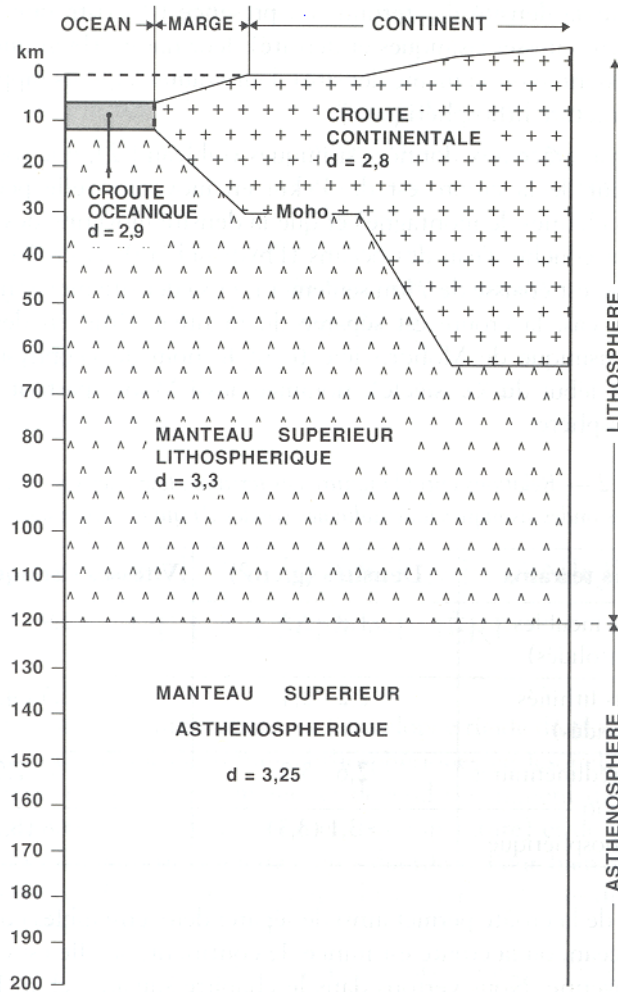


Figura 1.1: Estructura interna de la litosfera.
El manto inferior pertenece a la astenosfera. d =densidad.

1.5- CONFIGURACION MUNDIAL ACTUAL DE LAS PLACAS TECTONICAS.

Como se planteo inicialmente en la sexta ley de la teoría de Tectónica de Placas, la sismicidad permite definir las fronteras entre placas. Hoy día, considerando las placas las más grandes, se reconocen quince (15) placas sobre el globo terrestre denominadas (Figura 1.2): África (NB+SM), América del Norte (NA), América del Sur (SA), Antártica (AN), Arabia (AR), Australia (AU), Caribe (CA), Cocos (CO), Eurasia (EU), Filipina (I+Y+B), Juan de Fuca (JF), India (IN), Nazca (NZ), Pacífica (PA), Mar de Scotia (SC).

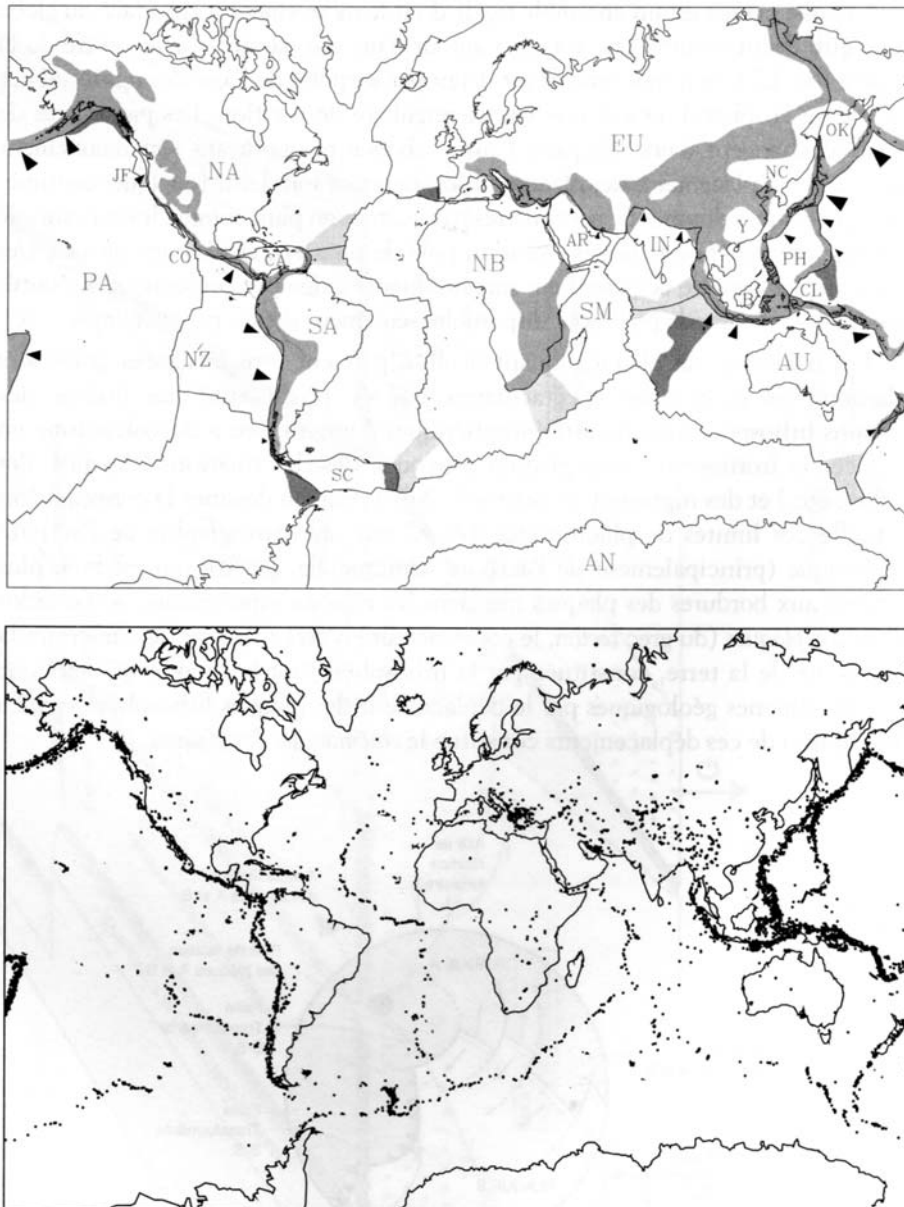


Figura 1.2: A) Fronteras actuales de las 15 placas litosfericas principales. B) Localización de epicentros que muestra la correlación entre sismicidad y fronteras de placas.

2- ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

2.1- EL INTERIOR DE LA TIERRA

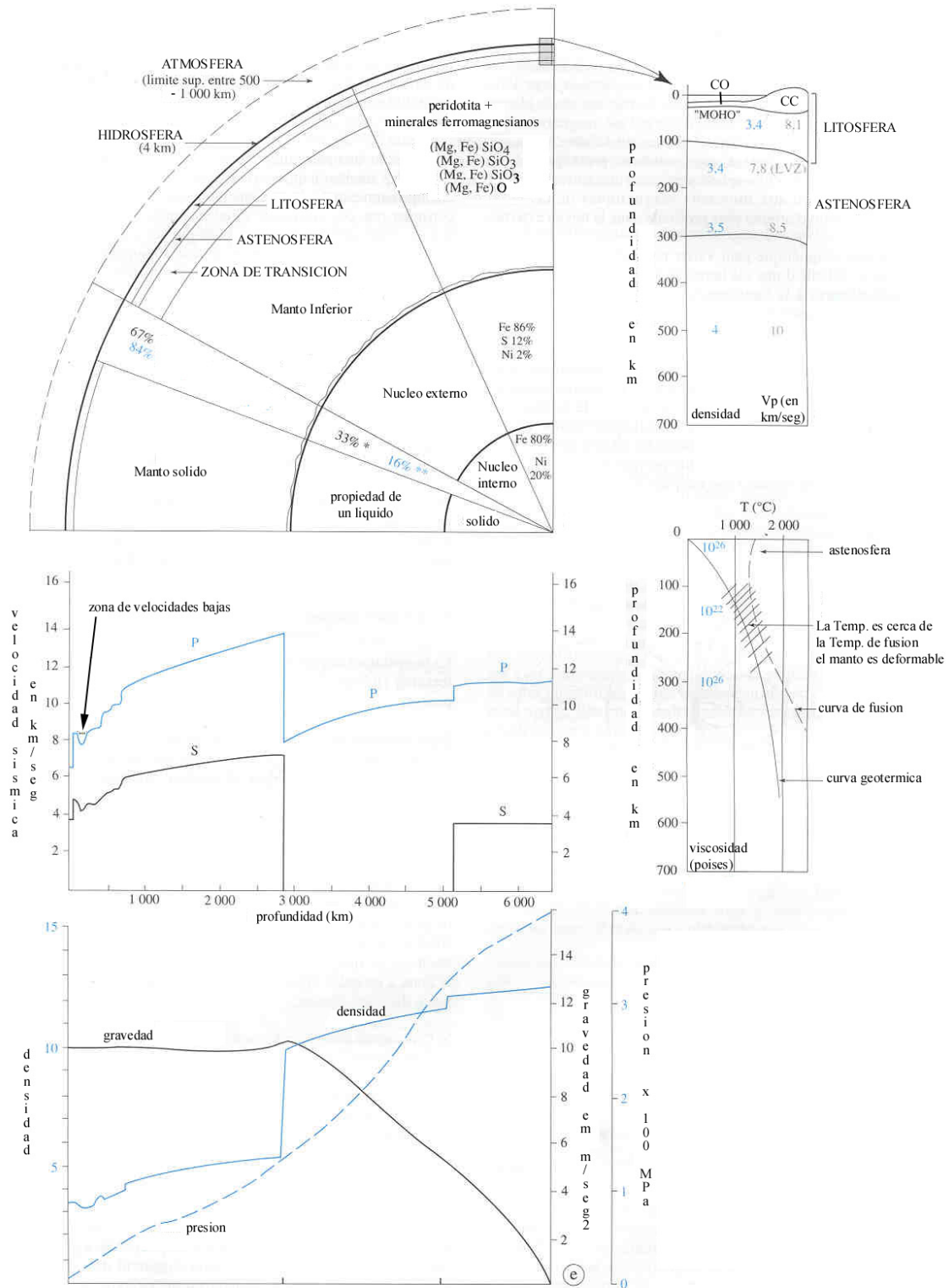


Figura 2.1: Estructura interna de la Tierra (Caron *et al.*, 1995).

Aunque Jules Verne haya pensado en un viaje hacia el centro de la Tierra, la única posibilidad de conocer más sobre el interior de la Tierra y de poder acercarse del núcleo terrestre es mediante la Geofísica que constituye la ciencia que estudia las propiedades físicas de la Tierra. Hoy día, un “Jules Verne” moderno debería incluir en su escrito nociones de sismología, punto de fusión, convección, y nuevos conocimientos sobre el núcleo.

La corteza terrestre constituye la epidermis del globo terrestre y se divide en dos partes: 1) la corteza continental en su mayoría ubicada debajo de los continentes constituida esencialmente de materiales que tienen una composición similar a la del granito, roca con una densidad media de unas 2,7 veces la del agua, y 2) la corteza oceánica debajo de los océanos tiene una composición similar a la del basalto, una roca que es unas 3 veces más densa que el agua.

La morfología de esta corteza traduce la existencia de una doble actividad:

- Una actividad interna, que se manifiesta desde la superficie, por un volcanismo importante, sismos de grandes magnitudes, el nacimiento de nueva corteza al nivel de las dorsales oceánicas y la orogénesis de nuevas cadenas de montañas.
- Una actividad externa que tiene a la energía solar como motor principal y que permite por medio del ciclo del agua la erosión, el transporte y el aplanamiento de grandes relieves.

El manto (Figura 2.1) constituye el elemento más voluminoso del globo terrestre (84% del volumen total y 67% de la masa total de la Tierra). El límite entre la corteza y el manto refleja un cambio de composición y se denomina “Moho” (o discontinuidad de Mohorovicic en honor al geofísico croata Andrija Mohorovicic quien evidencia esta discontinuidad en 1909). El manto terrestre no es un océano de magma como se pensó duramente mucho tiempo. Él puede fundirse parcialmente y producir un líquido (el magma que va alimentar los volcanes), pero este fenómeno es muy local y se produce solamente en los

primeras centenas de kilómetros del manto. En su mayoría, el manto se comporta como un sólido y su comportamiento mecánico depende fuertemente de la temperatura. A medida que está se eleva (desde 1000°C en el tope hasta $3000 \pm 600^\circ\text{C}$ en la base) la viscosidad de los materiales disminuye. La viscosidad traduce la resistencia de un fluido en derramarse. Las rocas se ponen cada vez más blandas y se pueden deformar sin romperse. Se derraman a razón de unos centímetros (hasta decenas de centímetros) por año, como el hielo de los glaciares que bajan de las montañas. El manto superior se compone de peridotitas, que son rocas compuestas de tres minerales: el olivino, el piroxeno y el granate. Este ensamblaje mineralógico es el que se encuentra dentro de los magmas que llegan a la superficie.

La idea de que la Tierra tiene un núcleo es relativamente reciente. Aunque el diámetro del globo terrestre es conocido de manera muy precisa desde el Antigüedad, nadie se imaginaba que el interior de la Tierra era diferente de lo que se puede observar desde la superficie. Hay que esperar 1881 para que el matemático Edouard Roche proponga un modelo de la Tierra constituido de un núcleo interno y los experimentos del prusiano Emil Wiechert, en 1896, que proponen que este núcleo está constituido de hierro denso y tiene un radio de 4970 km., recubierto por un manto rocoso de 1400 km. de espesor. La sismología permitió tener las pruebas de la existencia del núcleo, cuando el sismólogo Beno Gutenberg, en 1912, pone en evidencia una discontinuidad a los 2900 km. de profundidad. Él la identifica como la frontera entre el núcleo de hierro y el manto y la denomina la “discontinuidad de Gutenberg”.

El radio del núcleo es de 3471 km., unos 55 % del rayo terrestre, su volumen representa 16% del volumen total de la Tierra. En 1936, el sismólogo Inge Lehman descubre que las ondas sísmicas de cizallamiento no se propagan dentro del núcleo externo y afirma que este es líquido. El núcleo es líquido hasta una profundidad de 5150 km. donde se convierte en un sólido. El núcleo sólido, de 1220 km. de diámetro, lo que representa solamente 5% del volumen total del núcleo. En su mayoría, el núcleo está constituido de hierro (86 % para

el núcleo externo y 80 % por el núcleo interno), pero se compone también de, silicio (7%), azufre (2%) y oxígeno (4%).

El concepto de campo magnético se introdujo para explicar las fuerzas lejanas que orientan una brújula ubicada a la superficie de la Tierra. En primera aproximación, el campo geomagnético (o campo magnético terrestre) se describe como un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra, cuyo eje está inclinado con respecto al eje de rotación de la Tierra. El dipolo está dirigido hacia el Sur, de tal modo que, en el hemisferio Norte cerca del polo Norte geográfico se ubica un polo Sur magnético y en el hemisferio Sur cerca del polo Sur geográfico se ubica un polo Norte magnético. Por convención se denomina el polo magnético ubicado cerca del polo Norte geográfico polo Norte magnético y el polo magnético situado cerca del polo Sur geográfico polo Sur magnético. Hoy día se sabe que el campo geomagnético nace dentro del núcleo externo líquido, atrapado entre un núcleo interno y un manto inferior, ambos sólidos. La circulación de corrientes eléctricas dentro de este núcleo líquido permite generar un campo magnético con una magnitud en la superficie que varía desde 35000 γ * cerca del ecuador hasta 60000 γ cerca de los polos.

* El Gamma (γ) corresponde a la antigua unidad de medida de la Intensidad del campo magnético, donde 1 γ = 1 nanoTesla.

2.2- MOVILIDAD DE LAS PLACAS

Entre las placas definidas sobre el globo terrestre, se establece que solamente tres tipos de movimientos relativos son posibles (Figura 2.2):

- la divergencia con un movimiento perpendicular a la frontera entre las placas que permite la creación de una nueva litosfera.
- la convergencia con un movimiento igualmente perpendicular a la frontera entre las placas pero que genera la destrucción de la litosfera antigua.
- la transcurrancia con un movimiento paralelo a la frontera entre las placas, donde no se crea y se destruye ningún material.

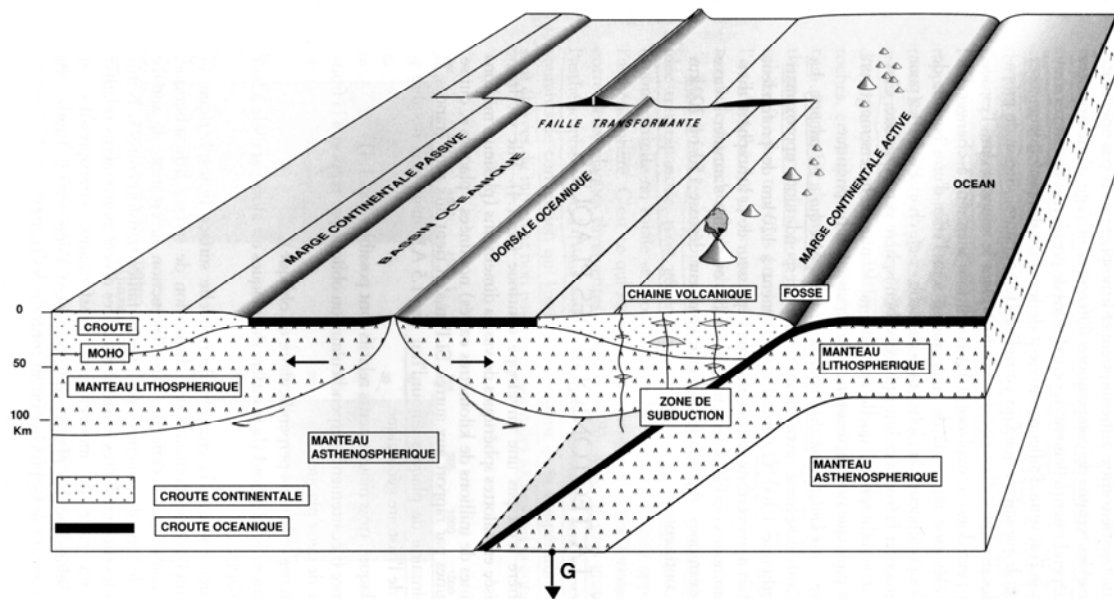


Figura 2.2: Las dorsales oceánicas son fronteras de placas divergentes, las zonas de subducción son fronteras de placas convergentes y las fallas transformantes son fronteras de placas que deslizan entre ellas.

El motor del movimiento de las placas nace dentro de la astenosfera donde existe una convección térmica importante. La tierra tiene que evacuar el calor que se libera de la desintegración de los elementos radioactivos atrapados en profundidad, como lo son esencialmente el uranio, el torio y el potasio. Como resultado, la astenosfera se encuentra calentada en su base y la pérdida de calor en el tope que hace contacto con la litosfera fría, genera ejes principales de corrientes de convección contra-rotativos.

La convección dentro del manto astenosférico se puede comparar a la convección que existe dentro de un recipiente de agua (Figura 2.3a): si se calienta muy poco un recipiente lleno de agua, ningún movimiento se puede observar. Aumentando el calentamiento, aparece a la superficie pequeñas corrientes. Si tiramos en el agua pequeñas migas de pan, se observa que existe una corriente ascendiente en el centro del recipiente, y descendiente cerca de las paredes. Si aumentamos más la llama, los movimientos del líquido son más rápidos y más desordenados.

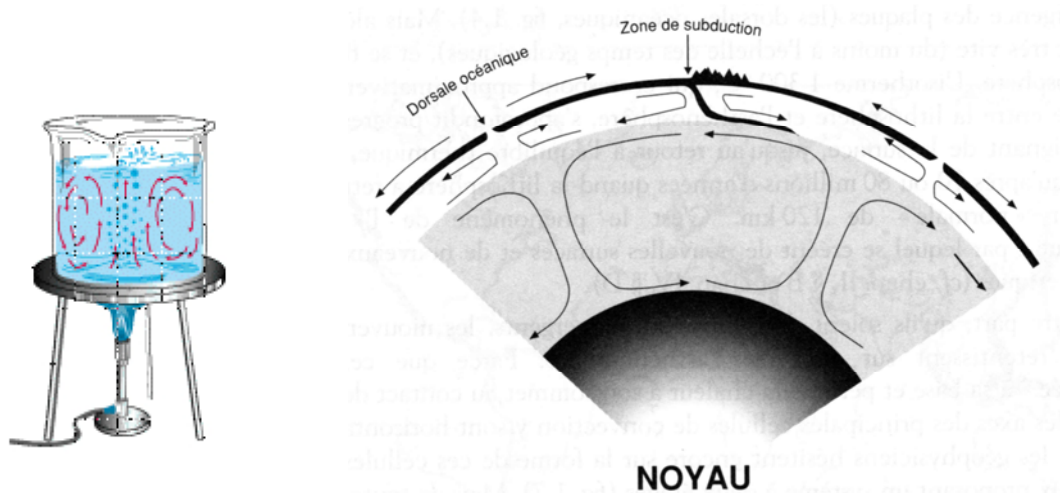


Figura 2.3: (a) corrientes de convección dentro de un recipiente de agua, (b) Organización de dos niveles de corrientes de convección dentro de la astenosfera.

En el caso de la Tierra, ocurriría lo mismo, pero se piensa que existen dos niveles de corrientes de convección (Figura 2.3b). Los movimientos de la litosfera y dentro de la astenosfera son relacionados: las dorsales oceánicas siendo la manifestación en superficie de las corrientes ascendientes y las zonas de subducción de las corrientes descendientes. La distribución de las corrientes es variable en el tiempo, tomando en cuenta que el régimen de convección de la Tierra no es un régimen estacionario.

2.3- PALEOMAGNETISMO

El Paleomagnetismo (o Magnetismo Fósil) estudia todos los efectos ocurridos al campo magnético en el tiempo.

La magnetización remanente de las rocas es una propiedad física adquirida por la roca en la época de su formación para las rocas ígneas o depositación para las rocas sedimentarias. Sus características se mantienen aunque cambie el campo inductor.

Las observaciones de la magnetización remanente de las rocas desde 1905 hasta 1929 muestran que algunas rocas tienen una polaridad invertida con respecto al campo magnético actual. Se estableció que dependiendo de las épocas, las rocas presentan polaridades normales (en la dirección del campo actual) o inversas (en la dirección opuesta). La conclusión a este fenómeno es que el campo

magnético terrestre ha sufrido inversiones de polaridad en el transcurso del tiempo. La correlación de los datos permitió establecer una cronología de las épocas en que el campo magnético terrestre es normal o inverso (Figura 2.4). La escala de inversiones magnéticas establecida por Cox (1969) muestra 296 inversiones en los últimos 165 Millones de años.

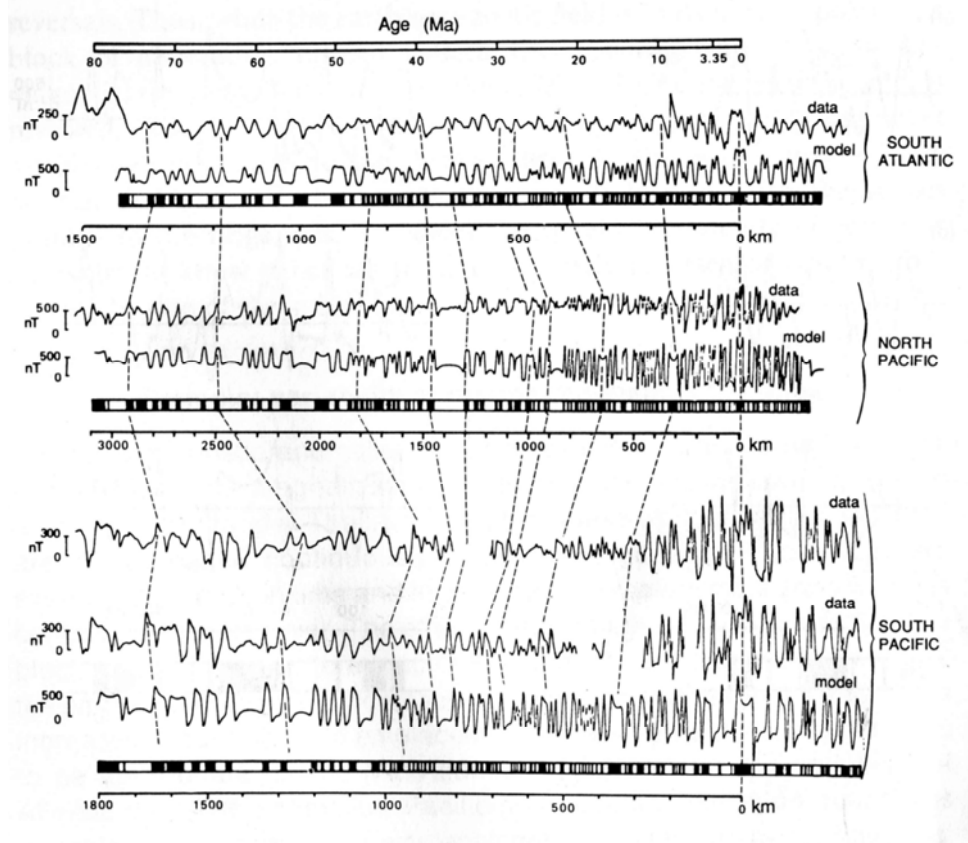


Figura 2.4: Anomalías magnéticas medidas en el océano Atlántico Sur, Atlántico Norte y Pacífico Sur y correlaciones entre ellas (Fowler, 1990).

2.4- EXPANSION DE LOS FONDOS OCEANICOS - DERIVA CONTINENTAL

La prospección magnética marina permitió identificar, en todos los océanos del globo, la alineación de anomalías magnéticas perpendiculares y simétricas a los ejes de las dorsales oceánicas. Vine y Wilson (1965) hacen una interpretación de las anomalías magnéticas y explican el fenómeno de acreción oceánica (formación de litosfera oceánica de manera continua en los ejes de las dorsales por ascenso hacia la superficie de un material que viene del manto en forma en lavas) y la expansión de los fondos oceánicos (Figura 2.5). Finalmente, de esta expansión se demuestra la existencia de una deriva continental.

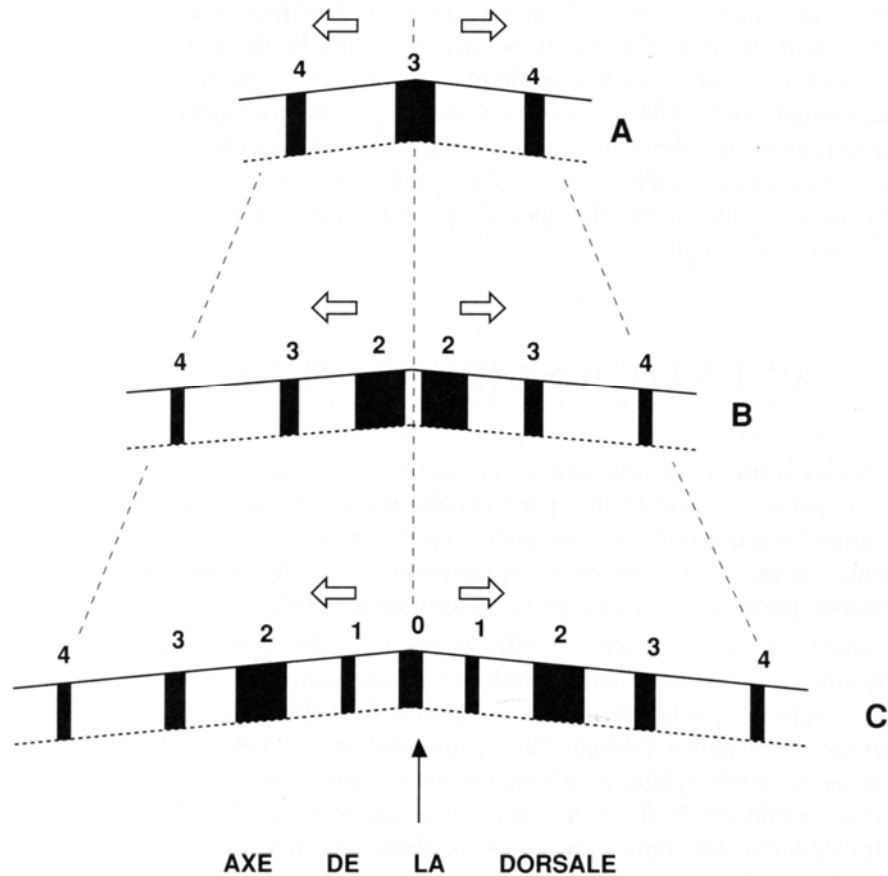


Figura 2.5: Anomalías magnéticas oceánicas formadas sucesivamente en el eje de la dorsal gracias a la expansión de los fondos oceánicos. En negro, las anomalías de polaridad normal (en la dirección del campo actual); en blanco, las de polaridad inversa (en la dirección opuesta del campo actual).

Hoy día, el movimiento de una placa se mide con una precisión relativa de unos milímetros. Esta alta precisión se debe a las performances de las técnicas de posicionamiento geodésico, como son las del GPS (Global Positioning System) en particular. Las velocidades medidas que describen el movimiento de las placas sobre el globo terrestre varían de unos milímetros hasta diez centímetros por año. Si llevamos estos valores a la escala de tiempos geológicos (1 cm/año = 10 Km / Ma), los desplazamientos pueden ser importantes y a la escala de la Tierra vieja de 4500 Millones de años, una roca pudo haber recorrido 45000 km., es decir más que la circunferencia del globo terrestre, este recorrido sería posible solamente si las rocas no estuvieran atrapadas en las zonas de subducción.

3- FORMACIÓN DE CADENAS MONTAÑOSAS

3.1- MODELOS OROGÉNICOS

Son los métodos geofísicos (sísmica, magnetismo, gravimetría) que permitieron tener un conocimiento más preciso de la corteza terrestre. Hoy día se puede seguir el "Moho" de manera más precisa, realizando tomografías de la litosfera. Durante los tiempos geológicos, una cadena montañosa sufre muchas modificaciones, debido a su levantamiento y al efecto permanente de la erosión. Se dice que una cadena nace, vive y muere. Los ciclos orogénicos tienen 3 fases: 1) sedimentación, 2) orogénesis y, 3) aplanamiento. Las cadenas montañosas pueden tener una edad de 100 hasta 200 Millones de años, pero en la mayoría de los casos no alcanzan cinco Millones de años.

¿Cual sería hoy día el cuadro teórico que describe las cadenas de montañas presentes a la superficie del globo? Las relaciones que existen entre los ciclos orogénicos y la Tectónica de Placas aún no son muy claras, pero se piensa que un ciclo corresponde a la apertura de un dominio oceánico seguido de su cierre. La corteza continental adyacente y más ligera se encuentra comprimida favoreciendo su acortamiento y aumentando su espesor: se crean relieves sobre la corteza continental, las montañas se erigen.

3.2- FORMACIÓN DE CADENAS DE MONTAÑAS

Cuando se considera la naturaleza de las placas involucradas, las cadenas de montañas no son todas idénticas. Se distinguen tres grandes categorías de montañas: (1) las que se desarrollan en las zonas de subducción como son la cordillera de los Andes y las cordilleras ubicadas al oeste de los Estados Unidos, (2) las que nacen en las zonas de colisión entre dos continentes como son el Himalaya, los Apalaches, los Alpes, los Pirineos, y los Andes venezolanos, y (3) finalmente las cadenas intracontinentales como el Atlas en Marrueco.

Pero, cuando se considera los procesos de formación, se puede decir que las cadenas de montaña son todas idénticas. En efecto, todas las montañas tienen como origen el mismo fenómeno que consiste en el acortamiento de la corteza. El concepto general es el que permite la creación de un prisma de acreción

(Figura 3.1): cuando la corteza oceánica se hunde debajo de la corteza continental a las zonas de subducción, los sedimentos que está transporta no se pueden hundir muy profundamente, se van a desolidarizar poco a poco y pequeños fragmentos de rocas se despegan para acumularse al pie del margen continental, formando un prisma de acreción compuesto de sedimentos plegados, fallados, cabalgados y sometidos a metamorfismo. La subducción prolongada puede formar un prisma de acreción lo suficiente grande como para elevarse por encima del nivel del mar.

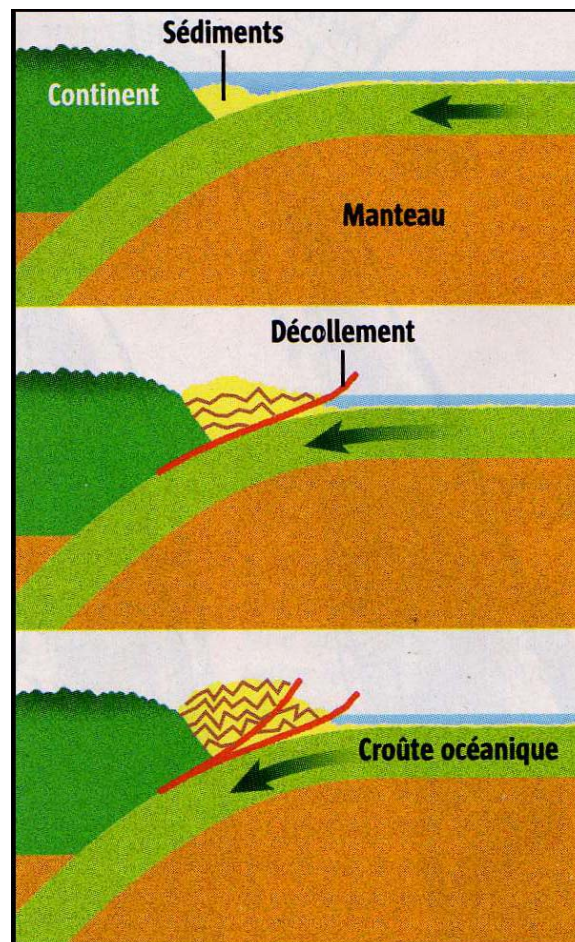


Figura 3.1: Formación de un prisma de acreción durante la colisión corteza oceánica / corteza continental.

Finalmente, a veces este fenómeno no es suficiente para absorber todo el acortamiento, como es el caso de la colisión entre la India y Asia donde la compresión es tan fuerte que provoca deformaciones de las regiones más internas de Asia (cadena del Tien Shan por ejemplo). En algunas partes de la cordillera de los Andes, el acortamiento de la corteza continental se produce

todavía y esta corteza sigue engordando de ambos lados. Un volcanismo intenso participa adicionalmente a este aumento del espesor, resultado del hundimiento de la Placa Pacífica dentro de la astenosfera. Cuando se elevan la temperatura y la presión, las rocas se transforman (por metamorfismo) y funden parcialmente (a partir de 700°C), los magmas formados ascienden, algunos se quedan bajo la corteza, otros llegan a la superficie formando una cadena de volcanes que contribuye al aumento del espesor de la corteza continental.

3.3- ISOSTASIA

En cualquier sitio del globo terrestre, la gravedad tiene un valor promedio de 9,81 m/s² (981000 mGal). Las anomalías del campo gravimétrico dependen de la repartición de las masas en profundidad y son del orden del 1/5000 de este valor. En primera aproximación, a la escala de la Tierra, se podría omitir este valor. Pero si estudiamos la litosfera, la repartición de masa es importante. Debemos repetirlo, el valor de la gravedad es constante a la superficie de la Tierra que sea sobre los continentes o sobre los océanos. Tiene entonces que haber una compensación de las masas en profundidad para que el equilibrio sea posible.

Un déficit de masa en la superficie debe ser compensado en profundidad, e inversamente, un exceso de masa en la superficie debe ser corregido en profundidad por un déficit de masa. Este principio, llamado "Isostasia" introduce la existencia de una superficie de compensación por debajo de la cual el equilibrio hidrostático está establecido.

¿Pero dónde podemos ubicar esta superficie de compensación? ¿Dentro o por debajo de la litosfera? Para ser riguroso, hay que ubicarla al límite entre litosfera y astenosfera.

El modelo propuesto por Sir George Airy en 1889 describe la noción de isostasia (Figura 3.2). La capa superior tiene una densidad ρ_u y el substrato tiene una densidad ρ_s . Cuando se introduce un exceso de masa por la presencia de

relieves (por ejemplo de altura de h_1 y h_2), este se compensa en profundidad por un déficit de masa (profundidad de la raíz de r_1 o r_2 respectivamente).

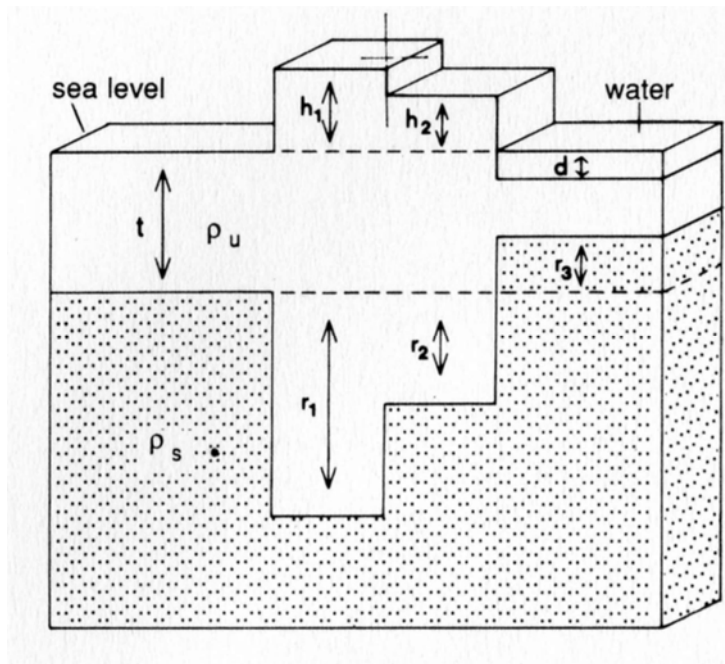


Figura 3.2: Principio de Isostasia. Modelo de Airy. El nivel de referencia corresponde al nivel del mar.

Considere un margen continental en equilibrio isostático local. Se supone que las cortezas oceánica y continental tienen respectivamente unas densidades relativas de 3 y 2.7. El agua del mar y el manto superior litosférico tienen respectivamente unas densidades relativas de 1.03 y 3.3. La corteza oceánica tiene un espesor de 6 km. y el mar una profundidad de 5.5 km. ¿Cual sería el espesor de la corteza continental considerando para la isostasia el modelo de Airy? Respuesta = 23,8 km.

Las leyes de la isostasia son una simple aplicación del principio de Arquímedes: la corteza flota sobre el manto más denso, la fuerza que empuja el manto sobre la corteza es comparable a la del agua sobre un cuerpo flotante (barco o iceberg). Así, se entiende la existencia de los continentes y de los océanos. La corteza continental (con una densidad de 2,7) se encuentra en equilibrio isostático y debe tener al menos un espesor de 30 km. para poder emerger. La corteza oceánica (con una densidad de 3) es ella más delgada y tiene un espesor

promedio de unos 7 km. El Moho y las rocas densas del manto están entonces acercadas de la superficie.

3.2- DESTRUCCIÓN DE CADENAS DE MONTAÑAS

Actualmente, los instrumentos geodésicos miden velocidades de levantamiento de las montañas de unos milímetros por año (unos 10 mm para el Himalaya y de 1 hasta 2 mm. para los Alpes). Estas velocidades son bien inferiores a la magnitud de los desplazamientos de las placas litosféricas de unos centímetros por año, y dependen esencialmente de cómo se mueven las fallas internas de las montañas. La actividad sísmica dentro de la cadena corresponde a un indicador importante del levantamiento de una cadena de montaña.

Enseguida formadas, las montañas están sujetas a la erosión la cual cumple con el papel de destrucción de los relieves a razón de unos milímetros por siglo (Tarbuck y Lutgens, 2000). La erosión es cada vez más activa si los relieves son más importantes: las montañas jóvenes (básicamente todas las montañas recubiertas por glaciares y nieve) son atacadas más ferozmente. En efecto, la erosión de los glaciares es un proceso extremadamente eficaz que se opone al levantamiento del relieve. Existe una real competencia entre el fenómeno de erosión y el de surrección.

Teóricamente, la erosión debería actuar hasta una completa abrasión de la cadena, es decir hasta que la corteza continental vuelva a un espesor normal de 30 km. Otro fenómeno viene a perturbar una vuelta al estado inicial: la cadena sufre un derrumbamiento gravitacional. Está se encuentra atrapada y comprimida entre el peso de su relieve y la fuerza de Arquímedes, lo que va generar un estiramiento de la corteza que se adelgaza y se derrumba.

3.2- LOS ANDES VENEZOLANOS

Los Andes Venezolanos representan una cadena montañosa intracontinental, con una orientación NE-SW, de 400 km. de largo y 80 km. de ancho, culminando en el Pico Bolívar cerca de la ciudad de Mérida a los 5000 m de altura. Esta cadena reciente es atravesada por la zona de Fallas de Boconó desde

el SW hasta el NE, mostrando un comportamiento rumbo deslizante dextral teniendo un valor de falla de transferencia intracontinental (Figura 3.3). La Zona de Fallas de Boconó representa un sistema que se manifiesta, geomorfológicamente, por una serie de valles alineados, depresiones lineales y otros rasgos alineados en un corredor de 1 a 5 Km. de ancho, orientado, aproximadamente, en dirección N 45° E y a lo largo de unos 500 Km. en la parte central de los Andes venezolanos, entre la depresión del Táchira y el Mar Caribe (Schubert, 1980). El sistema de fallas se caracteriza con un movimiento transcurrente dextral, iniciándose para algunos autores desde el Oligoceno y prolongándose hasta el Presente. Audemard y Audemard (2002) señala que el desplazamiento horizontal es de 60 hasta 100 Km., mientras Lugo (1991) postula que la falla no posee un desplazamiento mayor a los 20 Km., debido a que el Arco de Mérida no sustenta mayores desplazamientos. En su parte mediana, entre Estanques y Santo Domingo, la zona de fallas de Boconó cambia de orientación y toma una dirección casi E-W, formando así una zona que tiene las componentes de un relevo en distensión, donde muchas fallas normales pueden afectar el basamento Precámbrico y Paleozoico. Varios autores señalan estas fallas normales y una serie de cuencas de tipo pull-apart formada a lo largo de la zona de falla (Audemard, 2003; Dhont et al., 2005).

Al NW y al SE, los Andes Venezolanos cabalgan sobre las cuencas de Maracaibo y de Barinas. Estas dos cuencas tienen un potencial en hidrocarburos indiscutible pero varias preguntas sobre sus estructuras y evoluciones están todavía sin dilucidar. Las estructuras mesozoicas controlaron en gran parte la evolución durante el Eoceno. Las fallas jurásicas se reactivaron durante el Terciario (Hervouët et al. 2005). Actualmente, la sismicidad y las velocidades de desplazamiento medidas a lo largo de ciertas fallas muestran que existe una tectónica activa en el contacto entre los Andes y las cuencas de antepaís. Los datos de campo muestran una compresión orientada NW-SE para las zonas fronterizas.

En su parte central, los Andes de Mérida muestran una partición importante de las deformaciones, ya que a lo largo de un corte NW-SE se pueden encontrar

movimientos exclusivamente compresivos (cabalgamiento sobre los antepaís), movimientos transcurrentes (a lo largo de la zona de Falla de Boconó), y movimientos de fallas normales. Estos últimos se ubican dentro de la zona de relevo de distensión, o son impulsados por movimientos de deslizamiento por gravedad dentro de las cuencas (Dhont et al., 2005).

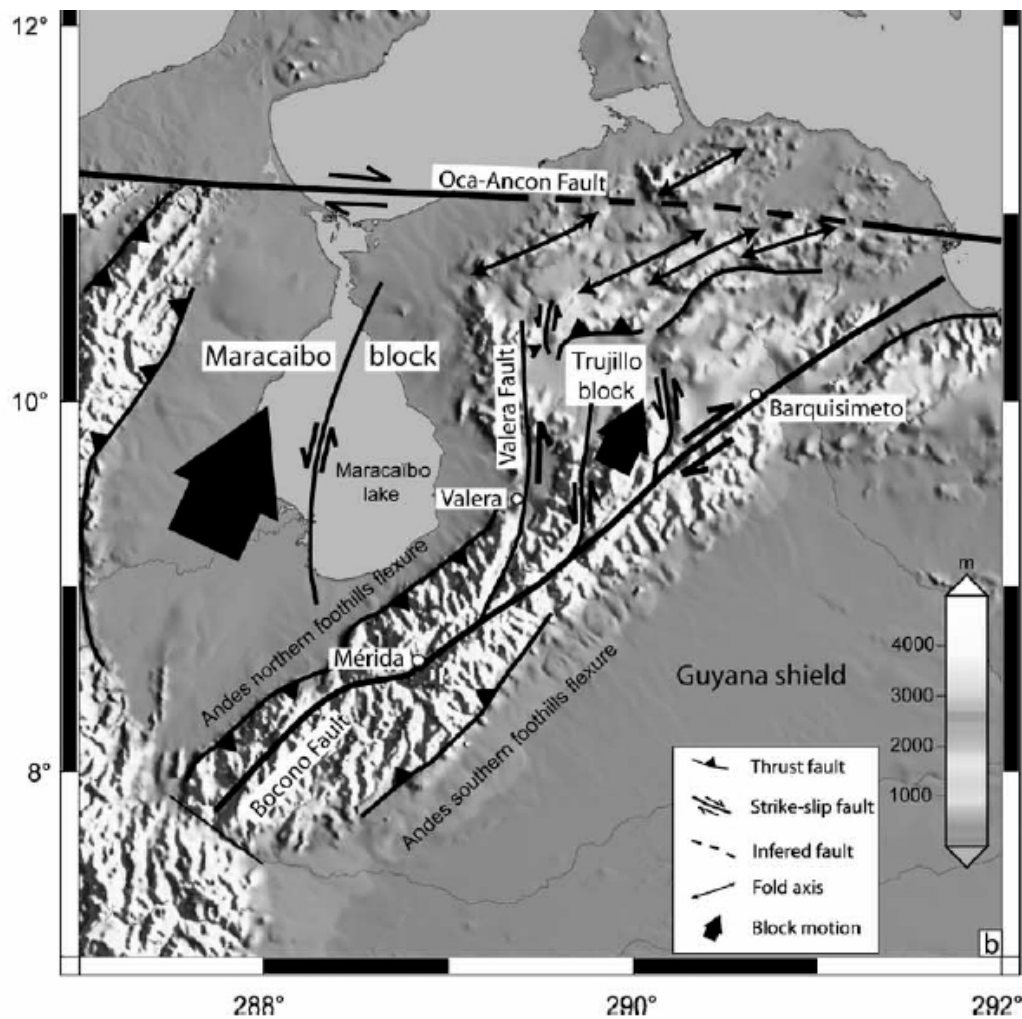


Figura 3.3: Cuadro estructural de los Andes Venezolanos (Dhont et al., 2005).

4- SISMOLOGIA

4.1- NOCIONES GENERALES SOBRE LOS SISMOS

Un sismo corresponde a la vibración de la Tierra después de que se haya liberado rápidamente cierta cantidad de energía en el subsuelo. De repente, las rocas de la corteza terrestre, que estaban bajo tensiones, desde decenas o centenas de años, ceden y se rompen como un resorte demasiado extendido. Esta ruptura de dos bloques deslizándose entre sí a lo largo de una falla, se propaga en el subsuelo y avanza muy rápidamente (valor promedio de unos 3 km/h para la corteza, ver demás valores ver la Figura 2.1). Pero el movimiento de los bloques se bloquea también muy rápidamente, enseguida que se encuentra otro estado de equilibrio. En función de la energía liberada, la falla desliza desde unos centímetros hasta unas decenas de metros. Durante este movimiento, las rocas son trituradas: las fallas siempre son rugosas y las rocas se pegan sobre asperidades de cualquier tamaño. El esquema de un bloque de masa m unido a un resorte que se jala sobre una superficie rugosa representa muy bien como se realiza el deslizamiento irregular con respecto a la fuerza aplicada (Figura 4.1). Estas fricciones son las que producen las ondas sísmicas que se propagan en la Tierra, un poco como las pequeñas olas que se observan al tirar una piedra en el agua (Philip *et al.*, 2007).

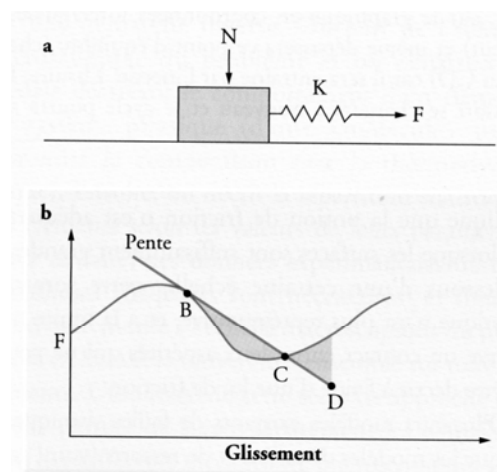


Figura 4.1: (a) bloque de masa m unido a un resorte que se jala sobre una superficie rugosa, (b) curva de deslizamiento en función de la fuerza aplicada.

El punto inicial en el espacio y en el tiempo donde se inicia la ruptura se llama foco (o hipocentro) y el punto correspondiente sobre la superficie y ubicado verticalmente al foco se llama epicentro. Las cuatro parámetros que definen la localización del foco son: la hora origen (t), las coordenadas geográficas desde la superficie del epicentro (longitud y latitud) y la profundidad (h).

Hay que esperar el sismo devastador de San Francisco en 1906 para que se establezca una clara relación entre los sismos y el movimiento sobre una falla. Una comisión de investigación dirigida por Harry F. Reid reporta que la sacudida fue provocada por un deslizamiento sobre una porción de la falla de San Andreas de 5 metros y eso se observó sobre unas centenas de kilómetros. Se presenta en la Tabla 1, la relación que se puede definir entre la longitud de la falla, el deslizamiento promedio, la duración de la ruptura y magnitud del sismo.

Tabla 1: Equivalencia entre magnitud y ruptura sísmica

| Magnitud del sismo | Longitud de la falla | Deslizamiento promedio | Duración de la ruptura |
|--------------------|----------------------|------------------------|------------------------|
| 9 | 800 km | 15 m | 250 s |
| 8 | 200 km | 5 m | 60 s |
| 7 | 50 km | 1 m | 15 s |
| 6 | 10 km | 20 cm | 3 s |
| 5 | 3 km | 5 cm | 1 s |
| 4 | 1 km | 1 cm | 0,3 s |

Se distinguen tres tipos de desplazamientos entre dos bloques separados por una falla (Figura 4.2). Cuando los bloques están sometidos a fuerzas de extensión, los bloques se alejan a lo largo de un plano inclinado y se habla de falla normal. Estas fallas son las responsables de las zonas de Rift como la que se observa en el Mar Rojo. Al contrario, cuando los bloques están comprimidos, estos cabalgan acortando y elevando las zonas deformadas: la falla es llamada inversa. Son ellas que van a levantar las cadenas de montaña a lo largo de los

milenios. Finalmente, si el deslizamiento entre los dos bloques es horizontal y a la largo de un plano vertical, la falla es denominada transcurrente. La falla de San Andreas en California y la falla de Boconó en Venezuela representan dos ejemplos kilométricos de este tipo de movimiento.

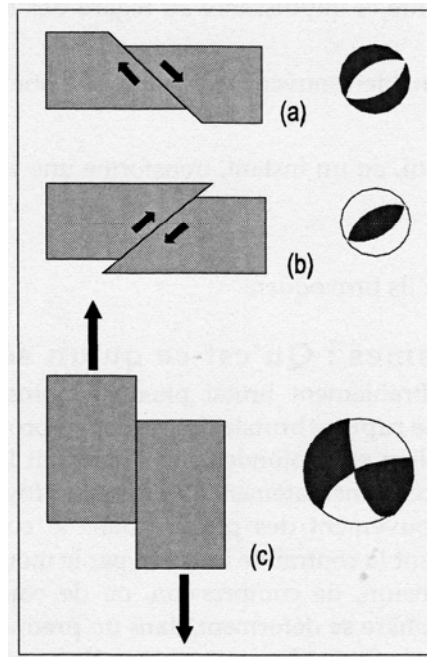


Figura 4.2: Fallas y sus respectivos mecanismos focales: movimiento vertical en (a) fallas normales, y (b) fallas inversas; (c) movimiento horizontal en fallas transcurrentes.

Los sismos ocurren raramente de manera aislada pero casi siempre, forman parte de una secuencia con características bien definidas. Ocasionalmente, dos o más eventos principales pueden ser relacionados en el tiempo y en el espacio. Los eventos ocurridos en Venezuela el 26 de marzo de 1812 permitieron identificar un primer epicentro entre La Guaira y Choróní a las 4.00pm, otro epicentro en La Serranía de Arao a las 4.00pm, y un último epicentro en Mérida a las 5.00pm (Altez, 2006). A continuación, los ajustes que siguen al terremoto principal (o terremotos principales) generan una serie de sismos más pequeños denominados réplicas. Ellos van a perdurar en el tiempo y el decaimiento de estas réplicas sigue la siguiente ley, llamada ley de Omori (Scholz, 2002):

$$n(t) = \frac{K}{(c + t)^p}$$

Donde $n(t)$ representa el número de réplicas en el intervalo de tiempo t después del sismo principal, K y p son unas constantes y c un número positivo cerca de cero. El exponente p es normalmente cercano al valor de 1, así que la ley del decaimiento es cercana a una hipérbola.

4.2- REBOTE ELÁSTICO

El sismólogo Reid realizó la primera descripción del ciclo sísmico analizando el terremoto de San Francisco de 1906. Reid comparó medidas geodésicas de triangulación realizadas alrededor de San Francisco antes y después del sismo y observó un desplazamiento relativo de ambos lados de la falla de unos 5 metros. Comparando las mediciones con las que efectuó en el año 1906 antes del sismo, pone en evidencia unas deformaciones lentas antes del sismo, localizadas dentro de una banda estrecha alrededor de la falla. A partir de estas observaciones, Reid propone el modelo de rebote elástico.

En este modelo, puntos ubicados de ambos lados de una falla se desplazan en direcciones opuestas entre dos sismos mientras que sobre la falla, bloqueada, no existe movimiento (Figura 4.3). Existe un proceso lento de acumulación de esfuerzos durante el periodo intersísmico. Cuando cierto punto de resistencia es alcanzado, las deformaciones de ambos lados de la falla son tan importantes que se produce el sismo que descarga brutalmente los esfuerzos acumulados. El término de rebote elástico describe muy bien que, durante el sismo, la parte frágil de la corteza hace un salto como para alcanzar el retraso acumulado durante el periodo intersísmico.

Durante el sismo, las zonas I y III se encuentran en compresión, y el primer movimiento de la onda se hace hacia arriba. Las zonas II y IV están ellas en extensión, y el primer movimiento de la onda se hace hacia abajo.

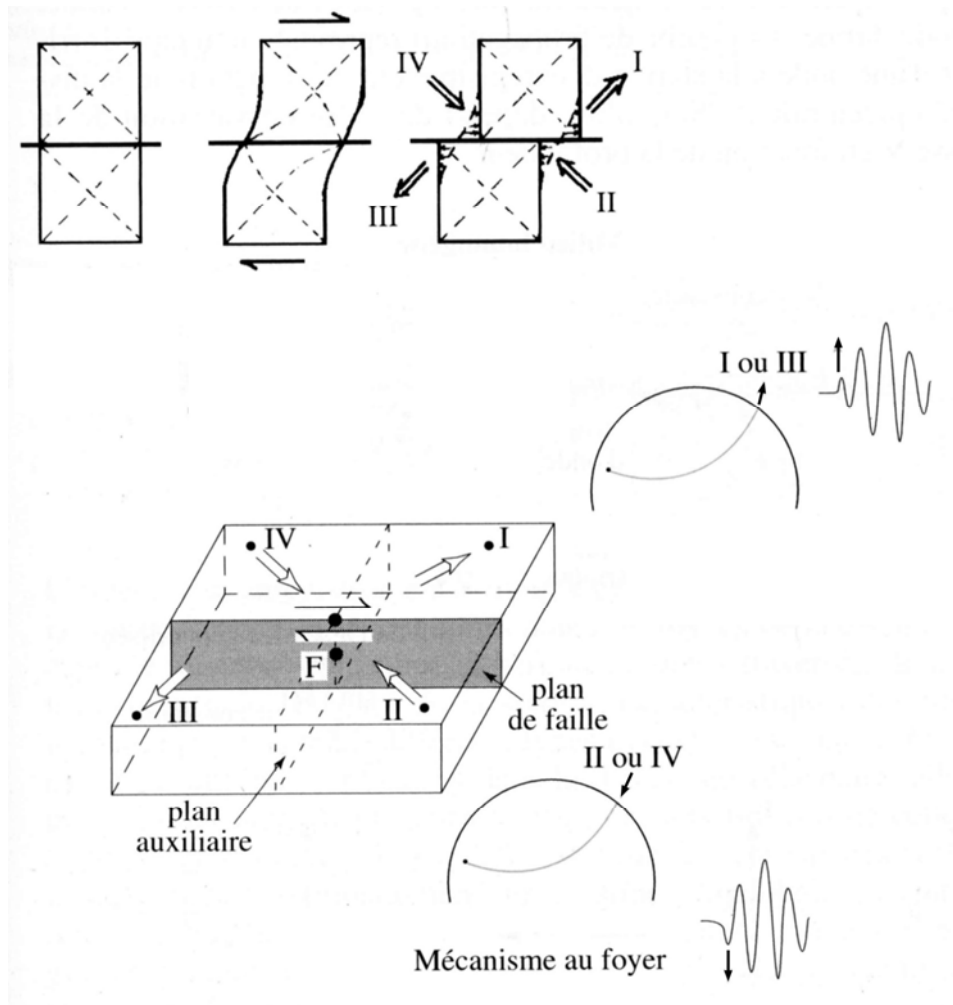


Figura 4.3: Rebote elástico ((a) estado inicial, (b) antes y (c) después del sismo) y respuesta de los 4 cuadrantes cercano al foco del sismo. (d) En I o III: las zonas están en compresión, el primer movimiento se hace hacia arriba. En II o IV: las zonas están en extensión, el primer movimiento se hace hacia abajo.

4.3- PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS

Después de ocurrir un sismo, las ondas se van a propagar en el interior de la Tierra de diferentes formas. Se llama "frente de onda" la superficie de varios puntos de un medio alcanzada por una deformación. Delante de este frente de onda, las partículas del medio no están deformadas.

Al observar el registro de la señal sísmica (o sismograma), las primeras llegadas observadas son las ondas P y las ondas S que constituyen unas ondas de cuerpo porque viajan a través de un volumen. Las ondas P son ondas de compresión o longitudinales. El movimiento de las partículas está en la misma dirección que

la dirección de propagación de la onda. Las ondas S son ondas de cizallamiento o transversales y el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda (Figura 4.4).

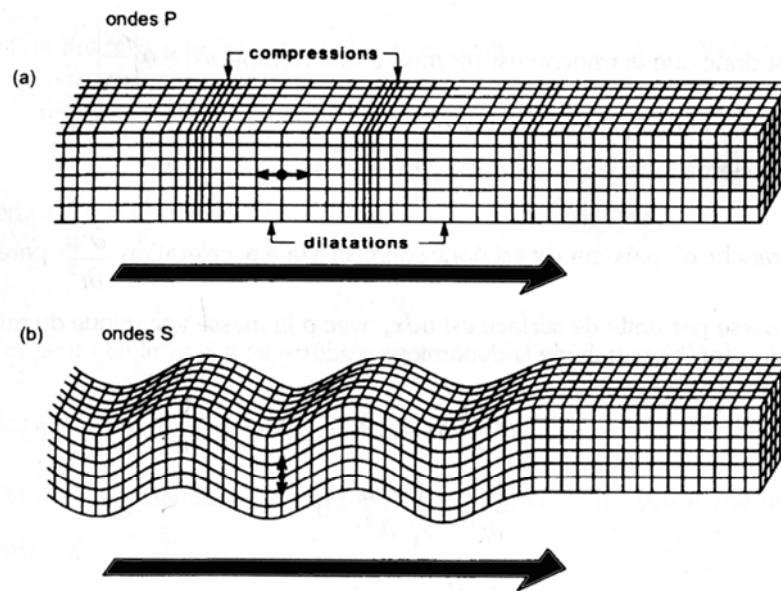


Figura 4.4: Propagación de las ondas de cuerpo: (a) Ondas P o ondas de compresión, (b) ondas S o ondas de cizallamiento

Las siguientes leyes de la óptica se pueden aplicar a la propagación de las ondas de cuerpo:

a- Amortiguamiento de la energía con la distancia: la energía de una onda que se propaga en un medio es proporcional al cuadrado de su amplitud. Esta amplitud decrece con una ley inversamente proporcional de la distancia a la fuente.

b- Principio de Huyghens: cada punto de un frente de onda es origen de una nueva onda que se propaga también en forma de esfera.

c- Principio de Fermat: el tiempo para que una onda viaje desde un punto A hasta un punto B es mínimo a lo largo de los rayos.

d- Ley de reflexión: una onda que llega con un ángulo de incidencia i sobre una interfaz que separa dos medios de velocidades diferentes se refleja con un ángulo de reflexión $r = i$

e- Ley de Snell-Descartes: una onda que llega con un ángulo de incidencia i sobre una interfaz que separa dos medios de velocidades diferentes se transmite en el segundo medio con un ángulo de t , de tal manera que $\frac{\text{sen}(i)}{V_1} = \frac{\text{sen}(t)}{V_2}$

f- Difracción: puntos de difracción dentro del medio pueden ser fuentes secundarias que van a generar nuevos frentes de ondas.

La existencia de una superficie libre y otras discontinuidades en el interior de la Tierra producen un acoplamiento de energía que da origen a otro tipo de ondas llamadas ondas superficiales. Estas ondas viajan guiadas por la superficie y las capas cercanas a la superficie, no penetran en el interior de la Tierra y son generadas por sismos de pequeñas profundidad. Llegan a ser registradas por los sismómetros después de las ondas P y S, ya que las velocidades de propagación son inferiores a las de las ondas de cuerpo.

Existen 2 tipos de ondas de superficie (Figura 4.5):

- las ondas Rayleigh (o "LR", L: long, R: Rayleigh), descritas por Lord Rayleigh en 1887, se desarrollan cerca de la superficie libre de un medio semi-infinito. El movimiento de las partículas para estas ondas se encuentra confinado dentro de un plano vertical que contiene la dirección de propagación de la onda. Cerca de la superficie el movimiento esta en forma de elipse vertical retrograde (sentido contrario de las agujas de un reloj para una onda viajando hacia la derecha).

- las ondas Love (o "LQ", L: long, Q: Querwellen, ondas transversales en alemán), descritas por A. Love en 1911, se desarrollan cuando existe un incremento importante de la velocidad de las ondas S con la profundidad. Se propagan por reflexiones internas múltiples de las ondas S polarizadas horizontalmente (ondas SH) dentro del medio cercano a la superficie libre. Se habla de propagación de ondas guiadas. El movimiento de las partículas de las ondas de Love es transversal y horizontal. Solo los sismómetros horizontales registran su información.

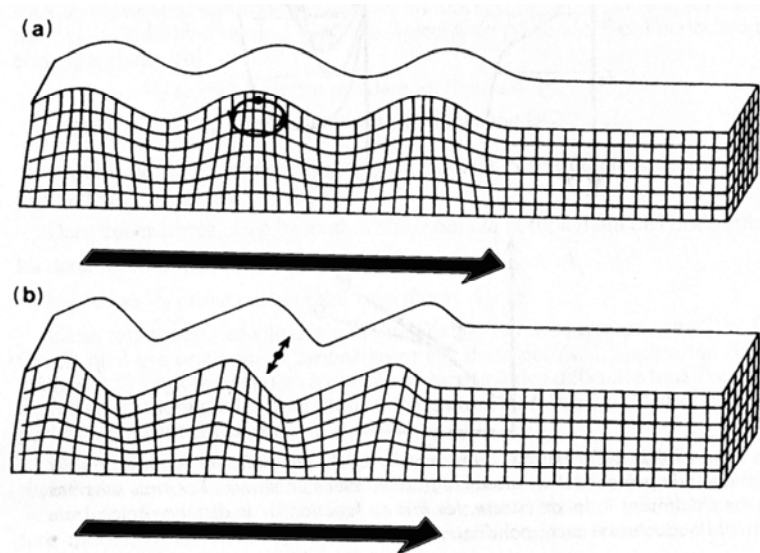


Figura 4.5: Propagación de las ondas superficiales:
(a) ondas de Rayleigh, (b) ondas de Love

4.4- LOCALIZACIÓN DE LOS SISMOS

Las velocidades de propagación de ondas P y S dentro de la corteza terrestre están determinadas y se ha podido establecer curvas de referencia (llamadas curvas Camino-Tiempo) que representan los tiempos de llegadas de estas ondas hasta la estación de registro en función de la distancia del epicentro (distancia epicentral).

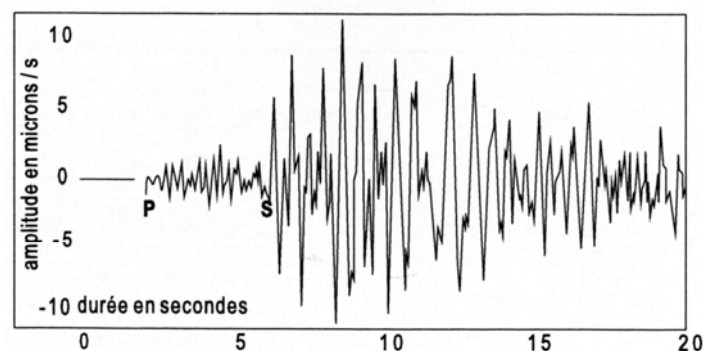


Figura 4.6: Sismograma del sismo del 22 de octubre de 1990 en Niza (Francia), registrado por el sismómetro de Sospel ubicado a 20 km. del epicentro.

La diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P (t_P) y S (t_S) registrados sobre un sismograma (Figura 4.6) en un lugar preciso permite tener una indicación sobre la ubicación del sismo. Las curvas Camino-Tiempo permiten estimar la distancia epicentral del sismo conociendo ($t_S - t_P$). A partir de los

registros de tres estaciones, se puede localizar perfectamente la posición del sismo a la junción de los tres círculos que tienen como radio respectivo la distancia epicentral (Figura 4.7).

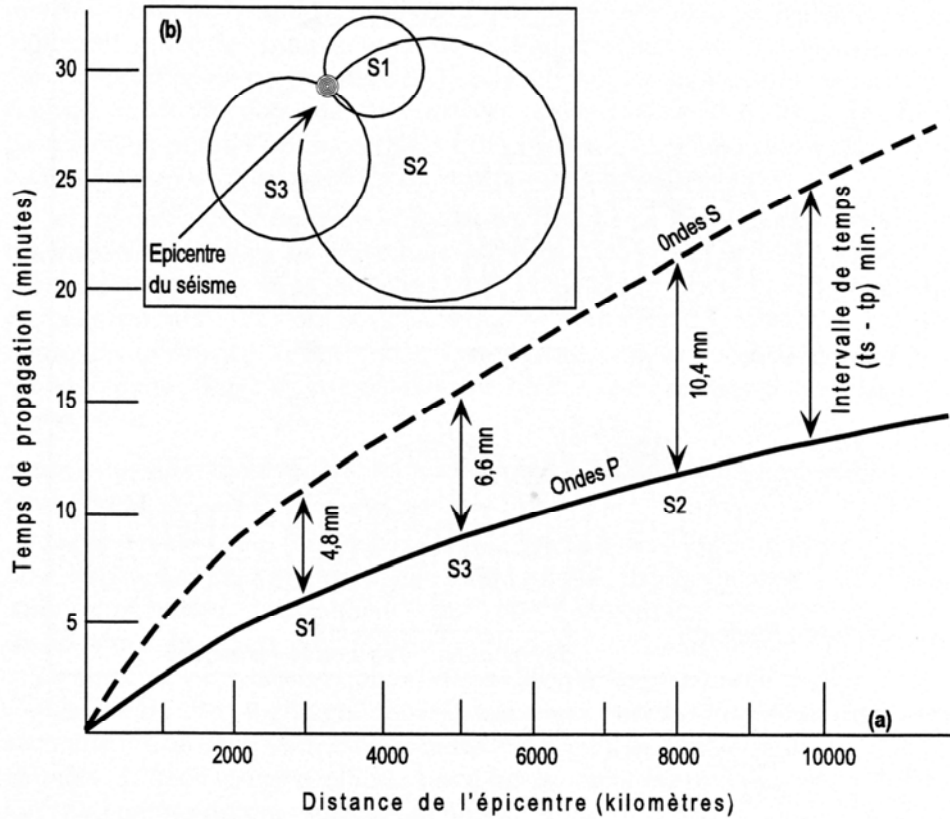


Figura 4.7: curvas Camino-Tiempo que representan los tiempos de llegadas de las ondas P y S hasta la estación de registro en función de la distancia epicentral. En el recuadro superior, se observa como se ubica la posición del epicentro a partir de tres estaciones.

4.5- INTENSIDAD DE LOS SISMOS

La intensidad de un terremoto en un punto determinado de la superficie de la Tierra representa la fuerza con que se siente el sismo, es una medida del poder destructor del sismo sobre edificios y terrenos. La forma de medir es indirecta, varios aspectos tienen que ser considerados:

- a- la intensidad depende del sitio de observación.
- b- la intensidad es mayor en la zona epicentral.
- c- no es un valor asignado a cada sismo.
- d- la intensidad disminuye en función de la distancia al foco.

- e- es una apreciación subjetiva y no instrumental.
- f- se expresa en grados de escala desde I hasta XII.
- g- las escalas mas difundidas son: la escala de Mercalli modificada (MM) en el año 1931 por Harry O. Wood y Frank Neuman, la escala Medvedev-Sponheuer-Karnik del año 1964 (MSK-64) y la Escala Macrosísmica Europea del año 1998 (EMS-98), (Ver en anexo 6.1 un resumen de la escala EMS-98, Grunthal, 1998).
- h- cada grado lleva descripción para personas, efectos y daños.
- i- los grados < VI se asignan por percepción individual, no es relevante.
- j- el grado VII es la transición entre temblor y terremoto.
- k- los grados entre VII y X describen la severidad de daños a edificios.
- l- los grados XI y XII describen efectos y cambios geológicos.

Un recurso muy utilizado para facilitar la asignación de intensidades es el uso de encuestas, las cuales se diseñan según el contenido de la escala que se pretende aplicar. Básicamente, una encuesta usada por Fundapris (Fundación para la Prevención de los Riesgos Sísmicos, <http://www.fundapris.ciens.ula.ve/>) y el Laboratorio de Geofísica de la ULA (<http://lgula.ciens.ula.ve/>) presenta las preguntas siguientes (Rengifo y Carrillo, 2004): ¿Dónde se encontraba y qué hacía en el momento del sismo?, ¿Qué observó y qué hizo en el momento del sismo?, ¿Cómo describiría el movimiento?, Describa la casa o edificio donde se encontraba: calidad de construcción, terreno de las fundaciones, ¿Qué observó en la estructura de la casa y adentro después del sismo?, ¿Qué observó en la calle y que cambios notó en el paisaje? Para cada pregunta, el encuestado tiene que expresar su nivel de percepción del sismo ocurrido.

4.6- MAGNITUD DE LOS SISMOS

Este concepto fue introducido por el americano Charles F. Richter en 1935 y se fundamenta en el hecho de que la amplitud de las ondas sísmicas representa una medida de la energía liberada en el foco.

Richter definirá la magnitud M de un sismo como: “el logaritmo de base 10 de la máxima amplitud expresada en micrones registrada en un sismómetro estándar Wood-Anderson a 100 Km. del epicentro.”

$$M = \log_{10} (A/A_0) = \log_{10} (A) - \log_{10} (A_0) \quad \text{o} \quad A/A_0 = 10^M$$

En la escala logarítmica de Richter, un aumento de diez veces en la amplitud de onda corresponde a un incremento de un grado en la escala de magnitud. Se consideran sismos pequeños cuando $M < 5$, sismos moderados para $5.5 < M < 6.5$, sismos grandes cuando $M > 7$ y sismos muy grandes cuando $M > 8$.

La forma general, utilizada actualmente de las escalas de magnitud se escribe:

$$M = \log_{10} (A/T) + q(\Delta, h) + a$$

donde: A: Amplitud máxima de la onda (medida en micrones)

T: periodo de la onda (en segundos)

q: función que corrige la atenuación de la amplitud de la onda

Δ : distancia angular entre el sismógrafo y el epicentro (en grados)

h: profundidad del hipocentro (en metros)

a: constante empírica

Antes describimos que la magnitud de un sismo esta relacionada con el logaritmo de la amplitud de las ondas sísmicas. Como la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud, ella se puede relacionar igualmente con la magnitud del sismo. Relaciones empíricas se establecieron y indicaron que si la magnitud aumenta de 1, la energía ella aumenta por 31,6 veces (Tabla 2).

Tabla 2: Equivalencia entre la Magnitud del sismo y la energía liberada.

| Magnitud del sismo | Energía liberada* (en millones de ergios) | Equivalencia de energía aproximada |
|--------------------|--|---------------------------------------|
| 0 | 630.000 | ½ kilo de explosivos |
| 1 | 20.000.000 | |

| | | |
|----|-----------------------------|--|
| 2 | 630.000.000 | Energía emitida por un relámpago |
| 3 | 20.000.000.000 | |
| 4 | 630.000.000.000 | 500 kilos de explosivos |
| 5 | 20.000.000.000.000 | |
| 6 | 630.000.000.000.000 | Prueba atómica de 1946 en Bikini |
| 7 | 20.000.000.000.000.000 | Terremoto de Loma Prieta (1989) |
| 8 | 630.000.000.000.000.000 | Terremoto de San Francisco (1906) |
| 9 | 20.000.000.000.000.000.000 | Terremoto de Alaska (1964) |
| 10 | 630.000.000.000.000.000.000 | Consumo anual de energía en Estados Unidos |

*Para cada incremento de la magnitud, la energía liberada aumenta alrededor de 31,6 veces

Para las ondas superficiales, la expresión de la magnitud (M_s) se simplifica y se reduce a:

$M_s = \log_{10} (A/ T)_{\max} + 1,66 \log_{10} (\Delta) + 3,3$, para sismos de profundidad inferior a 50 km. y de distancia epicentral superior a 20° .

Para las ondas de cuerpo, la magnitud (m_b) se simplifica y se reduce a:

$$m_b = \log_{10} (A/T) + 0,01\Delta + 5,9$$

Cuando se calculan m_b y M_s para un sismo, generalmente el valor no coincide. Las dos escalas dan valores diferentes pero pueden ser relacionadas. Se puede graficar m_b en función de M_s , y mostrar una relación lineal.

Por ejemplo, para el sismo de Alaska de 1964, se calculo $m_b = 2,5 + 0,63 M_s$

Adicionalmente, para valores altos de las magnitudes, las escalas que permiten el cálculo de m_b y M_s se "saturan" y dejan de ser apropiadas. A partir de $M_s=7,5$, se debe utilizar entonces la expresión que define la magnitud del momento, también llamada magnitud de Kanamori (Kanamori y Anderson, 1975):

$$M_w = 2/3 \log_{10} M_o - 6,0$$

donde M_0 se expresa en N.m y representa el Momento sísmico que se define como:

$$M_0 = \mu Fs$$

donde “ μ ” corresponde a la rigidez de los materiales, “F” representa la superficie de la falla que deslizo y “s” define el desplazamiento promedio de la falla.

Finalmente, daremos unos ejemplos de magnitud de terremotos grandes ocurridos en la historia (Tabla 3):

Tabla 3: Ejemplos de magnitud de terremotos históricos grandes:

| Localidad | Año | Magnitud |
|-------------------|------|----------|
| Mérida, Vzla | 1894 | 7,3 |
| San Francisco, EU | 1906 | 8,2 |
| Sur de Chile | 1960 | 8,5 |
| Tangshan, China | 1976 | 7,6 |
| Ciudad de México | 1985 | 8,1 |
| Kobe, Japon | 1995 | 6,9 |
| Cariaco, Vzla | 1997 | 6,9 |
| Sichuan, China | 2008 | 7,8 |

4.7- SISMICIDAD Y TECTONICA DE PLACAS

Sobre la Tierra, existe una estrecha relación entre los epicentros de los sismos y los bordes de placas tectónicas. Las zonas de alta sismicidad se correlacionan claramente con el mapa mundial de placas tectónicas (Ver Figura 1.2).

El 90% de los sismos se generan a profundidades menores de 100 km., los que resultan ser muy dañinos tienen generalmente un origen muy poco profundo. Los terremotos dichos superficiales tienen un hipocentro a menos de 70 km. de profundidad, es decir dentro de la litosfera; los intermediarios entre 70 y 300 km., los profundos entre 300 y 700 km. de profundidad.

A lo largo de las zonas de subducción, los terremotos observados pueden ser de tipo superficial, intermedio o profundo. Se observa que casi todos los focos de gran profundidad se generan en las zonas de subducción a lo largo de un plano inclinado de 35° a casi 90° (llamado plano de Wadati-Benioff) pero siempre se registran muy pocos terremotos por debajo de los 700 km. debido posiblemente a que la placa litosférica se ha calentado lo suficiente como para perder su rigidez. En efecto como lo hemos definido en el Capítulo 3.2, dentro de las zonas de subducción, se confrontan dos placas: la placa que tiene el material menos denso seguirá flotando mientras que la placa oceánica más densa se fundirá en la astenosfera.

A lo largo de las zonas de divergencia y de las fallas transcurrentes, los sismos observados pueden ser de tipo superficial.

A veces, ocurren terremotos dentro de la corteza continental estable, generalmente a poca profundidad y a lo largo de fallas reactivadas. ¿Cuál es la causa de estos fenómenos enigmáticos?

4.8- ZONAS DE ALTA SISMICIDAD EN VENEZUELA

Desde los primeros testimonios de la época colonial en el Siglo XVI, se sabe que Venezuela ha sufrido los efectos de los terremotos. Su historia sísmica revela que durante el período desde 1530 hasta 2008, han ocurrido al menos 130 eventos sísmicos, los cuales han provocado algún tipo de daño en la población venezolana.

En Venezuela, los sismos representan uno de los mayores riesgos potenciales en cuanto a pérdidas humanas y económicas. En la actualidad, aproximadamente un 80% de la población vive en zonas de alta amenaza sísmica, variable que aumenta el nivel de riesgo, haciéndolo cada vez mayor a medida que se eleva el índice demográfico y las inversiones en infraestructura.

La zona de mayor actividad sísmica corresponde a una franja de unos 100 km. de ancho, definida a lo largo de los sistemas montañosos de Los Andes, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, lugares en los que se ubican los

principales sistemas de fallas del país. Los sistemas de fallas de Boconó - San Sebastián - El Pilar, han sido propuestos como el límite principal entre las Placas Caribe y América del Sur, causante de los sismos más severos que han ocurrido en el territorio nacional. Además de este sistema de accidentes tectónicos, existen otros sistemas activos menores (por ejemplo: Oca-Ancón, Valera, La Victoria y Urica) capaces de producir sismos importantes. El mapa de sismicidad instrumental de Venezuela en el periodo 1910-2002 (Figura 4.8) muestra claramente la relación que existe entre estos sistemas de fallas y la actividad sísmica.

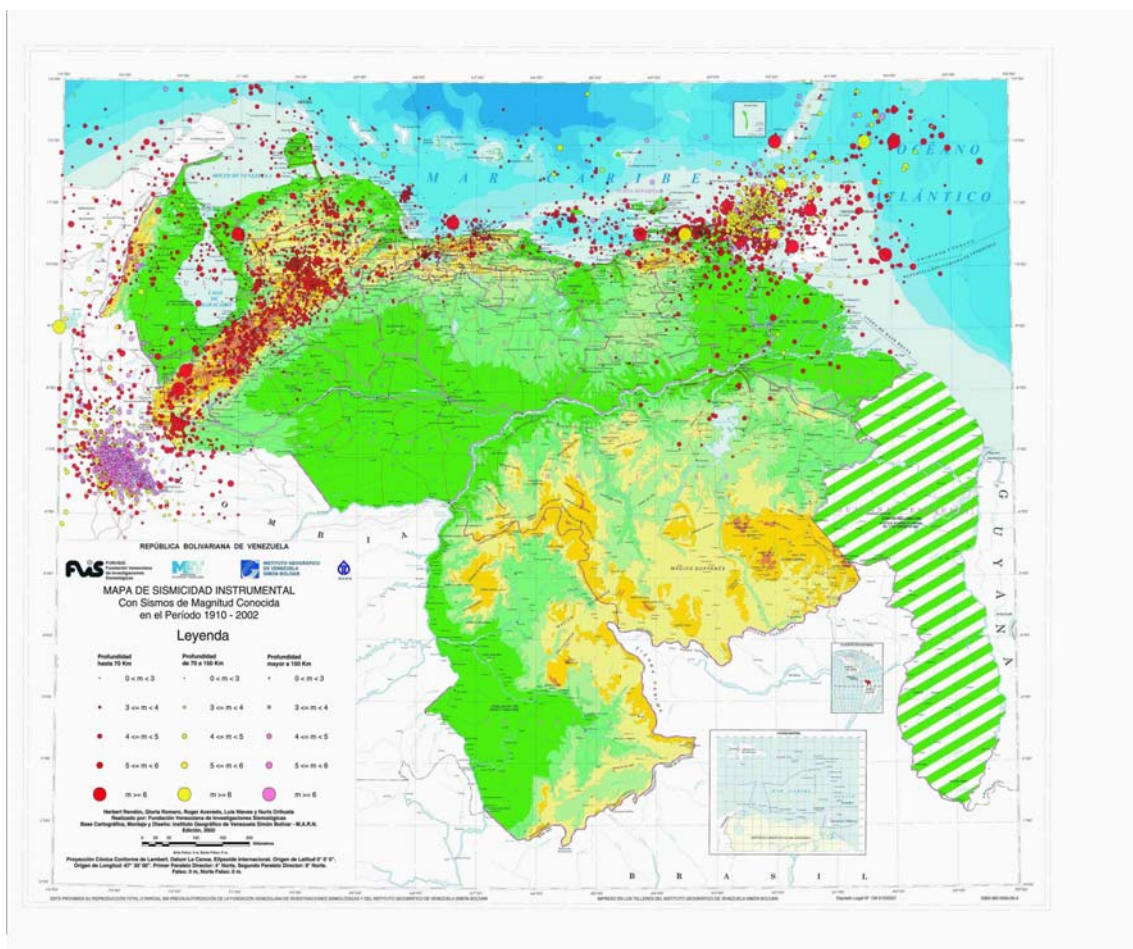


Figura 4.8: Mapa de sismicidad instrumental de Venezuela en el periodo 1910-2002 (<http://www.funvisis.org.ve/>)

En el presente, se asocia gran parte de la actividad sísmica de los Andes venezolanos con el sistema de Fallas de Boconó (Audemard y Audemard, 2002; Choy et al., 2003; Palme et al., 2001, 2005). El mayor terremoto (magnitud Richter promedio 8) registrado en Venezuela ocurrió el 26 de Marzo de 1812

(Laffaille y Ferrer, 2003; Altez, 2006). Este evento destruyó las ciudades más importantes situadas a lo largo de la Zona de Fallas de Boconó, desde Mérida hasta Caracas, cubriendo una distancia de aproximadamente 600 Km. En esta misma zona, el análisis de los mecanismos focales de los terremotos recientes es consistente con un desplazamiento predominantemente rumbo deslizando y dextral, las profundidades focales son generalmente menores de 35 Km., los eventos indican una dirección aproximada de compresión NO-SE (Palme et al., 2001, Hervouët, 2005).

Otro evento, el llamado Gran Sismo de los Andes del 28 de abril de 1894, constituye uno de los más importantes terremotos que haya sufrido la región andina. Durante el sismo, se arruinaron los pueblos entre Mérida y Lagunillas, hubo más que 300 muertos. Los daños disminuyeron hacia Tabay en el norte y Bailadores en el sur. Ocurrieron grandes deslizamientos, sobre todo en la zona de Estanques. Se interrumpió la línea del ferrocarril entre Santa Bárbara y El Vigía, se doblaron los rieles, se arrancaron los durmientes y se cayeron árboles encima de los rieles. Se sintieron por lo menos 116 réplicas hasta el 4 de Agosto de 1894 (<http://www.sismicidad.ciens.ula.ve>)

4.9- RIESGO SISMICO

Es indispensable dar algunas definiciones antes de empezara describir el riesgo sísmico. Usualmente, la amenaza de tipo natural se define como un evento que tiene su fuente y su desarrollo dentro del medio natural, y que se expresa en términos de tasas de excedencia de valores de intensidad, suponiendo condiciones ambientales promedio para una región dada. El inverso de las tasas de excedencia nos da los periodos de retorno. La vulnerabilidad, ella, mide las consecuencias previsibles de un evento natural y relaciona la intensidad de este evento con la fracción que se pierde del valor económico de las propiedades expuestas. El riesgo se relaciona con la esperanza matemática de las pérdidas esperadas en una región y para un intervalo de tiempo dados, y se define como una función de la amenaza y la vulnerabilidad (Lobo y Estevez, 2007).

La previsión de un evento sísmico, es decir anunciar el lugar y la hora exacta de un sismo sigue siendo una meta imposible de alcanzar. Los mecanismos de iniciación de la ruptura son todavía una incógnita y los signos precursoros no presentan un esquema establecido y confiable. Debido a estas dificultades, las investigaciones actuales de los signos precursoros no permiten definir un modelo de previsión de los sismos a cortos plazos. A largo plazo, la previsión de las zonas de alta amenaza sísmica es más fácil de establecer. La sismicidad histórica y la instrumental constituyen dos herramientas que permite establecer mapas sismotectónicos de cada región y definir periodos de retorno para los eventos sísmicos.

Por todo lo expuesto anteriormente, la única manera eficaz de protegerse ante un sismo es con la reducción del riesgo sísmico. Esta tarea se puede articular en tres ejes principales: (1) la evaluación del riesgo sísmico, (2) la protección de las estructuras, (3) la información a las poblaciones y la preparación de las personas que van a ser participar en los operaciones de rescate.

La evaluación del riesgo sísmico pasa por la identificación de las zonas vulnerables y permite establecer las diferentes zonas sísmicas de una región o país. En Venezuela, el mapa de la zonificación sísmica de Venezuela (Figura 4.9) indica los valores de aceleraciones máximas en roca para cada municipio. Se estableció ocho zonas sísmicas donde los valores de las aceleraciones varían desde cero (en la zona 0) hasta 0,40g (en la zona 7).

La protección de las viviendas pasa por el uso de la ingeniería antisísmica. Es indispensable establecer criterios de análisis y diseño para las edificaciones situadas en zonas donde pueden ocurrir movimientos sísmicos. En Venezuela, la norma en vigor es la Norma Covenin 1756-2001 (2001) que tienen como objetivos principales: proteger vidas, aminorar los daños esperados, y mantener operativas las edificaciones esenciales para sismos de baja intensidad sin sufrir daños estructurales significativos, para sismos moderados con daños reparables, para sismos de mayor intensidad sin que se produzca el colapso.

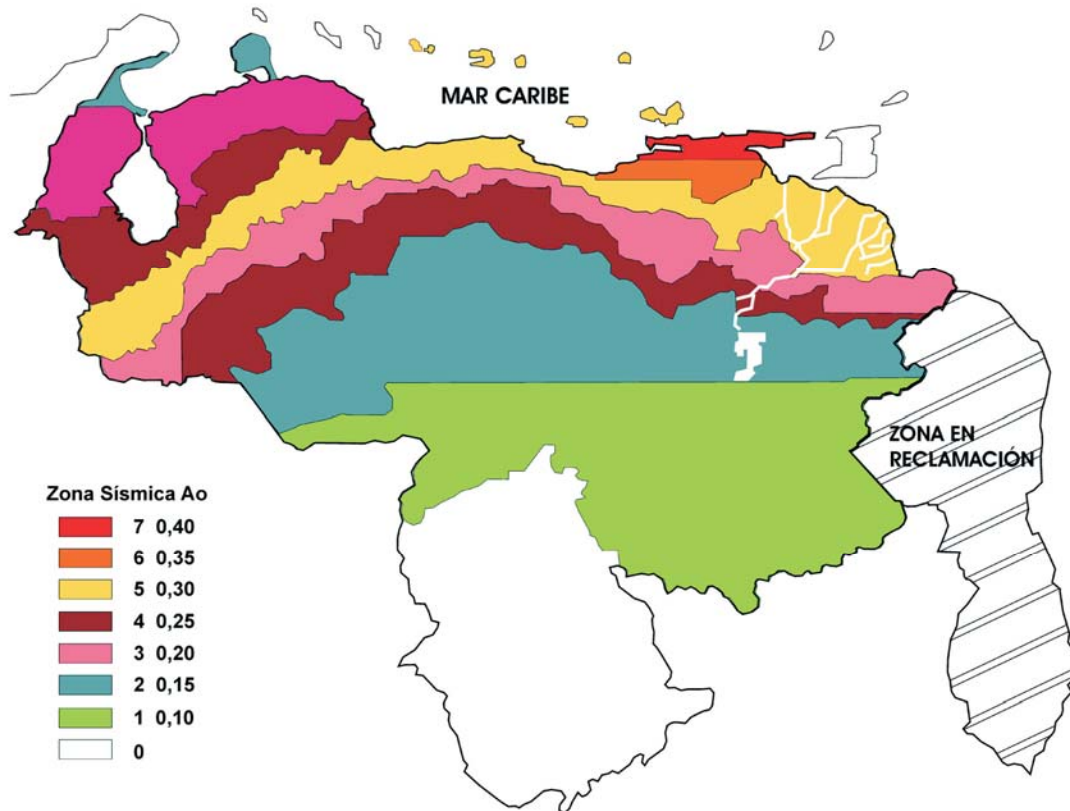


Figura 4.9: Mapa de la zonificación sísmica de Venezuela

La información a las poblaciones y la preparación de las personas pasa por la educación y la capacitación. En esta área, Fundapris (<http://www.fundapris.ciens.ula.ve/>) han implementado programas en la educación básica que han permitido adiestrar a un gran porcentaje de los directivos, docentes y alumnos de todo el estado Mérida, en aspectos relativos al origen, naturaleza, consecuencias y forma de evitar los efectos de los sismos, evaluación de la vivienda y de su entorno físico, comportamiento humano en caso de desastres, ejercicios de evacuación, primeros auxilios y otras técnicas de autoprotección ciudadana. También se han organizado cursos especializados y talleres de entrenamiento en la materia para ingenieros, arquitectos, maestros de obra, médicos y personal paramédico, grupos voluntarios de rescate, asociaciones de vecinos, etc.

En el anexo 6-2, se presenta un ejemplo de texto para ser estudiado en clase sobre ¿Qué hacer en caso de ocurrir un terremoto? En la WEB, existen además guías interesantes para docentes, como son las de CRID (Centro Regional de

Información sobre Desastres en América Latina y el Caribe, http://www.crid.or.cr/crid/esp_serv_cdroms.shtml).

4.10- TSUNAMIS

Los tsunamis se producen con el movimiento vertical del fondo del mar sobre una extensión muy grande. Durante un sismo, dos bloques rocosos deslizan el uno con respecto al otro a lo largo de una falla, como lo hemos descrito en el capítulo 4.1.

Esta falla ubicada en profundidad dentro del material rocoso va a levantar el fondo del mar, y producir un pequeño lomo muy aplastado (apenas algunos metros de alto) y sobre una extensión muy grande (hasta unas decenas de kilómetros de largo); o va a hundir el fondo del mar, y producir una zona vacía, muy poco profunda pero igualmente muy extensa. Como todo se pasa debajo del agua, la superficie del agua reproduce este relieve, sencillamente porque el agua no tiene tiempo de escapar hacia los lados durante la decena de segundos que dura el movimiento sísmico.

Cuando el primer movimiento de la falla forma un lomo, el primer movimiento del agua es hacia arriba en la parte lejana de la costa (Figura 4.9). A la inversa, cuando un hueco se forma en el fondo del mar, la superficie del agua se hunde también, ya que el agua alrededor del hueco no tiene tiempo de llenar este vacío durante el sismo. Inmediatamente después el agua de los alrededores va a tratar de llenar este vacío, haciendo bajar el nivel del agua de los alrededores y así sucesivamente: el hueco se propaga sobre los alrededores, y el primer movimiento del agua en las zonas lejanas de la costa se hace hacia abajo. A continuación, sobre la costa, se observa que el agua del mar se retira. Después de estos primeros movimientos, el mar sube y baja varias veces. Se parece a lo que ocurre cuando tiramos una piedrita en el agua de una laguna, se observan pequeños círculos sobre la superficie del agua. Estos círculos que avanzan son como las ollas de un mini tsunami.

A continuación, el relieve en la superficie se va a extender en los alrededores y se va a propagar a través del océano a velocidades muy altas que pueden

alcanzar de 500 hasta 950 km/h. Pese a esta notable característica, un tsunami puede pasar desapercibido en mar abierto porque su altura suele ser inferior a un metro y la distancia entre las crestas de las olas grandes puede oscilar entre 100 y 700 km. Sin embargo, después de entrar en las aguas costeras menos profundas, estas olas destructivas se ralentizan y el agua empieza a apilarse hasta alturas que a veces superan los 30 metros. A medida que la cresta de un tsunami se acerca a la costa, surge como una elevación rápida del nivel del mar con una superficie turbulenta y caótica. Un tsunami puede ser muy destructivo.

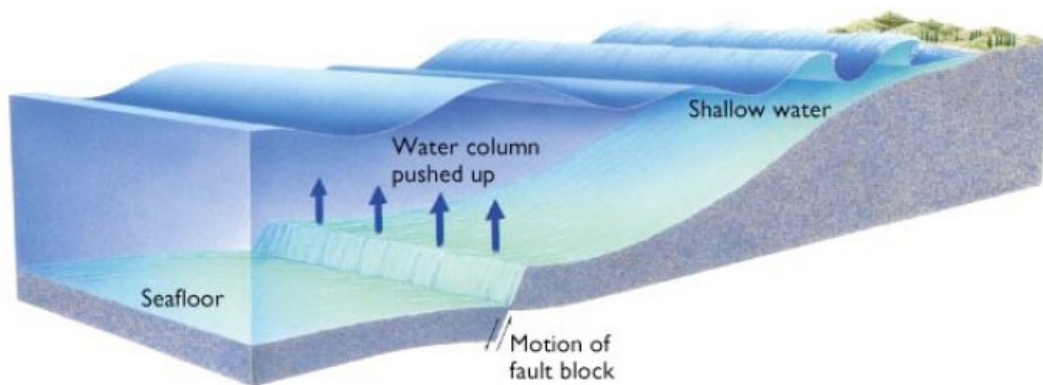


Figura 4.10: Principio de propagación de un tsunami.

Se puede realizar otro experimento que ilustra el tsunami: tomen una bañera pequeña llena de agua, súbanse las mangas y hundan su antebrazo en el agua. Pónganlo horizontalmente en el fondo de la bañera, la mano reposada sobre el fondo, y un poquito arqueada. Tiene que haber al menos uno o dos centímetros de agua que recubre su mano. Aplasten rápidamente la mano sobre el fondo: el agua por encima de su mano baja, como lo haría el fondo del mar después de un sismo. Sobre los bordes de la bañera, el primer movimiento será hacia abajo: el mar se retira. Ahora, redondee un poco más su mano para que una parte de esta salga del agua, como una isla. Y aplasten rápidamente de nuevo su mano: el agua sube con respecto a su mano, el mar invadió su isla! El mismo movimiento del fondo del mar - o de su mano - hacia abajo puede producir que el mar baje o suba. Se puede realizar los mismos experimentos subiendo rápidamente la mano de un centímetro en vez de bajarla. Pueden adivinar el

resultado: ocurrirá exactamente lo contrario. Finalmente, existen dos posibilidades para bajar primero el nivel del mar, y depende de donde Ud. se encuentre: sobre el sitio que se mueve o lejos de él. También existen dos posibilidades de primero hacer subir el nivel del mar.

Gloria Romero en su ponencia en el VIII Congreso Venezolano de sismología e Ingeniería sísmica (Valencia, Mayo 2006) reporta: “los tsunamis tienen impactos importantes a nivel humano, social y económico en las comunidades afectadas. Los archivos históricos muestran una enorme cantidad de destrucciones en comunidades costeras a lo largo del mundo lo cual repercute desde el punto de vista socio-económico, como por ejemplo las destrucciones y pérdida de vidas generadas por el tsunami de Sumatra en Indonesia (2004). Los tsunamis se han asociado principalmente al Océano Pacífico, causados por terremotos de grandes magnitudes en zonas de subducción. El Caribe es igualmente una zona geológicamente activa donde los terremotos y volcanes amenazan perennemente y estos eventos geológicos pueden generar tsunamis de gran alcance, algunos de los cuales podrían ser más devastadores que el terremoto o la erupción volcánica misma. En el caso venezolano se encuentra que los registros históricos refieren que la ciudad de Cumaná y otras ciudades costeras del norte venezolano han sido afectadas fuertemente por tsunamis. Los catálogos históricos muestran que el fenómeno es de baja recurrencia pero los efectos asociados implican inmensas pérdidas de vidas y gran afectación económica a los centros poblados cercanos a la línea de costa. Por lo tanto, hacer un estudio de los oleajes que podrían estar asociados a rupturas de suelo oceánico ocurridos en la plataforma y sus alrededores le dará más sentido al propósito de evaluar la amenaza que este fenómeno puede significar para Venezuela, tomando en cuenta adicionalmente, que las poblaciones en la región costera han aumentado en términos de concentración de asentamientos y de densificación, lo cual incide en su vulnerabilidad ante fenómenos de esta naturaleza”.

5- BIBLIOGRAFIA

Audemard F.E. y Audemard F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, Volume 345, Issues 1-4, 15 February 2002, Pages 299-327

Audemard F.A. (2003), Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International* 101-102, p43-65.

Altez R. (2006). "El desastre de 1812 en Venezuela: sismos, vulnerabilidades y una patria no tan boba". Ed. Fundación Polar, 522 p.

Boillot G. (1996): "La dynamique de la lithosphère. Une introduction a la géologie". Ed. Masson,, Paris, 129 p.

Caron J.M., Gauthier A., Schaaf A., Ulysse J., Wozniak J. (1995). "Comprendre et enseigner la Planete Terre". Ed. Ophrys, Paris. 271 p.

Choy José, C. Palme y Morandi M.T. (2003), Implicaciones tectónicas del Terremoto de El Tocuyo, del 3 de Agosto de 1950, Venezuela. *Revista Geográfica Venezolano*, Vol 44 (2) 2003, p207-217.

Covenin 1756-01 (2001). Edificaciones Sismoresistentes, Ministerio de Desarrollo Urbano - FUNVISIS, 71 pp. + 123 pp. de comentarios.

Cox A. (1969) "Geomagnetic Reversals" *Science*, 163, p 237-245.

Dhont D., Backe G., Hervouët Y. (2005). Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes: Mapping from SAR JERS imagery. *Tectonophysics*, vol 399, p 293-312.

Fowler C.M.R. (1990). "The Solid Earth". Ed Cambridge Univ Press, 472 p.

Grunthal, G. (1998) "European Macroseismic Scale 1998. EMS - 98". European Seismological Commission. Edit. G. Grunthal, Luxemburgo, 99 p.

Hervouët Y., Gonzalez L., Dhont D., Backé G., Castrillo J. T. (2005).- Déformation des Andes vénézuéliennes nord-orientales. Influence de l'allochtone caraïbe. *Bull. Soc. Géol. France*, 176, n°1, 91-104.

Kanamori H. y Anderson D.L., (1975). "Theoretical basis of some empirical relations in seismology". *Bull Seismol. Soc Am.*, vol 65, no 5, p1073-1095.

Laffaille J., Ferrer C. (2003). El terremoto del jueves santo en Mérida: año 1812. *Revista Geográfica Venezolana*, Vol. 44(1). p. 107-123.

Lobo Q. W., Estévez L. R. , (2007). "Mérida sostenible, una ciudad para la gente". Publicaciones Vicerectorado Academico, ULA, 482 p.

Lugo M. (1991). Cretaceous to Neogene Tectonic Control on Sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela. Tesis PhD, University of Austin, Texas, 219 p.

Palme Christl., J. Choy y M. Morandi (2001), Mecanismos focales sísmicos y esfuerzos tectónicos en la región norte de Los Andes Merideños, Venezuela, Interciencia, Vol 26, n 5.

Palme Christl., M. Morandi y J. Choy (2005). Determinación de una relación lineal entre intensidad, magnitud y distancia epicentral para el occidente de Venezuela, Interciencia, Vol 30, n 4.

Philip H., Bousquet J. C., Masson F. (2007). "Séismes et Risques Sismiques". Approche sismotectonique. Ed. Dunod, Paris, 340 p.

Rengifo M. y Carrillo D. (2004). "Taller de Magnitudes e Intensidades". Ed. Astronomía y Ciencias de la Tierra, Mérida, 148 p.

Romero G., Alvarado L., Rendón H. (2006). "Metodología de simulaciones numéricas para modelar Tsunamis: Aplicación al Mar Caribe". VIII Congreso Venezolano de sismología e Ingeniería sísmica, Valencia, Mayo 2006.

Scholz C. H., (2002). "The Mechanics of Earthquakes and Faulting", 2nd edition. Ed Cambridge Univ Press, 470 p.

Schubert C. (1980). Morfología Neotectónica de una falla rumbo deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes merideños. Acta Científica Venezolana, 31, p. 98-111.

Tarback E. J. y Lutgens F. K. (2000). "Ciencias de la Tierra, una introducción a la Geología Física". Ed. Prentice Hall, Madrid, 540 p.

Vine F. J. and Wilson J. T. (1965). "Magnetic Anomalies over a Young Oceanic Ridge off Vancouver Island". Science 150, p 485-489

Wegener A. (1966). "The Origin of Continents and Oceans". Última edición del libro de Wegener de 1925, Dover Publications, New York.

Paginas Internet de interés visitadas:

http://www.crid.or.cr/crid/esp_serv_cdroms.shtml

<http://www.earthquake.usgs.gov/>

<http://www.fiu.edu/orgs/caribgeol//Caribtect/CaribAnimation.gif>

<http://www.fundapris.ciens.ula.ve/>

<http://www.funvisis.org.ve/>

<http://www.ign.es/ign/es/IGN/home.jsp>

<http://lgua.ciens.ula.ve/>

<http://sismicidad.ciens.ula.ve/>

<http://www.ua.es/ursua/quehacer.htm>

6- ANEXOS

6-1 ESCALA DE INTENSIDAD EMS-98 (European Macroseismic Scale 1998)

Las escalas de intensidad miden las consecuencias de un terremoto en un lugar determinado, teniendo en cuenta los efectos sentidos por las personas, los daños producidos en las edificaciones y los cambios advertidos en la naturaleza. Se incluye, a continuación, un resumen de la escala de intensidad sísmica EMS-98 (European Macroseismic Scale 1998), recomendada para su utilización en investigaciones macrosísmicas en Europa en la XXV Asamblea General de la European Seismological Commission. El siguiente resumen ha sido extraído de la página WEB de Geodesia y Geofísica del Instituto Geográfico Nacional de España (<http://www.ign.es/ign/es/IGN/home.jsp>).

Diferenciación de los edificios en clases de vulnerabilidad.

| | Tipo de estructura | Clase de vulnerabilidad | | | | | |
|----------------------|--|-------------------------|---|---|---|---|---|
| | | A | B | C | D | E | F |
| Fábrica | piedra suelta o canto rodado | ○ | | | | | |
| | adobe (ladrillos de tierra) | ○ | — | | | | |
| | mampostería | ○ | — | | | | |
| | sillería | | ○ | — | | | |
| | sin armar, de ladrillos o bloques | | ○ | — | | | |
| | sin armar, con forjados de HA | | | ○ | — | | |
| | armada o confinada | | | | ○ | — | |
| Hormigón Armado (HA) | estructura sin diseño sismorresistente (DSR) | | | ○ | — | | |
| | estructura con nivel medio de DSR | | | | ○ | — | |
| | estructura con nivel alto de DSR | | | | | ○ | — |
| | muros sin DSR | | | ○ | — | | |
| | muros con nivel medio de DSR | | | | ○ | — | |
| | muros con nivel alto de DSR | | | | | ○ | — |
| Acero | estructuras de acero | | | | | ○ | — |
| Madera | estructuras de madera | | | | ○ | — | |

○ clase de vulnerabilidad más probable — rango probable
 rango de casos menos probables, excepcionales

Clasificación de daños en edificios de fábrica (incluye las estructuras de piedra suelta o canto rodado, adobe, mampostería, sillería, sin armar de ladrillos o bloques, sin armar con forjados de hormigón armado, y las armadas o confinadas):

Grado 1. Daños de despreciables a ligeros (ningún daño estructural, daños no estructurales ligeros): Fisuras en muy pocos muros. Caída sólo de pequeños trozos de revestimiento. Caída de piedras sueltas de las partes altas de los edificios en muy pocos casos.

Grado 2. Daños moderados (daños estructurales ligeros, daños no estructurales moderados): Grietas en muchos muros. Caída de trozos bastante grandes de revestimiento. Colapso parcial de chimeneas.

Grado 3. Daños de importancia a graves (daños estructurales moderados, daños no estructurales graves): Grietas grandes y generalizadas en la mayoría de los muros. Se sueltan tejas del tejado. Rotura de chimeneas por la línea del tejado. Se dañan elementos individuales no estructurales (tabiques, hastiales y tejados).

Grado 4. Daños muy graves (daños estructurales graves, daños no estructurales muy graves): Se dañan seriamente los muros. Se dañan parcialmente los tejados y forjados.

Grado 5. Destrucción (daños estructurales muy graves): Colapso total o casi total. Se dañan seriamente los muros. Se dañan parcialmente los tejados y forjados.

Clasificación de daños en edificios de hormigón armado (incluye las estructuras sin diseño sismorresistente, con nivel medio de diseño sismorresistente, con nivel alto de diseño sismorresistente, de muros sin diseño sismorresistente, de muros con nivel medio de diseño sismorresistente, y de muros con nivel alto de diseño sismorresistente):

Grado 1. Daños de despreciables a ligeros (ningún daño estructural, daños no estructurales ligeros): Fisuras en el revestimiento de pórticos o en la base de los muros. Fisuras en tabiques y particiones.

Grado 2. Daños moderados (daños estructurales ligeros, daños no estructurales moderados): Grietas en vigas y pilares de pórticos y en muros estructurales. Grietas en tabiques y particiones; caídas de enlucidos y revestimientos frágiles. Caída de mortero de las juntas de paneles prefabricados.

Grado 3. Daños de importancia a graves (daños estructurales moderados, daños no estructurales graves): Grietas en pilares y en juntas viga-pilar en la base de los pórticos y en las juntas de los muros acoplados. Desprendimiento de revocos de hormigón, pandeo de la armadura de refuerzo. Grandes grietas en tabiques y particiones; se dañan paneles de particiones aislados.

Grado 4. Daños muy graves (daños estructurales graves, daños no estructurales muy graves): Grandes grietas en elementos estructurales con daños en el hormigón por compresión y rotura de armaduras; fallos en la

trabazón de la armadura de las vigas; ladeo de pilares. Colapso de algunos pilares o de una planta alta.

Grado 5. Destrucción (daños estructurales muy graves): Colapso de la planta baja o de partes (por ejemplo alas) del edificio.

Organización de la escala:

- a) Efectos en las personas.
- b) Efectos en los objetos y en la naturaleza (los efectos y fallos en el terreno se tratan especialmente en otra sección).
- c) Daños en edificios.

La descripción de los grados de intensidad EMS-98 es ésta:

Grado I. No sentido.

- a) No sentido, ni en las condiciones más favorables.
- b) Ningún efecto.
- c) Ningún daño.

Grado II. Apenas sentido.

- a) El temblor es sentido sólo en casos aislados (< 1%) de individuos en reposo y en posiciones especialmente receptivas dentro de edificios.
- b) Ningún efecto.
- c) Ningún daño.

Grado III. Débil.

- a) El terremoto es sentido por algunos dentro de edificios. Las personas en reposo sienten un balanceo o ligero temblor.
- b) Los objetos colgados oscilan levemente.
- c) Ningún daño.

Grado IV. Ampliamente observado.

- a) El terremoto es sentido dentro de los edificios por muchos y sólo por muy pocos en el exterior. Se despiertan algunas personas. El nivel de vibración no asusta. La vibración es moderada. Los observadores sienten un leve temblor o cimbreo del edificio, la habitación o de la cama, la silla, etc.
- b) Golpeteo de vajillas, cristalerías, ventanas y puertas. Los objetos colgados oscilan. En algunos casos los muebles ligeros tiemblan visiblemente. En algunos casos chasquidos de la carpintería.
- c) Ningún daño.

Grado V. Fuerte.

- a) El terremoto es sentido dentro de los edificios por la mayoría y por algunos en el exterior. Algunas personas se asustan y corren al exterior. Se despiertan muchas de las personas que duermen. Los observadores sienten una fuerte sacudida o bamboleo de todo el edificio, la habitación o el mobiliario.

b) Los objetos colgados oscilan considerablemente. Las vajillas y cristalerías chocan entre sí. Los objetos pequeños, inestables y/o mal apoyados pueden desplazarse o caer. Las puertas y ventanas se abren o cierran de pronto. En algunos casos se rompen los cristales de las ventanas. Los líquidos oscilan y pueden derramarse de recipientes totalmente llenos. Los animales dentro de los edificios se pueden inquietar.

c) Daños de grado 1 en algunos edificios de clases de vulnerabilidad A y B.

Grado VI. Levemente dañino.

a) Sentido por la mayoría dentro de los edificios y por muchos en el exterior. Algunas personas pierden el equilibrio. Muchos se asustan y corren al exterior.

b) Pueden caerse pequeños objetos de estabilidad ordinaria y los muebles se pueden desplazar. En algunos casos se pueden romper platos y vasos. Se pueden asustar los animales domésticos (incluso en el exterior).

c) Se presentan daños de grado 1 en muchos edificios de clases de vulnerabilidad A y B; algunos de clase A y B sufren daños de grado 2; algunos de clase C sufren daños de grado 1.

Grado VII. Dañino.

a) La mayoría de las personas se asusta e intenta correr fuera de los edificios. Para muchos es difícil mantenerse en pie, especialmente en plantas superiores.

b) Se desplazan los muebles y pueden volcarse los que sean inestables. Caída de gran número de objetos de estanterías. Salpica el agua de los recipientes, depósitos y estanques.

c) Muchos edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 3; algunos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 2; algunos de grado 3. Algunos edificios de clase de vulnerabilidad C presentan daños de grado 2. Algunos edificios de clase de vulnerabilidad D presentan daños de grado 1.

Grado VIII. Gravemente dañino.

a) Para muchas personas es difícil mantenerse en pie, incluso fuera de los edificios.

b) Se pueden volcar los muebles. Caen al suelo objetos como televisores, máquinas de escribir, etc. Ocasionalmente las lápidas se pueden desplazar, girar o volcar. En suelo muy blando se pueden ver ondulaciones.

c) Muchos edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 4; algunos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 3; algunos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 2; algunos de grado 3. Algunos edificios de clase de vulnerabilidad D presentan daños de grado 2.

Grado IX. Destructor.

a) Pánico general. Las personas pueden ser lanzadas bruscamente al suelo.

b) Muchos monumentos y columnas se caen o giran. En suelo blando se ven ondulaciones.

c) Muchos edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 4; algunos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 3; algunos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 2; algunos de grado 3. Algunos edificios de clase de vulnerabilidad E presentan daños de grado 2.

Grado X. Muy destructor.

c) La mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad A presentan daños de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 4; algunos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 3; algunos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad E sufren daños de grado 2; algunos de grado 3. Algunos edificios de clase de vulnerabilidad F presentan daños de grado 2.

Grado XI. Devastador.

c) La mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad B presentan daños de grado 5. La mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 4; muchos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 4; algunos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad E sufren daños de grado 3; algunos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad F sufren daños de grado 2; algunos de grado 3.

Grado XII. Completamente devastador.

c) Se destruyen todos los edificios de clases de vulnerabilidad A, B y prácticamente todos los de clase C. Se destruyen la mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad D, E y F. Los efectos del terremoto alcanzan los efectos máximos concebibles.

6-2 ¿Qué hacer en caso de ocurrir un terremoto?

Tomado desde <http://www.ua.es/ursua/quehacer.htm>

Vivir un terremoto puede ser una de las experiencias más terribles que una persona pueda tener. Clásicamente el suelo ha sido nuestra referencia, lo que nunca va a fallar bajo nuestros pies. ¿Qué podemos pensar cuando se agita como una veleta ante el viento? Este acontecimiento hace que muchas personas se dejen llevar por el pánico y actúen sin reparar mínimamente en las consecuencias.

En el estado actual de conocimiento es imposible predecir la ocurrencia de un terremoto en un determinado lugar y fecha. Sin embargo, aunque esto pudiera hacerse, de poco nos sirve si sólo tenemos unas horas o con suerte unos días para reaccionar. En este supuesto con gran seguridad salvaremos nuestras vidas, pero si antes no hemos tomado unas mínimas medidas podremos perder nuestro hogar o estar largo tiempo abandonados a nuestra suerte, con escasos medios para sobrevivir.

Es por ello que la mejor medicina hoy en día sea la prevención y la preparación para actuar adecuadamente el día que ocurra el terremoto. En ambos casos es necesario conocer los fenómenos que se desencadenan y las situaciones, a veces inesperadas, que se crean como consecuencia de la ocurrencia de un terremoto.

¿Qué hacer antes de un terremoto? Más vale prevenir...

Una vez que conocemos los principales efectos que causa un terremoto estamos en condiciones de tomar una serie de medidas conducentes a disminuir sus daños en nuestra vivienda o a prevenir las posibles carencias y dificultades que nos pueden ocasionar estos daños en los primeros días después del terremoto. Se puede comenzar identificando las posibles situaciones de peligro en los lugares donde típicamente se desarrolla nuestra vida: en casa, en el trabajo, en la escuela, en el supermercado, en la calle, etc.

En casa: imagine qué sucesos pueden ser desencadenados por un terremoto y trate de evitarlos. Para ello puede ir habitación por habitación y trate de:

- Asegurar el anclaje de muebles y electrodomésticos altos y pesados a la pared, evitando su vuelco durante la sacudida.
- Mover los objetos pesados a las partes bajas de los muebles para evitar que caigan; si esto no es posible trate de sujetarlos mediante anillas, alambres o velcros a la pared o estantes.
- Situar los objetos frágiles en zonas próximas al suelo.
- Disponer los muebles de manera que pueda evacuarse rápidamente la vivienda tras cesar el terremoto. Evite acumular objetos que puedan entorpecer las posibles vías de escape.
- Sustituir las puertas de vidrio por otro material similar que no sea cortante en caso de romperse.
- Almacenar productos químicos (de limpieza, pinturas, etc) en zonas ventiladas y lejos de donde guarde objetos de emergencia (comida, medicinas, etc.).

- Identificar habitaciones próximas a árboles o postes de luz o teléfono. Si uno de estos cae sobre su cuarto puede derribar la pared y caer el conjunto encima suya.
- Localizar mentalmente las ventanas, espejos o cualquier otro vidrio que pueda romperse y salir despedido.

Es conveniente además que:

- Identifique las zonas más seguras en cada cuarto: muros de carga, pilares, marcos de puertas (que no tengan cristal sobre ellos), etc. Las habitaciones grandes, con grandes ventanales y pocos elementos de apoyo suelen ser más las propensas a colapsar durante terremotos. Trate de evacuarlas rápidamente en caso de terremoto.
- Sepa qué hacer en función de la habitación de su casa en que se encuentre.
- Si vive en una casa con varias plantas tenga al menos una escalera plegable. Mejor si es una en cada planta.
- Hable con su familia y establezcan un lugar de reunión y quién debe ir a buscar a los más pequeños de la familia.
- Todos los miembros de la familia (excepto los más pequeños) conozcan dónde se encuentran las llaves de paso del agua y el gas, así como el panel de fusibles de su casa. Asegúrese de que todos saben cómo cerrar dichas llaves o cortar la corriente eléctrica en caso de necesidad. Puede ser conveniente que etiquete estas llaves, indicando claramente la posición "abierto" y "cerrado".

Asegúrese tener a mano, en lugares seguros y de fácil acceso:

- Comida para casos de emergencia en cantidad tal como para vivir una semana. Esta comida preferentemente no debe precisar que se conserve refrigerada, debe ser de poca o nula preparación, que se ajuste a las necesidades y gustos de su familia (no olvide aquellos que puedan precisar un régimen alimenticio especial) y que se almacene en porciones equivalentes a una comida (evite "sobras" que no puede conservar adecuadamente). Entre estos alimentos podemos señalar: alimentos enlatados precocinados, cereales, frutos secos, sopas instantáneas, galletas, caramelos, etc.
- Agua y leche en polvo para un período de tiempo similar.
- Almacene ambos, comida y bebida, en lugares secos y frescos. Revise periódicamente la fecha de caducidad de los envases y vaya sustituyendo los de fecha de caducidad más próxima. Sitúe además los productos de fecha de caducidad más próxima los primeros. Guarde todo en bolsas o cajas de fácil transporte.
- Utensilios de cocina (no olvide abrelatas). Cubiertos de plástico y una navaja multiuso. Bolsas de basura. Pastillas para barba (pueden servir también las piñas de pinos del jardín o bosque próximo).
- Ropa adecuada a cada estación del año. Productos para el aseo personal.
- Un botiquín de primeros auxilios. Medicinas para enfermos crónicos de la familia. Vitaminas. Vendas y cicatrizantes. Termómetro. Aprenda primeros auxilios si aún no sabe.

- Una caja de herramientas.
- Extintores.
- **Muy importante:** tenga un silbato, una radio, una linterna y varios juegos de pilas (conservados en su envase original). Revise periódicamente la fecha de caducidad de las pilas y cámbielas en caso necesario. Puede ser conveniente tener estos objetos en la mesita de noche.

En el trabajo: proceda de forma similar a su casa, identificando aquellos objetos que pueden salir despedidos durante la sacudida. Organicen un plan de emergencia y evacuación de la oficina.

En la escuela: pregunte a los profesores sobre los planes de emergencia de la escuela. ¿Cual es su responsabilidad y su papel en caso de emergencia? Asegúrese de que se enseña a los estudiantes (sus hijos) qué hacer cuando ocurra un sismo.

¿Qué hacer durante un terremoto?

Un terremoto puede durar desde unos pocos segundos hasta algo más de un minuto. Si es grande primero notará una perturbación moderada, las ondas P, pero luego el suelo vibrará violentamente y posiblemente perderá el equilibrio. Es también probable que no pueda moverse: numerosos objetos que caen, las ventanas y puertas que se abren y cierran violentamente o su propio miedo pueden impedirle avanzar.

Independientemente de donde se encuentre, **procure mantener la calma** y no se deje dominar por el miedo. Con toda probabilidad su primera reacción será de sorpresa o de confusión. A continuación se dará cuenta que se trata de un terremoto. **En ningún caso y circunstancia grite ¡es un terremoto!**, que puede alimentar el miedo de otros. Mejor gritar ¡A cubierto! que puede ayudar a que alguien salve su vida situándose en un lugar seguro.

Su respuesta dependerá de donde se encuentre cuando ocurra el terremoto. Consideramos a continuación las circunstancias más probables:

Dentro de un edificio:

- Continúe dentro hasta que acabe el terremoto.
- Aléjese de todo objeto que pueda caerle encima. Aléjese también de ventanas o espejos que cuyo cristal pueda estallar y cortarle.
- Evite pasar debajo de puertas con ventanales encima del marco de la puerta.
- Busque una mesa o mueble sólido y métase debajo.
- Si encuentra un pasillo, un pilar, una esquina de la sala o el marco de una puerta (siempre que no tengan un ventanal encima) siéntese en el suelo, flexionando y levantando las rodillas para cubrir su cuerpo y proteja la cabeza con las manos. Si tiene un libro, periódico, casco, un cojín o algo con qué cubrir la cabeza, hágalo inmediatamente.

En casa: Siga las recomendaciones anteriores pero además:

- Si está en la cocina, salga inmediatamente de ella. Es el cuarto más peligroso de su casa por el gran número de objetos que hay en los armarios y que pueden caer.
- Si está descalzo (en la cama, ducha, etc.), arroje una manta o toalla al suelo y ande arrastrando los pies sobre ella para evitar cortes con cristales rotos. Procure meterse bajo la cama hasta que pase el terremoto.
- Si está en una silla de ruedas, bloquee las ruedas y cubra su cuerpo doblándose sobre sí mismo y cubriendo su cuello y cabeza con las manos, manta u otro objeto que tenga a mano.

En un edificio público (supermercado, cine, biblioteca, etc):

- No corra despavorido hacia la salida. Se puede crear una avalancha humana que con toda probabilidad provocará más heridos que el propio terremoto.
- Aléjese de ventanas o puertas de cristal.
- Si está en el cine o el teatro échese al suelo, de rodillas, cubriendo su cabeza y cuello con las manos. Procure además realizarlo en el hueco de su butaca, de manera que sus vecinos puedan hacer lo propio en sus respectivos huecos.
- En espacios con estanterías (bibliotecas, archivos, supermercados, etc.) salga de los pasillos donde se encuentran las estanterías y agáchese, de rodillas, cubriendo su cabeza y cuello, junto a los laterales de las estanterías.
- En la escuela haga que los niños y estudiantes se arrodillen debajo de su pupitre, poniéndose un libro sobre la cabeza.

Si se encuentra en un vehículo conduciendo:

- Detenga lentamente el vehículo, en el arcén de la carretera.
- No pare nunca debajo o sobre la plataforma de un puente. Tampoco junto a postes.
- No salga del vehículo hasta que termine el terremoto.
- Procure no bloquear la carretera.

Si se encuentra en la calle:

- Aléjese de edificios, carreteras, postes o árboles. Busque sitios abiertos. Si no tiene cerca un sitio abierto, cúbrase en el zaguán de la casa más próxima, preferentemente bajo el marco de la puerta de entrada, sin penetrar en el hall de la vivienda.

¿Qué hacer después de un terremoto?

Una vez que ha terminado la vibración, su respuesta va a variar dependiendo de donde se encuentre y de los daños ocasionados. Como en los casos anteriores vamos a considerar varias posibilidades.

En casa:

- Si está en la oscuridad no encienda la luz o una vela. Utilice la linterna.
- Cierre la espita del gas, el suministro de luz y el agua.

- Si aprecia un escape de gas no corte la luz; al hacerlo puede saltar una chispa que prenda el escape. No utilice aparatos eléctricos que puedan causar chispas y abandone rápidamente el edificio.
- No abandone su vivienda si no observa daños en ella, pero tampoco se asome a ventanas o balcones, que podrían fallar con su peso.
- Si fuera necesario evacuar la vivienda, háganlo todos los miembros de la familia conjuntamente. Si alguien no responde puede estar conmocionado y requerir ayuda.
- Si se queda atrapado entre las ruinas de su casa, procure escapar entre los huecos existentes entre los escombros. Si esto no es posible, utilice un silbato para llamar la atención de los equipos de rescate. Mantenga la calma.
- Si tienen que evacuar su casa y viven en un bloque de viviendas, utilicen las escaleras, nunca el ascensor. Espere a que un técnico revise los daños y determine si es seguro volver a ocuparla.
- Si vuelve a casa, no entre en ella si observa daños.
- Aléjese de cables rotos o caídos. Vigile que los niños no se acerquen a ellos.
- **No utilice el teléfono a menos que sea estrictamente necesario. Puede colapsar líneas vitales de comunicación de las autoridades.**
- **Encienda la radio y escuche las noticias y partes de información de Protección Civil. Obedezca las instrucciones de las autoridades.**
- Si no hay suministro del agua, no utilice la cadena del inodoro. El agua de su depósito puede ser muy útil.
- Proceda a recoger los paquetes donde guardaba las cosas que se indicaban en el apartado de "tener a mano". Si no tiene electricidad pero puede acceder a los alimentos de su frigorífico, utilice estos primero.
- Procure no mover a personas gravemente heridas a menos que sea necesario. Espere a que lleguen equipos de rescate.

Si está en la escuela o en el trabajo, siga el plan de emergencia establecido en la misma.

Si en encuentra en un vehículo, encienda la radio y procure volver a su casa con gran precaución, evitando rutas que crucen numerosos puentes. En ningún caso vuelva a casa si vive debajo de una presa o cerca de la playa.

Si está en un barco y el terremoto ha sido violento, posiblemente se forme un maremoto. Si estaba fuera y alejado del puerto, diríjase inmediatamente a mar abierto, allí las olas de maremoto tendrán mucha menor altura debido a la mayor profundidad del mar. Si por el contrario se encuentra en el puerto, baje del barco y aléjese inmediatamente de la costa. En ningún caso vaya a la playa a ver venir el posible maremoto.