

# **\*Introducción**

# **\*Tectónica de Placas**

# **\*Sismología**

**Dr. Francisco Ruiz<sup>(1)</sup>**

**[fruiz@unsj-cuim.edu.ar](mailto:fruiz@unsj-cuim.edu.ar)**

**Cátedra: Elementos de Geofísica  
Departamento Ingeniería en Agrimensura  
Facultad de Ingeniería  
Universidad Nacional de San Juan**

**<sup>(1)</sup> Instituto Geofísico Sismológico “Ing. F. Volponi”  
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
Universidad Nacional de San Juan**

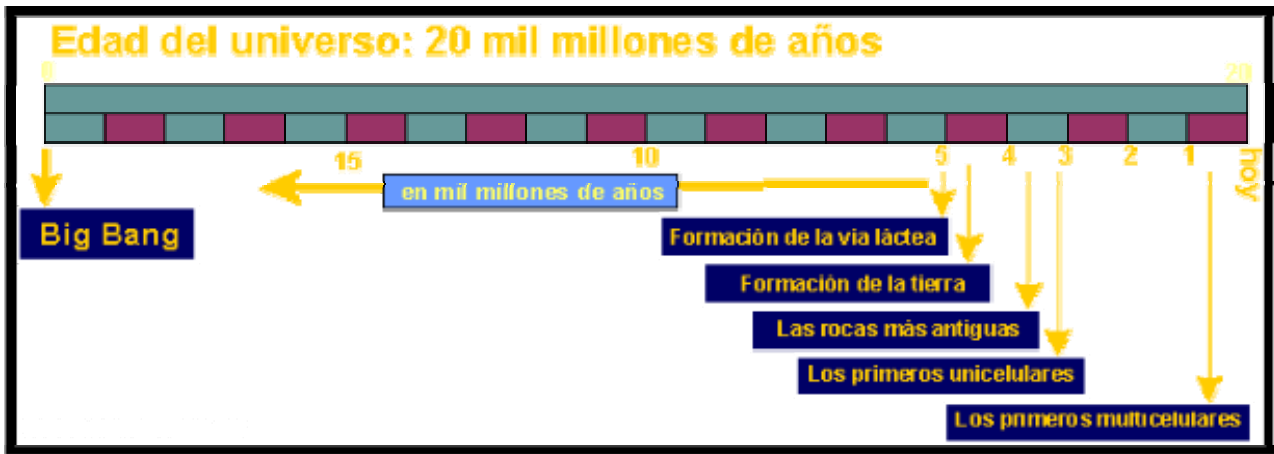
# El Universo y La Tierra

## Datos generales

El universo contiene  $10^{80}$  átomos, pesa unas  $10^{50}$  toneladas métricas. Su edad es de 15 a 20 mil millones de años. Posee 75 Millones de Galaxias. Nuestra galaxia es la Vía Láctea, esta tiene 75 millones de estrellas.

## El universo esta en expansión

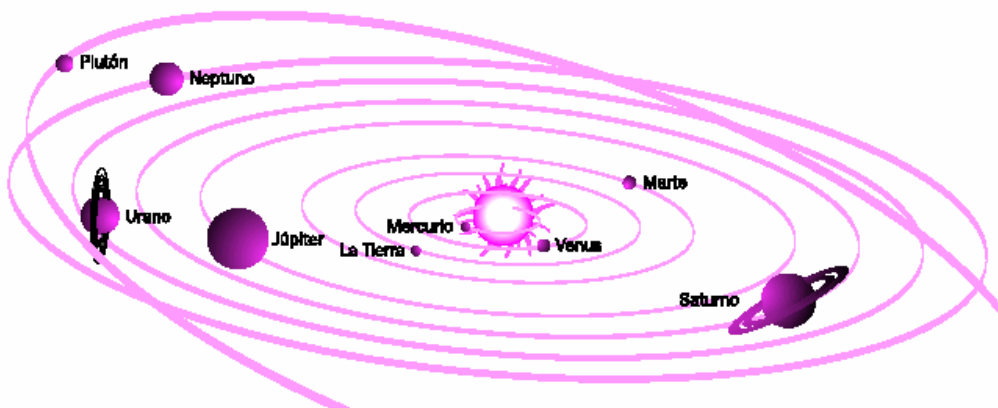
El universo se explica por la teoría del Big Bang (gran explosión), hace 20 mil millones de años atrás una gran concentración de masas en un punto produjo un gran explosión, los fragmentos de esta son los cuerpos celestes del universo. Las bases de esta teoría son el desplazamiento de luz hacia al rojo (Efecto Doppler) descubierto por los astrónomos: las líneas espectrales de algunas estrellas llegan a la tierra con una frecuencia corrida hacia el rojo, esto indica que los cuerpos celestes se están alejando (expansión del universo).



## Composición del Universo

El universo se compone en su mayor parte de hidrógeno (más de 92%). Helio como elemento químico inerte con 7,4 % se ubica en el segundo lugar. Los elementos comunes presentes en la tierra se muestran en cantidades inferiores en el universo.

## El sistema solar y los planetas

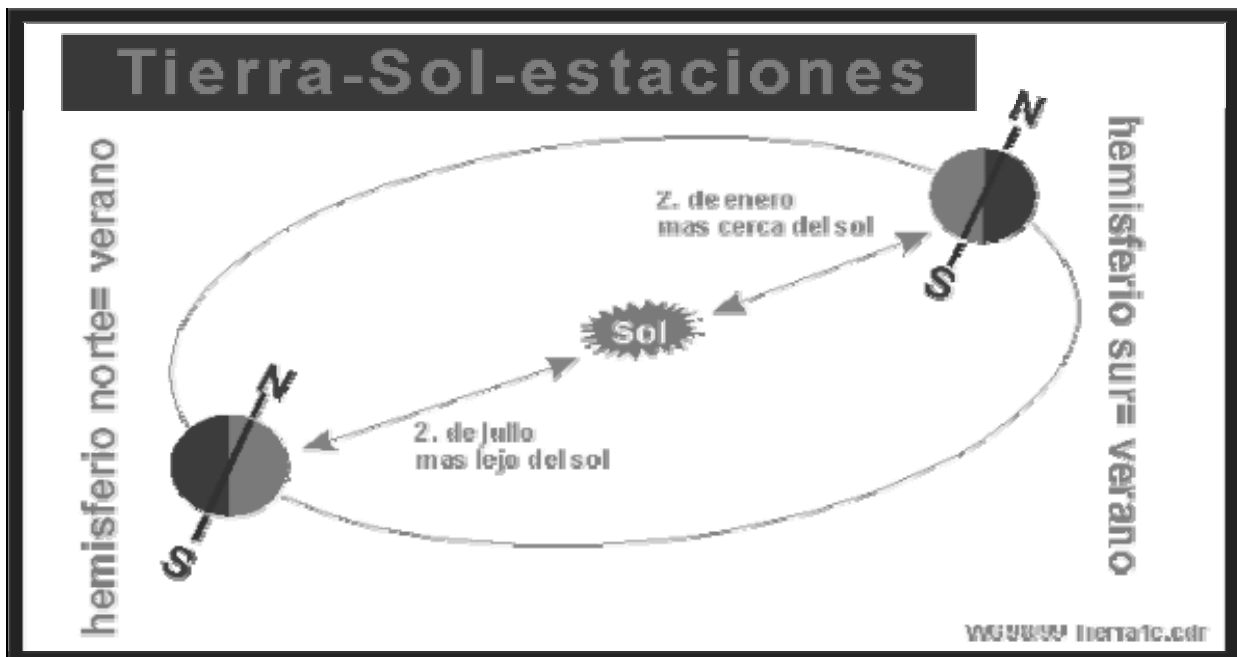


Nombre	Distancia del sol en millones de km	Diámetro(km)	Densidad(g/cm <sup>3</sup> ) (Peso específico)	Composición de la atmósfera
El sol	0	1.392.000	1,41	?
Mercurio	58	4.835	5,69	no tiene
Venus	107	12.194	5,16	CO <sub>2</sub>
Tierra	149	12.756	5,52	N <sub>2</sub> , O <sub>2</sub>
Luna	-	3.476	3,34	no tiene
Marte	226	6.760	3,89	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , Ar
Júpiter	775	141.600	1,25	H <sub>2</sub> , He
Saturno	1421	120.800	0,62	H <sub>2</sub> , He
Urano	2861	47.100	1,60	H <sub>2</sub> , He, CH <sub>4</sub>
Neptuno	4485	44.600	2,21	H <sub>2</sub> , He, CH <sub>4</sub>
Plutón	5860	14.000	?4,2	?

## La Tierra y el Sistema Solar

### 1. El Sol y la Tierra

**Las estaciones:** El eje inclinado de la tierra y la rotación de la tierra alrededor de sol (1 año= una vuelta) provocan las estaciones. En enero el hemisferio sur muestra una inclinación hacia al sol. En junio el hemisferio norte se inclina más hacia al sol.



**Distancia Sol – Tierra:** En junio/julio la distancia de sol - tierra es más grande que en enero. Significa que en el verano del hemisferio sur la energía que llega a la tierra es mayor que en la del verano del hemisferio norte Además la distancia tierra-sol ha cambiado varias veces en la historia

terrestre. Estas variaciones han sido pequeñas, pero provocaron posiblemente cambios climáticos o épocas glaciales globales.

### Energía del Sol:

Al nivel del mar llegan  $0,7 \text{ KW/m}^2$   
En una altura de 3460m llegan  $1,0 \text{ KW/m}^2$

### El movimiento de precesión

La precesión fue descubierta por HIPPARCH de Nikāa (190 - 125 antes d.C.). En la física la precesión se define como la desviación del eje de un trompo (= giroscopio) causada por un par de fuerzas exteriores.

El ecuador terrestre está inclinado alrededor de  $23^{\circ}27'$  con respecto a la órbita, que describe la Tierra en torno al sol. La Tierra gira alrededor de su propio eje igual a un trompo (giroscopio). El sol y la luna ejercen un par de fuerzas sobre la Tierra. Según las leyes físicas la Tierra se desvía en forma perpendicular al par ejercido por el sol y la luna, al igual que un trompo antes de caer la Tierra realiza un movimiento de precesión, es decir una desviación de su eje giroscópico. La forma de este movimiento de precesión es una superficie cónica, cuyo eje es la normal a la órbita de la Tierra en torno del sol.

Cada 25700 años la Tierra completa una revolución en su movimiento de precesión respecto de su eje de rotación. Una de las consecuencias de la precesión de la Tierra es la variación de las coordenadas de las estrellas, que siempre deben ser acompañadas con la fecha, en que fueron determinadas.

## 2. Luna-Tierra

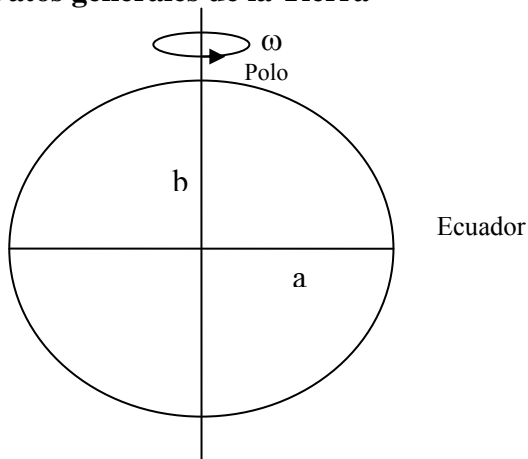
### Las mareas

La luna afecta a la tierra por la influencia de su campo gravitatorio:

Las mareas (marea alta y marea baja) es un cambio del nivel del mar cada 6 horas. Tienen su origen en el campo gravitatorio de la luna y, en menor medida, del Sol. En algunas partes del mundo (Francia) la diferencia entre marea alta y marea baja alcanza 12m. También la tierra firme, los continentes, sufren esta fuerza. Se piensa que existe un movimiento de 30 cm en la vertical cada 6 horas.

## La Tierra

### Datos generales de la Tierra



### Datos de la tierra:

Radio ecuatorial : 6378 km

Radio polar: 6357 km

Volumen :  $1,083 \cdot 10^{21} \text{ m}^3$

Masa :  $5,973 \cdot 10^{24} \text{ kg}$ .

Densidad promedio :  $5,517 \text{ g/cm}^3$

La Tierra no es una esfera. A causa de la rotación ( $\omega$ ) de la tierra el radio ecuatorial (a) es 21 km más largo que el radio polar (b). La forma de la Tierra, en primera aproximación, es un elipsoide de revolución (ver figura).

La tierra tiene una densidad o peso específico relativamente alta (una roca común en la superficie terrestre, p. ej. el cuarzo tiene solamente 2,65 g/cm<sup>3</sup>). La causa es la acumulación de minerales pesados en el núcleo y el manto por diferenciación de densidades. Es decir los minerales pesados durante y después de la formación de la tierra se movieron hacia abajo, los livianos se quedaron en la corteza.

La tierra se formó hace 4650 millones años. Las rocas, que se conocen, más antiguas de la tierra marcan una edad de 3750 millones de años. El método para la medición de edades absolutas desde la formación de las rocas, se basa en la descomposición radioactiva de algunos isótopos (U, Rb, C).

### Océanos y Continentes

La tierra firme solo cubre 29% del planeta, el resto está cubierto por océanos.

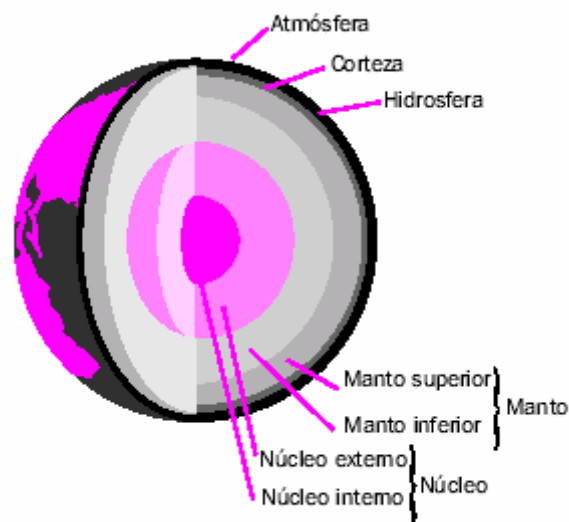
Altura promedio de la tierra firme: 623 m

Profundidad promedio de los océanos: 3800m

La presencia de dos tipos de corteza (corteza oceánica y corteza continental) con diferentes propiedades físicas provoca una bimodalidad en el histograma de las alturas. Es decir la tierra tiene dos alturas comunes. Para los océanos el promedio es 3800 m de profundidad. El promedio para los continentes es 623m. En lo que sigue vamos a tratar de entender estas diferencias.

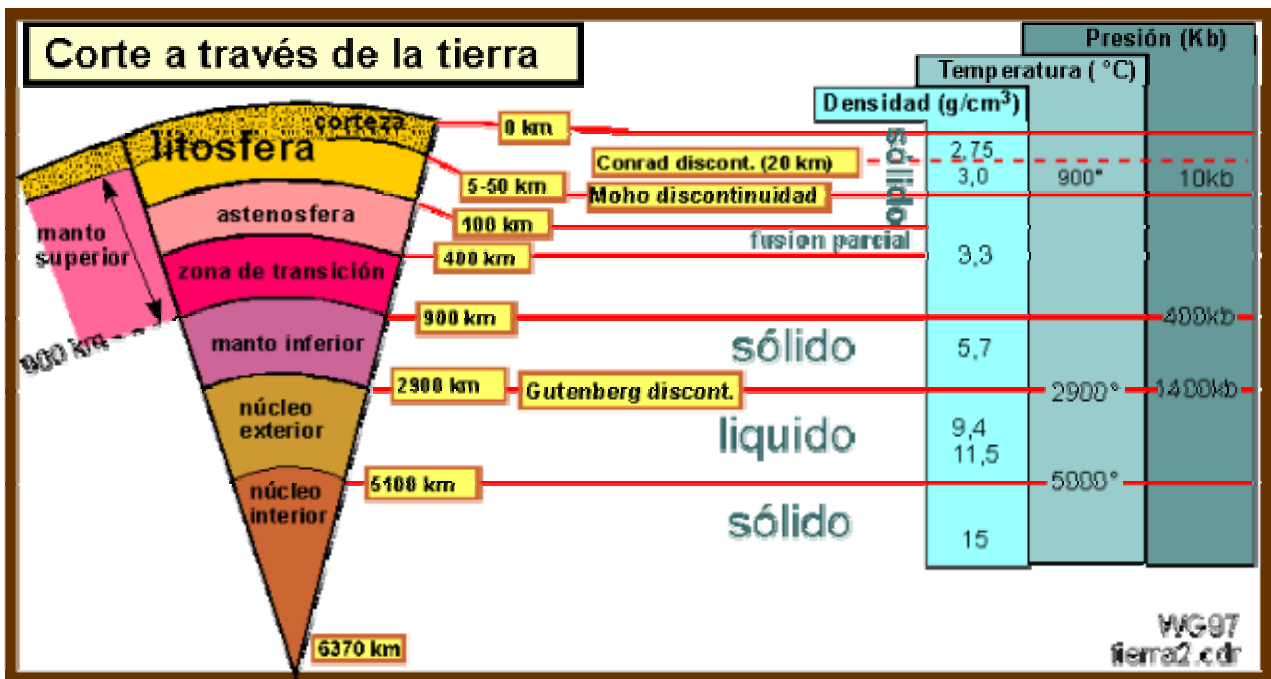
### Corte de la tierra

La tierra joven probablemente era una mezcla homogénea sin continentes y sin océanos. Mediante el proceso de diferenciación el hierro y el níquel bajaron hacia al centro de la Tierra y los elementos más livianos subieron hacia la superficie y formaron la corteza y la atmósfera. Hoy la Tierra está construida por capas concéntricas.

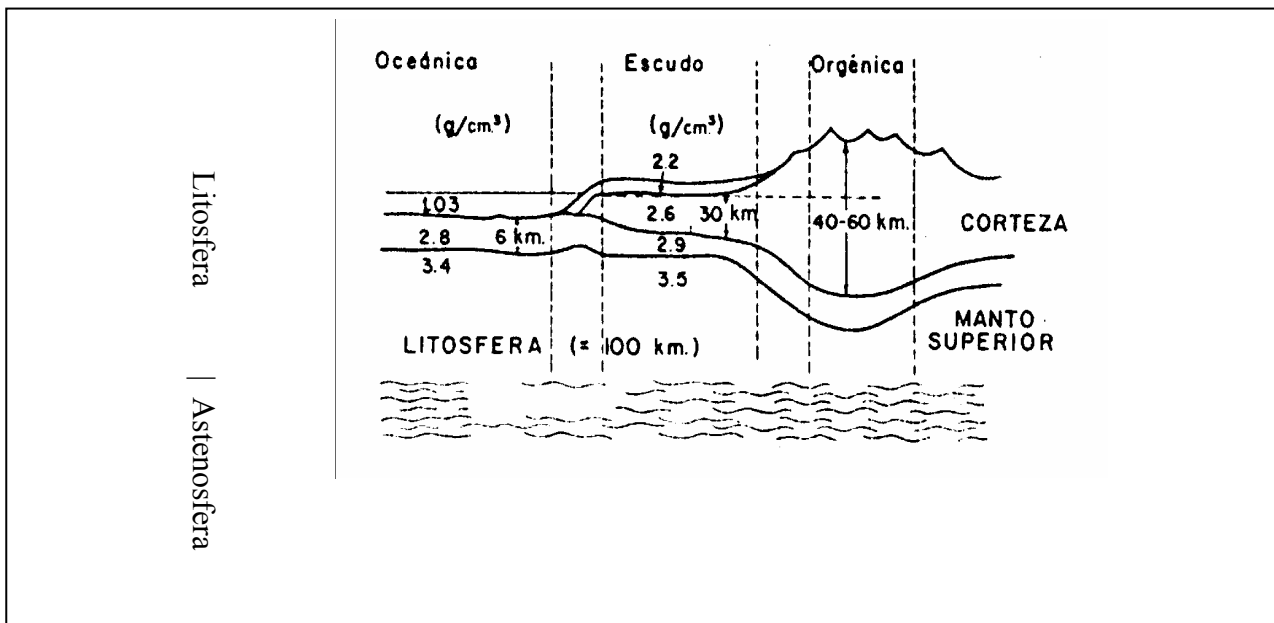


### Estructura interna de la Tierra

Como veremos más adelante, la estructura profunda de la tierra se deduce a partir de las observaciones a escala global de los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas.



0-40km: *corteza continental* está dividida por la discontinuidad de Conrad en una zona superior (sial), cuya densidad media entre 2.6 a 2.8 g/cm<sup>3</sup>, con velocidad media de ondas P de 6 km/s y una zona inferior (sima) con densidad media de 2.9 a 3 g/cm<sup>3</sup>, con velocidad de ondas P de 6.8 km/s. La discontinuidad de Conrad no está desarrollada uniformemente en toda la corteza terrestre. Normalmente la discontinuidad de Conrad se ubica en profundidades de 15 a 25km. En montañas altas la corteza continental es más gruesa. En los Andes la corteza continental llega hasta una profundidad de 75 km.



Generalmente la zona superior de la corteza se constituye de rocas más livianas (sial). Su composición media es probablemente granodiorítica, compuesta mayormente por los elementos Si y Al.

La zona inferior (sima) de la corteza continental tiene una composición similar a la de los gabros y basaltos, es decir los elementos Si, Al y Mg son los elementos principales.

*Discontinuidad de Mohorovicic (Moho)* es la división entre corteza y manto, allí ocurre un cambio abrupto en las densidades de las rocas, se pasa de 2.9 g/cm<sup>3</sup> en la corteza a 3.3 g/cm<sup>3</sup> en el manto litosférico, su velocidad es de 8 km/s.

Hasta 700km: *Manto Superior* de una litosfera sólida y rígida pasamos a una astenósfera parcialmente fundida subyacente, con comportamiento plástico. De composición heterogénea con cambios bruscos de velocidad de ondas sísmicas, por lo tanto de densidad, que van de 8 a 11 km/s.

Desde el punto de vista tectónico, la corteza terrestre forma, con parte del manto superior, la capa relativamente rígida, de unos 100 km de espesor, llamada litosfera. Por debajo existe una capa de baja velocidad sísmica que recibe el nombre de astenósfera o capa débil. El material de esta capa se encuentra en estado de fusión parcial y se comporta como una superficie viscosa que permite el desplazamiento sobre ella de la litosfera.

700 - 2900km: *Manto Inferior*: Zona cuyas propiedades físicas derivan de los conocimientos geofísicos, principalmente de la sismología, su estructura es muy homogénea, con un aumento lento y aproximadamente lineal de velocidad-densidad (de 11 a 13.5 km/s, 4.5 a 6 g/cm<sup>3</sup>).

*Discontinuidad de Gutenberg* es la división entre Manto y Núcleo 2900-4980km: *Núcleo Exterior*. De constitución líquida, formado principalmente de hierro. No se propagan las ondas S y la velocidad de las ondas P disminuye de 1.5 km/s a 8.2 km/s, esta velocidad aumenta lentamente, de forma tal que en el punto más profundo del núcleo externo llega a 10.3 km/s. A los 2900 km de profundidad la densidad da un gran salto de 6 g/cm<sup>3</sup> a 10 g/cm<sup>3</sup>, desde allí aumenta lentamente hasta los 12 g/cm<sup>3</sup> en la discontinuidad núcleo externo núcleo interno.

4980 - 6370km: *Núcleo Interno*: Sólido y denso de hierro y níquel. La velocidad de las ondas P en su interior es de 11.3 km/s y prácticamente constante. Su densidad es de 12 a 13 g/cm<sup>3</sup>.

### Composición de la corteza terrestre:

Elemento químico	% de átomos	% por peso
O	62,1	46,5
Si	22,0	28,9
Al	6,5	8,3
Fe	1,8	4,8
Ca	2,2	4,1
Na	2,1	2,3
K	1,3	2,4
Mg	1,6	1,9
Ti	-	0,5

Existen *dos tipos de corteza*: La corteza continental y la corteza oceánica. La corteza continental incluye los continentes y los sectores del mar de baja profundidad. La corteza oceánica se encuentra en los sectores oceánicos de alta profundidad.

La corteza continental tiene una composición química diferente a la corteza oceánica. La Corteza oceánica tiene una mayor cantidad en aluminio, hierro, magnesio, calcio y potasio.

*Otras diferencias entre las diferentes cortezas*

	<b>Corteza continental</b>	<b>Corteza oceánica</b>
<b>Densidad</b>	menor ( $\sim 2.9 \text{ g m}^{-3}$ )	mayor ( $\sim 3 \text{ g m}^{-3}$ )
<b>Espesor</b>	grueso (30-70km)	Delgado (6-15 km)
<b>Altura</b>	entre -200m hasta 8849m	Fondo del mar
<b>Edad</b>	Antigua (hasta 3800ma)	más joven (jurásico, 200ma)
<b>Rocas</b>	rico en Si	pobre en Si

La corteza continental es más liviana que la corteza oceánica, por eso la corteza oceánica se encuentra principalmente en regiones más profundas.

## **Deriva Continental - Teoría de la Tectónica de Placas**

Desde 1912 existe la teoría de deriva continental (ALFRED WEGENER), pero no fue aceptada en esta época. En los años '60 nuevas investigaciones del fondo del mar y de regiones montañosas como los Andes permitieron la postulación de una nueva teoría global geotectónica. Con la teoría nueva de la tectónica de placas desaparecieron las teorías antiguas como de los geosinclinales o la expansión o contracción de la tierra.

### **La teoría de deriva continental contiene varios aspectos nuevos**

1. Los continentes no son estables, se mueven.
2. Existen dos tipos de corteza: corteza continental y corteza oceánica.
3. La fuerza para mover los continentes viene de flujos de convección y de la rotación de la tierra.
4. En las dorsales (cordilleras) centrales oceánicas se forma corteza oceánica nueva.
5. En algunas partes del mundo las placas se chocan y ese puede producir la formación de montañas.
6. La placa oceánica como corteza de mayor densidad algunas veces se hunde debajo de la placa continental (subducción).
7. Algunas veces un continente se separa, para formar dos continentes (ejemplo: África y América del sur)
8. La configuración de los continentes en tiempos pasados era totalmente diferente: Antártica-América de sur-Australia- África-India estaban juntos y formaban el continente GONDWANA (más de 120 ma).
9. Las rocas del fondo marino son relativamente jóvenes (no más antiguas que el jurásico). Las rocas más antiguas se encuentran en los continentes.



## **Modelos geotectónicos antiguos**

*Expansión de la tierra:* Una idea muy temprana para explicar los contornos parecidos de los continentes se manifestó en la teoría de la expansión. La idea principal era que la tierra se expandió, la corteza continental se rompió y los océanos ocuparon el espacio entre los continentes. Problema: El enfriamiento del globo terrestre físicamente no permite una expansión, por lo contrario una contracción sería más probable. La teoría no puede explicar fuerzas compresionales en la corteza terrestre

*Contracción de la tierra:* La teoría de la contracción tomó en cuenta que los materiales en enfriamiento disminuyen su volumen. Pero no puede explicar las fuerzas tectónicas en la corteza terrestre, ni las fuerzas expansivas de grandes dimensiones como grábenes (estiramiento de la corteza terrestre que provoca fallas directas formadoras de grandes cuencas y responsables de la apertura de océanos). Hoy sabemos que la tierra está en contracción pero en un valor mucho menor al antes pensado, y no alcanza su magnitud para jugar un papel importante en la generación de fuerzas tectónicas.

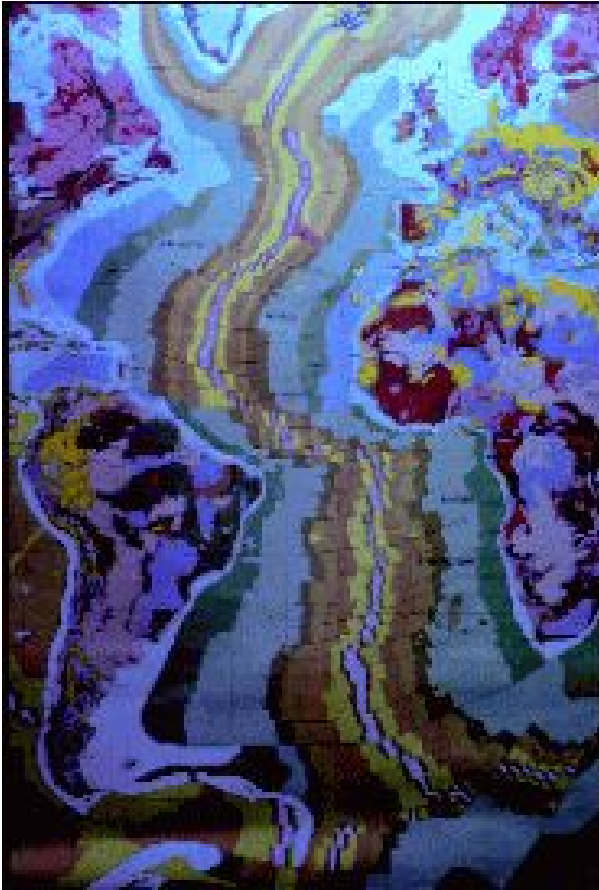
*Teoría de geosinclinales:* La teoría de los geosinclinales existió entre 1873 hasta 1960. J. DANA, el fundador de esta teoría explicó la formación de montañas por procesos largos y no como otros científicos de esta época con procesos catastróficos. La teoría de geosinclinales trató de explicar la formación de montañas por fuerzas verticales. En cuencas (geosinclinales) se acumularon grandes cantidades de sedimentos, las cuencas por el peso se hundieron hasta producir una contra – fuerza que levanta todo el material acumulado formando las montañas (como un colchón de resortes expulsa un peso). Esta teoría funcionó bastante bien en las montañas que marcan una simetría en ambos lados. Las dificultades principales de esta teoría son: a) Muchas montañas no son simétricas como postula la teoría (por ejemplo los Andes). b) Las biofacies jurásicas y cretácicas parecidas de África, América de Sur, Australia, la India y Antártica. La teoría de geosinclinales explicó con conexiones (“puentes”) continentales. c) El fondo marino es geológicamente completamente diferente a un continente.

Hoy existe evidencia que los continentes se mueven horizontalmente, se sabe que el fondo marino es generalmente más joven que un continente, y que las regiones cercanas de las dorsales centro-oceánicas son más jóvenes que los sectores más lejanos. La subducción hoy es un fenómeno conocido y explicable. Las investigaciones del fondo marino de los años sesenta llegaron a la conclusión que la teoría más favorable sería la deriva continental del año 1912. Entonces a partir de los años sesenta la mayoría de los científicos aceptó la nueva teoría.

## **La expansión de los fondos oceánicos**

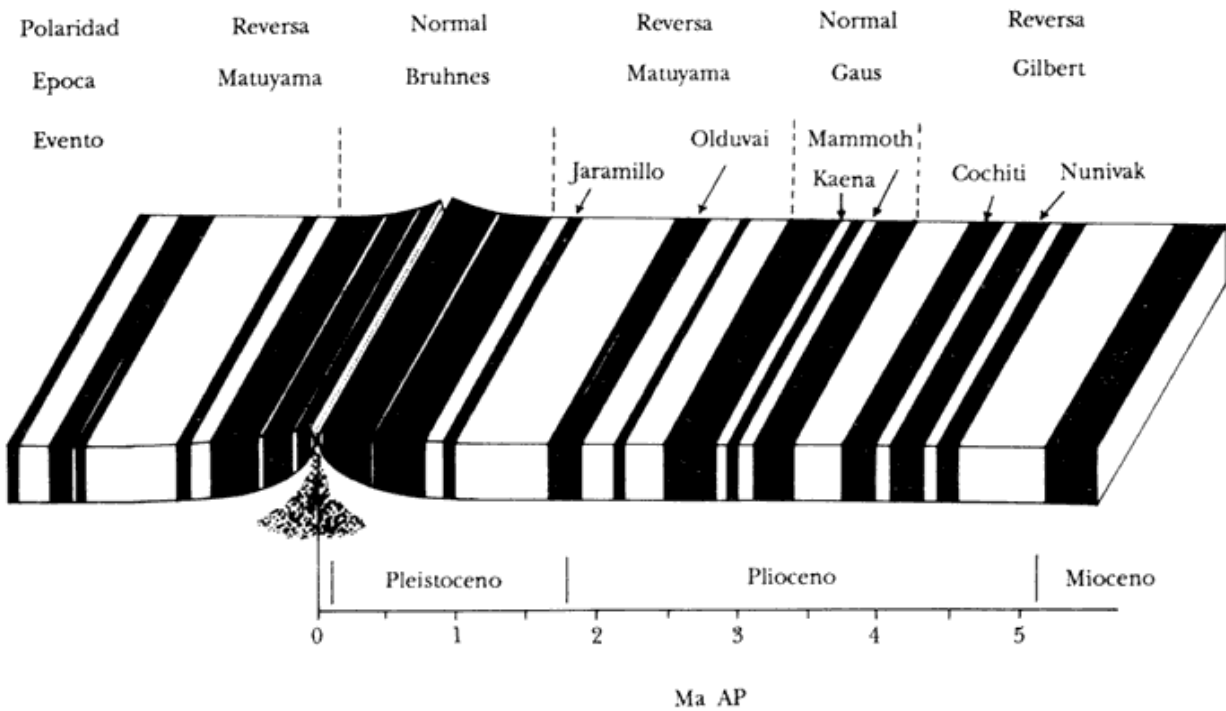
Es difícil demostrar que la emisión de lava se produce por la separación de los márgenes divergentes de las placas litosféricas.

La demostración de que esto es así, surgió, cuando los geofísicos comenzaron a realizar estudios sobre las propiedades magnéticas de las rocas comprobaron que éstas pueden guardar memoria de las características del campo magnético terrestre en el momento de su formación (enfriamiento si se trata de una roca de origen magmático, litificación cuando es una roca sedimentaria). Al analizar la memoria magnética de las rocas se observó un hecho curioso. En algunos momentos la polaridad del campo magnético terrestre se invertía. En esos momentos una brújula hubiera marcado el norte en el sur y viceversa. Estas inversiones no eran hechos aislados, se observaban en rocas de la misma edad en diferentes lugares de la tierra, por lo cual debía aceptarse que no eran casualidades o fenómenos vinculados a cada tipo de roca en particular, sino un hecho generalizado.

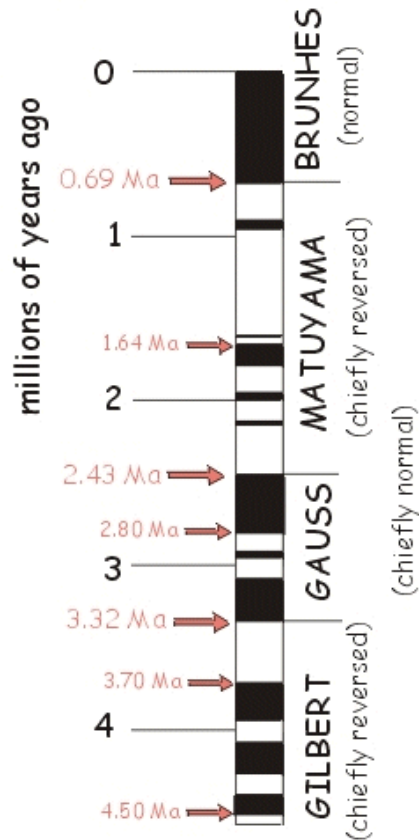
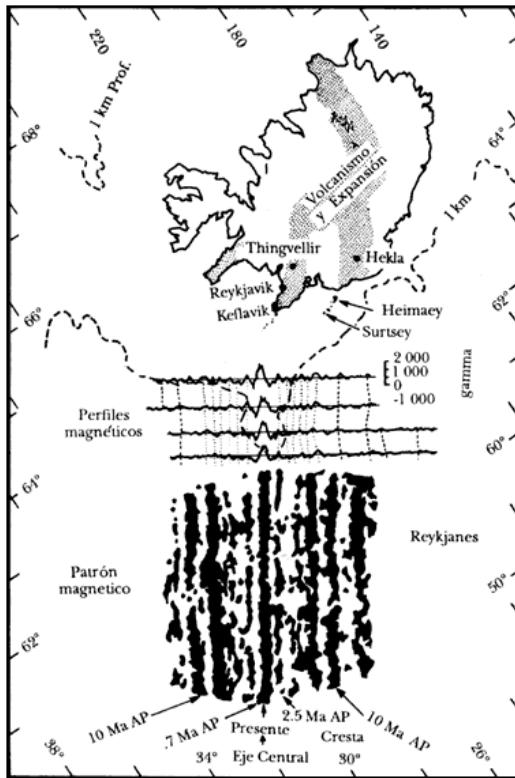


Las rocas oceánicas a cada lado de una dorsal debían mostrar bandas de polaridad magnética alternante, adquirida en el momento del enfriamiento según la polaridad del campo magnético terrestre vigente en el momento de la erupción.

Completos y delicados estudios, realizados desde la superficie del océano con barcos especialmente equipados para analizar la señal magnética emitida por las rocas, permitieron identificar estas bandas, lo que corroboró la expansión de los fondos oceánicos, ver figura.

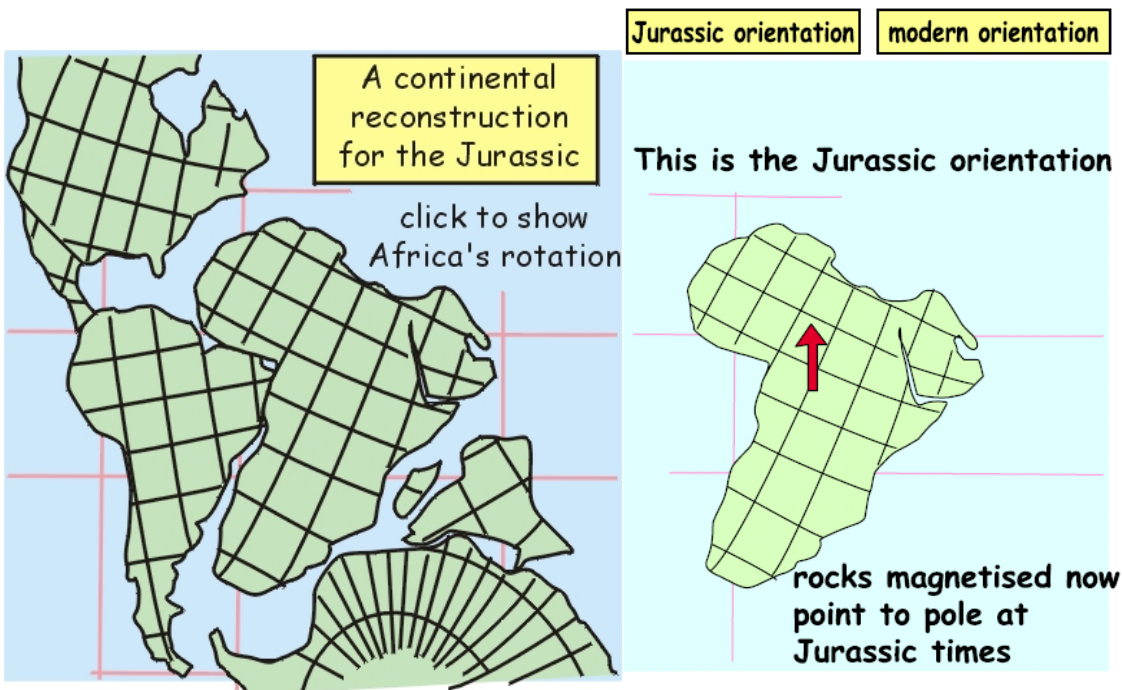


### Geomagnetic Polarity Timescale



### Las curvas de deriva

La magnetización remanente o fósil que adquieren ciertas rocas durante sus procesos de formación brindan información de épocas geológicas pasadas. Según se encuentre más cerca o más lejos de los Polos, el ángulo que forma la aguja magnética con un plano horizontal varía sistemáticamente. Este ángulo se denomina **inclinación magnética**.



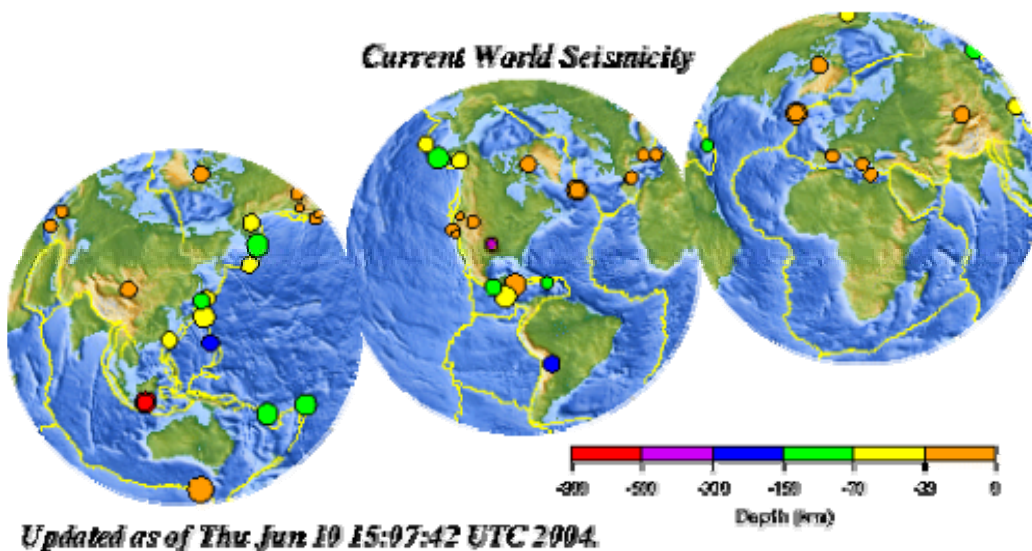
Mediante los estudios paleomagnéticos puede reconstruirse cuan cerca o lejos del polo estaba el continente en el momento de la formación de la roca.

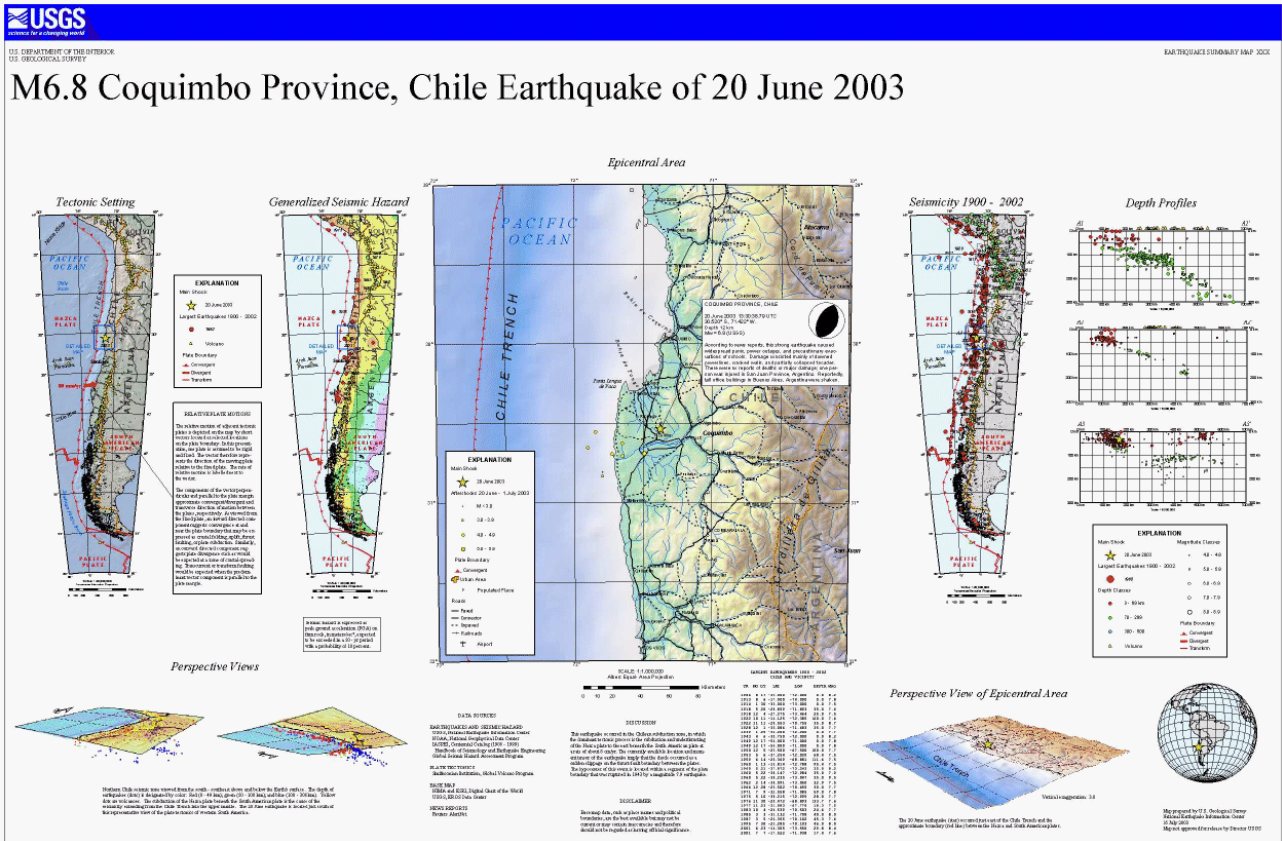
Utilizando rocas de diferentes edades geológicas se pudo reconstruir la secuencia de posiciones que ocupó cada placa a lo largo del tiempo. De este modo, se establecieron las denominadas **curvas de deriva** para las diferentes placas litosféricas. Así se vio que, en algunos momentos, diferentes placas se desplazaban juntas, mientras que en otro momento, sus curvas se separaban, indicando que las placas comenzaban a moverse en forma independiente. La causa de esta independencia está en la fragmentación de los denominados **supercontinentes**, que se inició hace unos 300 millones de años cuando se separan Gondwana de Laurasia y aún continúa.

### Aportes de la sismología

Desde comienzos del siglo XX los sismólogos observaron que los focos de terremotos se ubicaban en lo que hoy sabemos son los límites de placas tectónicas. Estudios de los mecanismos focales de estos terremotos permiten determinar si obedecen a rupturas de compresión, distensión o a fallas de rumbo. Con ello pudieron clasificar zonas de apertura de placas, zona de convergencia de placas y muchos otros estudios detallados sobre la interacción de estas.

Perfiles donde se grafica la profundidad del foco sísmico respecto de una dirección perpendicular a cadenas montañosas como los andes permiten ver como los sismos se hunden por debajo de las montañas. Esto permitió definir zonas de subducción y estudiar sus características.





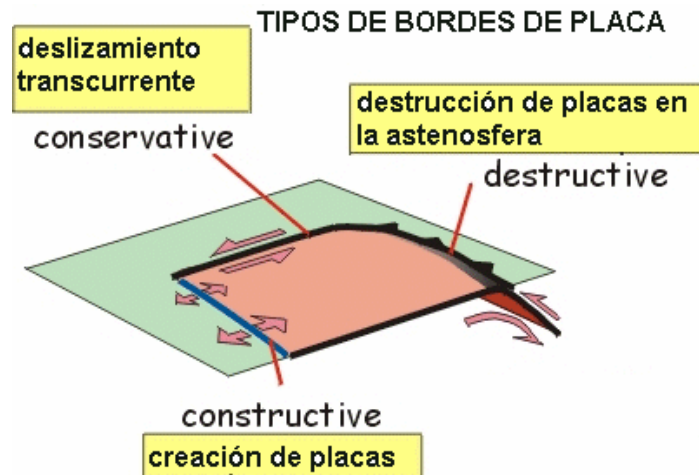
**Ciclo de Wilson - Mapa geotectónico global**

En apartados anteriores hemos estudiado la expansión de los fondos oceánicos, donde se comprueba la generación de corteza en las dorsales centro-oceánicas. Por otro lado la sismología ha demostrado que no existen sismos por debajo de los 700 km de profundidad en las zonas de subducción, sabemos que la temperatura aumenta con la profundidad, llegando a 1200°C a 100km de profundidad. Por ello la ausencia de sismos a grandes profundidades puede interpretarse como la inexistencia de rocas sólidas, es decir la corteza se funde a grandes profundidades. Los fenómenos que dan lugar a la construcción y destrucción de Litosfera en la tierra se engloban como: “Ciclo de Wilson”.

El mapa geotectónico del mundo (ver próximas figuras) muestra la distribución actual de los continentes y su configuración respecto de los fenómenos más importantes de la deriva continental que son subducción (destrucción de corteza) y dorsales oceánicas (generación de corteza). Las placas continentales principales son América de sur, América de Norte, África, Australia, Antártica y Europa-Asia-India. Las placas oceánicas más importantes son la placa de Nazca, placa de Cocos y placa del Pacífico. Además se puede observar las regiones donde actualmente existe subducción (Chile, Perú, Marianas, Aleutianas y Tonga). Las dorsales centro-oceánicas, donde se forma actualmente la corteza oceánica se reconocen en el centro del Océano Atlántico, Pacífico e Índico. Los choques entre continentes más recientes son África-Europa y la India –Asia. También Europa chocó con Asia (Montes Urales en Rusia) pero en tiempos más antiguos.

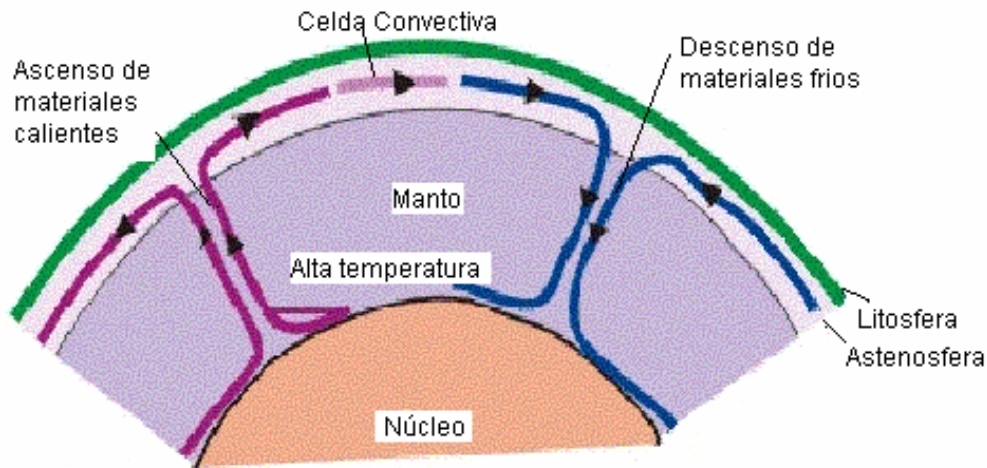
Los fenómenos de crecimiento y destrucción de corteza tienen origen en los bordes de placa (márgenes). Básicamente existen tres tipos de bordes de placa: 1- Constructivo: dorsales (donde se construye corteza); 2- Destructivo: zonas de subducción (destrucción de corteza). Finalmente

existen otros márgenes que tienen desplazamientos horizontales entre placas (Fallas Transcurrentes) sin dar lugar a construcción ni destrucción que se denominan conservativos.



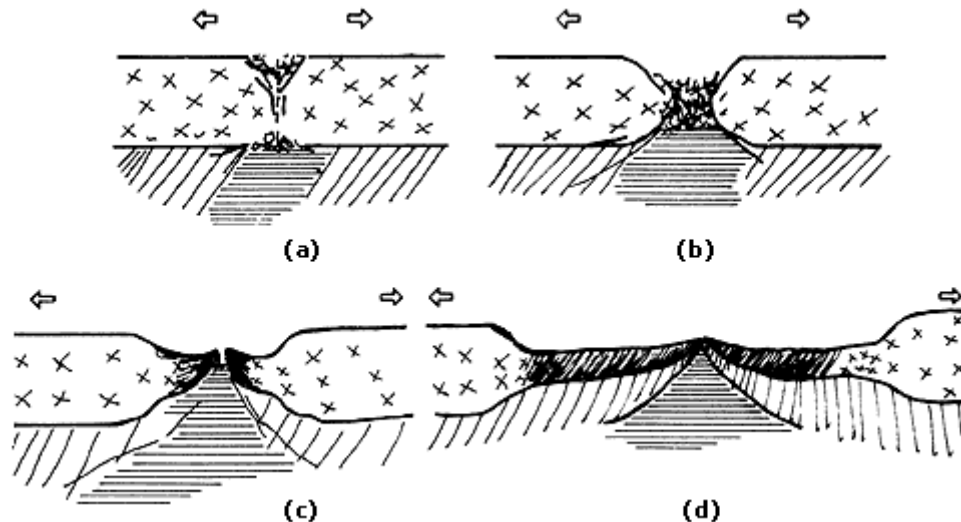
### El motor de la deriva continental: Celdas Convectivas

En la siguiente figura se muestra un esquema de celda convectiva. Los materiales fundidos del manto están más calientes cerca del Núcleo, esto hace que se generen corrientes convectivas que hacen que haya flujo de materiales calientes hacia arriba. Estos circulan horizontalmente por la Astenosfera (capa de rocas fundidas ubicada por debajo de la Litosfera), al enfriarse en capas superiores de la tierra se hacen más pesados y descenden nuevamente describiendo una celda convectiva (algo parecido a lo que sucede en una olla de agua hirviendo). Estas celdas constituidas por materia en movimiento actúan como cintas transportadoras que empujan a la Litosfera (cuya capa superior es la corteza) generando los movimientos horizontales de las placas tectónicas.



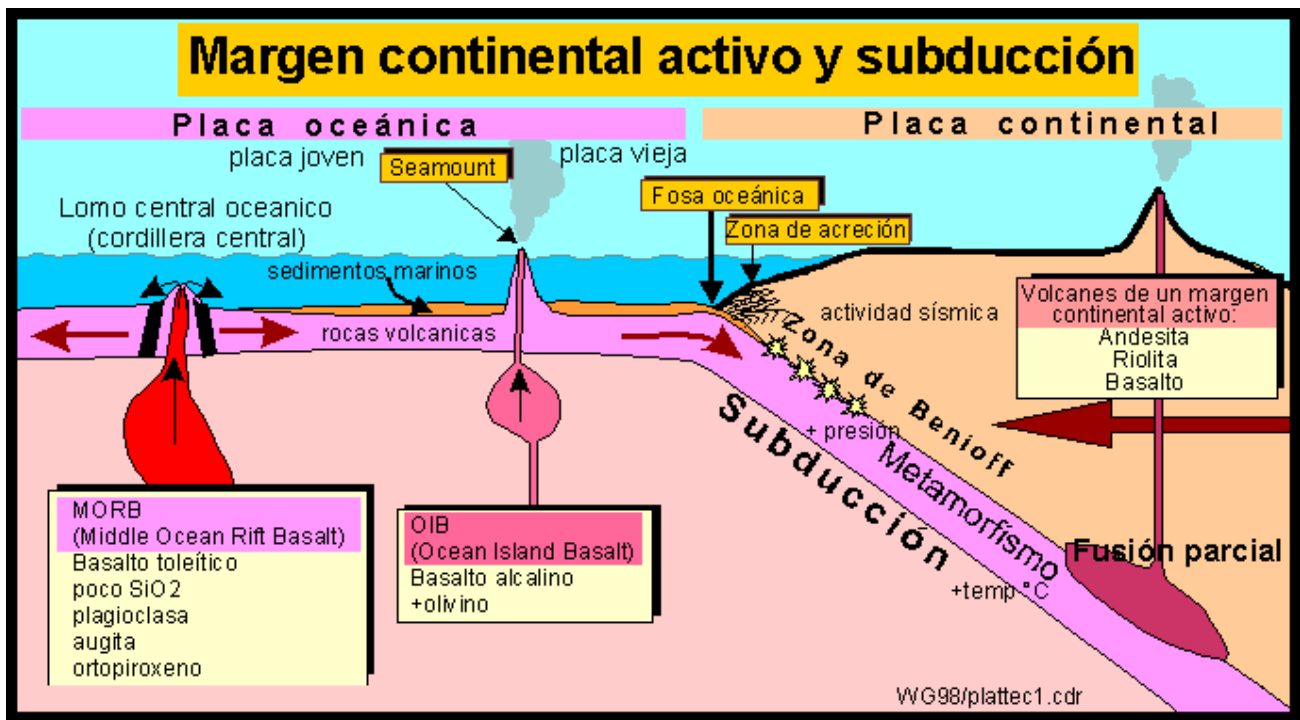
### Generación de Dorsales

En las zonas de ascenso de materiales calientes de las celdas convectivas se produce una gran anomalía térmica en la litosfera (calentamiento), acompañada de fuerzas distensivas que producen estiramiento litosférico. En el siguiente esquema se explica el proceso de generación de una dorsal oceánica. En (a) se ve como el calentamiento litosférico acompañado de esfuerzos de estiramiento debilitan la corteza que se adelgaza generando una cuenca sedimentaria con importante fallamiento directo (b). Si el proceso sigue se produce un gran estiramiento con adelgazamiento de la corteza y transformación de corteza continental en corteza oceánica (más delgada y densa). El proceso avanzado (d) da lugar a la aparición de una dorsal oceánica con gran generación de vulcanismo y creación de corteza oceánica por ascenso de materiales calientes desde el manto.



### Margen continental activo: *subducción*

A causa del choque de una placa oceánica (densidad mayor) y una placa continental (densidad menor) la placa oceánica se hunde bajo de la placa continental. Este movimiento lento hacia abajo incluye un aumento lento de las temperaturas en las rocas del antiguo fondo del mar. A partir de una profundidad de 100 km las rocas de la placa oceánica se funden parcialmente. Durante la subducción se observa además un aumento relativo rápido de la presión. Además la placa oceánica subducida, parcialmente fundida puede generar una cadena de volcanes activos.



Subducción ocurre principalmente en la costa oeste de América del sur (Chile, Perú), Japón, Aleutianas, Java y partes del mar mediterráneo. Siempre provoca fenómenos sísmicos de mayor magnitud.

### Proceso de metamorfismo y fusión parcial

**Zona de Benioff:** El movimiento entre la placa oceánica y las rocas continentales producen altas tensiones tectónicas. Esta actividad tectónica se descarga en terremotos en la zona superior de la placa subductada. Los sismólogos pueden medir la profundidad de la actividad sísmica: los sismos cercanos de la costa tienen su foco en profundidades someras y paulatinamente hacia al interior del continente la profundidad aumenta.

Existen dos tipos de subducción:

- Tipo andino: tiene un ángulo de subducción entre 20-30° (en zonas de subducción sub-horizontal, el ángulo es aún menor). Ejemplo subducción de las placas de Nazca y de Sudamérica.
- Tipo Back-Arc: tiene un ángulo de subducción alrededor de 70° y produce una cadena de islas volcánicas con océano (corteza oceánica) entre los volcanes y el continente. Ejemplos: Japón; Alaska con la fosa Aleutiana; Fosa de Java en Corea; Océano Atlántico - costa de Venezuela.

### BREVE RESUMEN SOBRE LA TECTONICA DE PLACAS

Según esta teoría, la envoltura externa de la Tierra está formada por grandes placas rígidas (ver mapa geotectónico global), llamadas “placas litosféricas”, que involucran una parte superior, la corteza (oceánica y continental), y otra más profunda, parte del manto superior (manto litosférico), juntas alcanzan los primeros 100 km de la tierra..



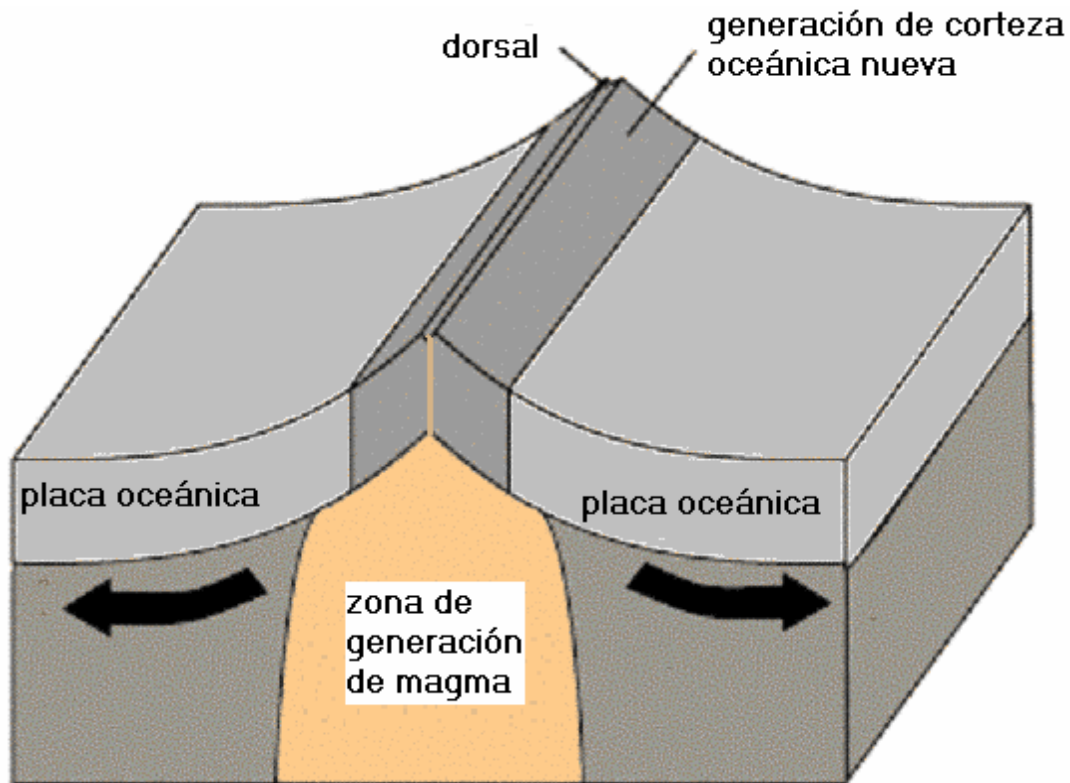


Figura I.1: Margen divergente. Dorsal centro oceánico (Ridge). Generación de corteza.

Estas placas se mueven unas con relación a otras a una velocidad de unos pocos centímetros por año. Este movimiento tiene lugar encima de otra placa más caliente y dúctil llamada astenosfera. El 99% de todo el vulcanismo se concentra en las fronteras entre las placas litosféricas, regiones en las cuales estas placas divergen y convergen. Las placas se separan a nivel de las dorsales medio-oceánicas (Figura I.1) que serpentean a lo largo de más de sesenta mil kilómetros por el fondo de los grandes océanos.

Cada dorsal corresponde a una estrecha zona fracturada a lo largo de la cual se forman las placas oceánicas. En la vertical de esta zona llamada (“Zona de acreción oceánica”), hay rocas en estado de fusión (magmas basálticos) que ascienden del manto subyacente, rellenan las fracturas y dan origen a nuevas porciones de corteza oceánica. A medida que se va alejando el eje de la dorsal, esta nueva corteza se va enfriando y su espesor va creciendo.

Luego se va acercando a las fosas oceánicas profundas, donde queda sepultada. Estas fosas resultan de la flexión del suelo oceánico consecutiva al hundimiento de una placa litosférica debajo de otra que la cabalga (Figura I.2). Este proceso se denomina subducción.

A medida que se va hundiendo en el manto, la placa interior se va calentando y fundiendo. Los magmas resultantes ascienden a la superficie y se acumulan junto a la placa litosférica superior. Si la placa que cabalga está compuesta por litósfera oceánica, las estructuras geológicas forman lo que se denomina un arco insular, como los de Japón, las Kuriles, las Aleutianas o las Filipinas.

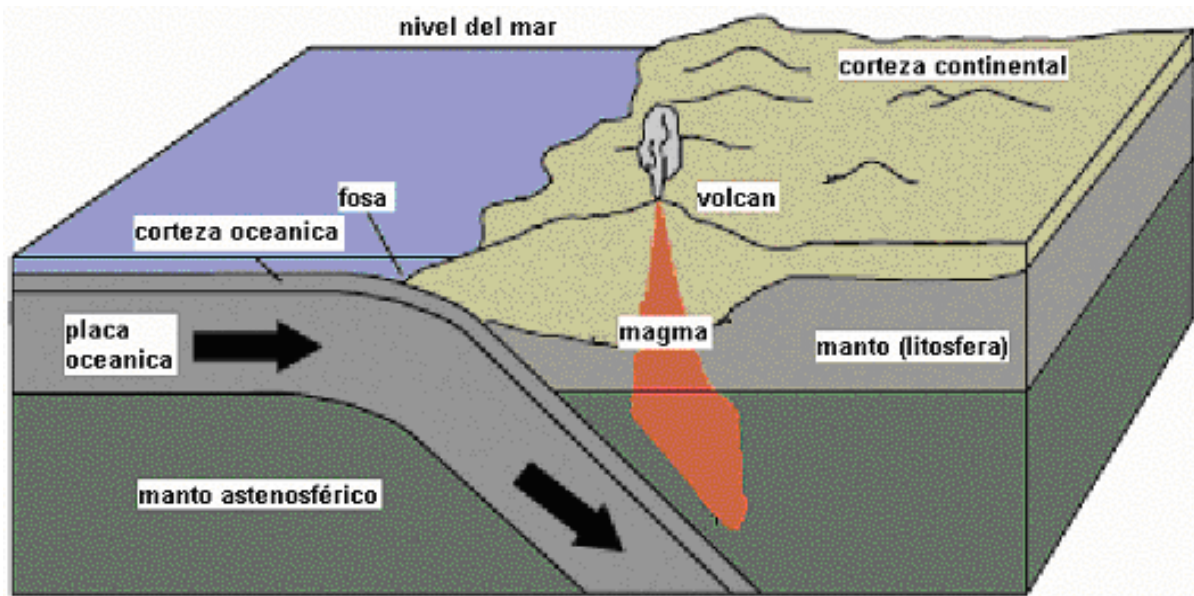


Figura I.2: Margen Convergente. En este caso margen continental activo. Subducción de una placa oceánica (pesada) bajo una placa continental (liviana).

Si se trata de litósfera continental, forman una cordillera en el margen continental; tal es el caso, por ejemplo, de la cordillera de los Andes. Hay pues un proceso de creación en las dorsales y de destrucción en las zonas de subducción, que garantiza una relativa juventud del suelo oceánico: la vida media de un suelo se estima en unos doscientos millones de años.

Sabemos, por el contrario, que la corteza es mucho más vieja: como demuestra la datación de las más viejas rocas descubiertas hasta hoy, esta corteza puede fecharse en 3.800 millones de años. Esta gran antigüedad se debe a que la parte superior de la corteza continental está formada por materiales livianos (granitos, sedimentos), que flotan sobre el manto terrestre más denso, razón por la cual son difícilmente reciclables.

## Sismología

El término ‘sismología’ se deriva del griego ‘seismos’: terremoto. La sismología se ocupa del estudio de terremotos (sismos, temblores) y de otras vibraciones producidas natural o artificialmente en la Tierra. El estudio de terremotos incluye su detección y la determinación de su ubicación, de su magnitud, su energía y de los movimientos tectónicos causantes. Además la sismología se encarga del estudio de la estructura interna de la Tierra.

Sus aplicaciones más importantes en la ingeniería civil es la determinación del *riesgo* (cálculo de la aceleración máxima del terreno) y del *peligro* sísmico (zonificación de regiones cuyas estructuras pueden ser generadoras de sismos destructivos).

### Terremotos

Las fuerzas tectónicas en la corteza terrestre producen algunas veces una ruptura repentina de las rocas. Durante este fenómeno se generan ondas sísmicas que pueden dañar edificios y otras construcciones.

Las causas de un terremoto son:

- Fuerzas tectónicas. La ruptura repentina de las rocas, que han sido distorsionadas más allá de su límite de resistencia. En el ejemplo se ilustra la ruptura en una falla de deslizamiento de rumbo (ej.: San Andrés Fault en California). En las zonas de subducción normal los mecanismos de fuente sísmica son principalmente de falla inversa. En regiones sujetas a estiramiento, ej. Mar Rojo, el mecanismo imperante es de falla directa. Rara vez estos mecanismos se presentan puros, en general los terremotos se producen por rupturas que combinan movimientos directos o inversos combinados con deslizamiento de rumbo.
- La explosión de un volcán.
- Terremotos por hundimiento. Por ejemplo un domo de sal que se encuentra adentro de una secuencia sedimentaria, si la sal es disuelta por agua que ingresa a través de fisuras en la secuencia de rocas sedimentarias, se generan huecos que pueden provocar el derrumbe de las rocas sobreyacentes.

Las causas tectónicas son las fuentes más importantes de terremotos. No todas las regiones del mundo están afectadas por la misma cantidad de terremotos. En general los márgenes continentales activos sufren los mayores terremotos en cantidades e intensidades (Chile, Perú, Japón, Italia, Serbia, Croacia, El oeste de los Estados Unidos y China).

Las erupciones volcánicas producen sismos superficiales, su fuerza se disipa rápidamente con el aumento de la distancia al foco.

Los terremotos producto de hundimiento son muy raros en el mundo.

El punto inicial del terremoto se denomina foco o hipocentro. Su proyección en la superficie terrestre es el epicentro. La mayor parte de la energía sísmica se libera en profundidades de entre 0 y 70 km (85%), en una profundidad intermedia de 70 a 300km el 12% de la energía sísmica, Los sismos profundos (300km - 700km) liberan solo el 3% de la energía sísmica.

### Terremoto en una falla de rumbo



La corteza terrestre sufre fuerzas tectónicas que deforman las rocas. Las fuerzas se liberan en una rotura. Estos movimientos tectónicos provocan ondas sísmicas que en la superficie terrestre se sienten como un temblor.

### Terremoto en fallas de deslizamiento vertical



### El foco y el epicentro

El foco o hipocentro del terremoto es el lugar de liberación de la energía. El epicentro es la proyección en la superficie.

En un punto de la tierra la distancia al foco de un sismo se refleja en diferencia en los tiempos de llegada de las ondas primarias (ondas p) y de las ondas secundarias (ondas s), más lentas. La diferencia del tiempo entre ambas es grande si el foco está lejos.

El epicentro de un terremoto se determina del modo siguiente. En los observatorios (estaciones sismológicas) se detecta el tiempo de llegada de las ondas p y s. Desde la diferencia en la llegada de las ondas p y s se puede calcular el tiempo inicial del terremoto (con las velocidades de las ondas conocidas). Con tres sismógrafos cercanos al epicentro se puede calcular la distancia al foco sísmico construyendo círculos con radio  $r = \text{velocidad de la onda p (o s)} \times \text{tiempo de inicio}$ . Tres de estos círculos se interceptan en un solo punto, que es el epicentro del terremoto.

Existen métodos más sofisticados que calculan las coordenadas, la magnitud y el mecanismo focal de un sismo a partir de los tiempos de llegada de las ondas a varias estaciones sismológicas. Mayor precisión en estos cálculos se obtendrá si el sismo se detectó en muchas estaciones (de las cuales varias son cercanas), y mejor aún si estas se ubican rodeando la fuente.

### Intensidad de un terremoto

*Escalas relativas de Intensidad:* La intensidad de un terremoto se puede expresar en escalas relativas, como la escala de MERCALLI o la escala de ROSSI-FOREL, que se basan en la percepción subjetiva de un sismo (destrucciones causadas). La escala de MERCALLI fue diseñada en 1902 y modificada en 1956 por Charles RICHTER. Se constituye de los niveles I a XII.

*Escala de Rossi-Forel:*

Intensidad	Descripción
I	Registrable solamente por instrumentos
II	Sentido por poco personas en reposo

<b>III</b>	<b>Sentido por varias personas en reposo</b>
<b>IV</b>	<b>Sentido por varias personas en movimiento, desplazamiento de objetos</b>
<b>V</b>	<b>Sentido generalmente por todos, movimiento de muebles</b>
<b>VI</b>	<b>Despertar general de aquellos que duermen</b>
<b>VII</b>	<b>Vuelcos de objetos móviles, caída de partes de muros</b>
<b>VIII</b>	<b>Caída de chimeneas, grietas en las paredes de los edificios</b>
<b>IX</b>	<b>Destrucción total o parcial de algunos edificios</b>
<b>X</b>	<b>Gran desastre, fisuras en la corteza terrestre</b>

La escala de Mercalli tiene 12 intensidades, pero es muy parecida.

### Escalas absolutas de magnitud

Escala de RICHTER: La escala de Richter mide la energía durante un terremoto en forma logarítmica. Esta escala no tiene un límite superior.

La magnitud de un temblor es una medida instrumental de la energía liberada, que se expresa en una escala absoluta logarítmica introducida por RICHTER (1935) originariamente basándose en los registros de temblores cercanos por medio de un sismógrafo de período corto (sismógrafo WOOD-ANDERSON). La variación grande de la energía en los temblores hace necesario la aplicación de una escala logarítmica. Normalmente la magnitud se estima midiendo las amplitudes, que se producen en la superficie terrestre y que se registran en los observatorios, no solo situados alrededor del epicentro, si también en todo el mundo. La forma general de la ecuación empírica para la magnitud M es:

$$M = \log_{10}A/T + F(D,P) + \text{constante},$$

donde:

A = amplitud máxima producida en la superficie en micrómetros, se la deduce de los registros del sismógrafo.

T = periodo de la onda en segundos.

F = función empírica de la distancia D expresada en ° y de la profundidad P del foco expresada en kilómetros.

Por medio de la escala de RICHTER se cuantifica la energía sísmica liberada por el terremoto. La escala de RICHTER es absoluta y logarítmica basándose en las amplitudes de ondas registradas en la superficie. La escala de RICHTER parte de menos de 0 y es abierta hacia arriba.

-3	$10^{-3}$	Los sismógrafos modernos son sensibles a niveles de -3,0.
-2	$10^{-2}$	
-1	$10^{-1}$	
- 0,5	$10^{-0,5}$	M = $10^{-0,5}$ unidades de energía por ejemplo es la magnitud de energía generada por la caída de una roca de 100kg de masa desde una altura de 10m sobre la superficie terrestre.
0	$10^0$	
1	$10^1$	
2	$10^2$	Los menores sismos sentidos por los seres humanos
3	$10^3$	
4	$10^4$	
5	$10^5$	

6	$10^6$	
7	$10^7$	
8	$10^8$	
8,5	$10^{8,5}$	En 1960 en Chile, gran destrucción

## El Sismógrafo

Un sismógrafo registra los movimientos del suelo en las dos direcciones horizontales y en la vertical. En un sismógrafo se une una masa (elemento inerte) ligeramente acoplada con el suelo, de tal manera que el suelo puede vibrar sin causar grandes movimientos de la masa. La masa puede acoplarse con el suelo por medio de un brazo de palanca (péndulo) o por medio de un resorte. Durante el movimiento del suelo la masa tiende a mantener su posición debido a su inercia. El desplazamiento relativo del suelo con respecto a la masa inerte se utiliza para determinar el movimiento del suelo (tiempo de inicio del movimiento, amplitud, banda de periodos de registro). Los sismógrafos modernos pueden detectar desplazamientos del suelo de  $10^{-10}$  m, que son desplazamientos en dimensiones atómicas.

Cantidad de terremotos durante un año en el mundo:

Características	Magnitud (RICHTER)	Cantidad por año
Destrucción casi total	>8,0	0,1-0,2
Grandes destrucciones	>7,4	4
Destrucciones serias	7,0-7,3	15
Destrucciones de algunos edificios	6,2-6,9	100
Destrucciones leves en los edificios	5,5-6,1	500
Sentido generalmente por todos	4,9-5,4	1400
Sentido por varias personas	4,3-4,8	4800
Sentido por algunas personas	3,5-4,2	30.000
Registrable solamente por instrumentos	2,0-3,0	800.000

Grandes terremotos en el mundo:

año	Lugar	Descripción	Muertos	Magnitud
1556	Shensi, China	?	830.000	9 ?
1730	Hokkaido, Japón	?	137.000	?
1899	Alaska	levantamiento de la costa de 15m vertical	-	-
1906	San Francisco	Desplazamiento de 5m horizontal, fisuras abiertas	1000	8,2
1908	Messenia, Italia	Tsunami, fisuras abiertas	110.000	7,5

1920	Kansu, China	Fisuras abiertas, aluviones	200.000	8,6
1923	Japón	Desplazamientos, Tsunami, destrucción de 650.000 edificios	145.000	8,3
1939	Chile	Cambio de la morfología	28.000	8.3
1960	Chile, Valdivia	activó volcanes, formación de nuevos volcanes	4.000	8,4

Distribución de los hipocentros: los sismos se producen en todas regiones del mundo caracterizadas por actividad tectónica como:

- Márgenes continentales activos
- Márgenes oceánicos activos
- Fallas tectónicas grandes, como San Andrés Fault, Los Ángeles

### Fundamentos teóricos

Las ondas sísmicas son ondas mecánicas y elásticas, causan deformaciones no permanentes en el medio en que se propagan. La deformación se constituye de una alternancia de compresión y de dilatación de tal manera que las partículas del medio se acercan y se alejan respondiendo a las fuerzas asociadas con las ondas. También existen rotaciones. Su propagación se describe por la *ecuación de ondas*. La velocidad de la onda sísmica depende de los parámetros elásticos del medio, en que se propaga la onda.

### Esfuerzo elástico o tensión (stress), deformación (strain) y las constantes elásticas

Tensión  $S$  se define como la fuerza  $F$  por unidad de área  $A$ :  $F/A$ , donde  $F$  es la fuerza aplicada uniformemente a una pequeña superficie de área.

Presión o tracción se refiere a la tensión dirigida perpendicularmente al área, según sea ejercida hacia el cuerpo sobre el que actúa (presión) o desde el cuerpo (tracción). La presión causa un acortamiento en el interior del cuerpo, en que actúa, la tracción produce un alargamiento en el interior del cuerpo.

La deformación longitudinal  $\varepsilon_l$  es la relación entre el alargamiento o el acortamiento  $\Delta l$  causado por una tensión y la longitud original  $l$  antes de la aplicación de la tensión:  $\varepsilon_l = \Delta l/l$ . La deformación transversal  $\varepsilon_a$  se define como la relación entre la variación del ancho  $\Delta a$  causada por una tensión y el ancho primitivo  $a$  del cuerpo antes de la aplicación de la tensión:  $\varepsilon_a = \Delta a/a$ .

### Coefficiente de Poisson

Cuando un cuerpo se acorta por efecto de una compresión, se alarga en la dirección perpendicular a la compresión. Un cuerpo alargado por efecto de una tracción, disminuye su ancho en la dirección perpendicular a la tensión. La relación entre la deformación longitudinal  $\varepsilon_l$  y la deformación transversal  $\varepsilon_a$  se denomina coeficiente de Poisson  $\sigma$ .

$$\sigma = \varepsilon_a / \varepsilon_l = (\Delta a/a) / (\Delta l/l).$$

Cuando una tensión actúa en un cuerpo en una dirección y el volumen del cuerpo es constante, el coeficiente de Poisson tiene su valor máximo igual a 0,5.

Tipo de roca	Rango del coeficiente de Poisson $\sigma$
Roca consolidada, no alterada <sup>1</sup>	0,2 - 0,3
Roca sedimentaria clástica <sup>2</sup>	0,02 - 0,05

1: Por ejemplo: calizas de grano fino, rocas cristalinas.

2: Variando con la porosidad y el estado de meteorización.

### Módulo de Young E

En el caso de tensiones de compresión o de tracción, que dan origen a una deformación pequeña, la magnitud de esta deformación es proporcional a la tensión según:

$$E = (F/A)/(\Delta l/l) = S/\epsilon_l$$

donde

- S = tensión
- $\epsilon$  = deformación
- E = constante de proporcionalidad y denominada módulo de YOUNG.

Para un sólido con un E de valor numéricamente alto la deformación causada por una tensión dada será menor en comparación a un sólido de E de valor más pequeño. (Valores de E véase tabla).

Tipo de roca	Resistencia a la compresión en kg/cm <sup>2</sup> -valores limites-	Resistencia a la tracción en kg/cm <sup>2</sup>	Resistencia al cizallamiento en kg/cm <sup>2</sup>	Módulo de YOUNG en kg/cm <sup>2</sup> -valores medios-
Basalto	1500 - 4500	150	300	800000
Granito de grano fino	2000 - 2500	65 - 115	150 - 160	
Granito de grano grueso y en general	370 - 3790	30 - 80	100 - 300	100000 - 400000
Pórfido de cuarzo	1500 - 3500	65	150	
Cuarcita	260 - 3200			100000 - 450000
Mármol	310 - 3000	30 - 90	100 - 300	800000
Caliza en general	60 - 3600	10 - 117	35- 200	100000 - 800000
Caliza porosa	400 - 800			
Dolomía	790 - 1300	16 - 28	70 -75	<100000 - 710000
Arenisca en general	100 - 3000	10 - 43	46 -150	<20000 - 636000
Arenisca calcárea	900 - 3000			30000 - 60000
Arcilla esquistosa	600 - 3130	250	50 - 250	40000 - 200000
Gneis	810 - 3270		<650	<100000 - 400000



## Modulo de rigidez o de cizallamiento

El esfuerzo de cizallamiento se denomina la tensión, que actúa paralelamente al área. El esfuerzo de cizallamiento da origen a una deformación por fractura. La deformación por cizallamiento se expresa por el ángulo de deformación  $\Phi$ . El ángulo de deformación se forma por la superficie original del área y la superficie deformada por la tensión ejercida paralelamente al área.

En el caso de un esfuerzo cortante y una deformación pequeña la tensión  $S_{sh}$  es proporcional a la deformación:

$$S_{sh} = \mu \cdot \phi$$

En esta relación  $\mu$  es la constante de proporcionalidad denominada módulo de rigidez o de cizallamiento y  $\phi$  es el ángulo de deformación. Para los líquidos vale  $\mu = 0$ , para la mayoría de los demás materiales  $\mu$  aproximadamente y numéricamente vale la mitad de  $E$ .

## Compresibilidad y módulo volumétrico

Considerando un cuerpo de volumen  $V$ , que está sometido a una fuerza de compresión uniforme en todas las direcciones, en consecuencia disminuirá su volumen en una cantidad  $\Delta V$ , la compresión ejercida sobre este cuerpo es proporcional a la deformación o a la relación entre la variación del volumen y el volumen primitivo de este cuerpo antes de la aplicación de la compresión según:  $S_{compresión} = k (\Delta V/V)$ ,

en donde la constante de proporcionalidad  $k$  se denomina compresibilidad. El valor recíproco de la compresibilidad  $1/k=k'=S_{compresión}/(\Delta V/V)$  se denomina módulo volumétrico o de incompresibilidad.

Relaciones entre las constantes elásticas:

$$\mu = E/[2(1 + \sigma)] \quad y \quad k = E/[2(1 - \sigma)]$$

Las ondas sísmicas se propagan en las sustancias sólidas de tal modo, que la deformación de las partículas, que constituyen la sustancia sólida, pasan por la sustancia con una velocidad, que depende de sus propiedades elásticas y de su densidad.

## Ondas sísmicas

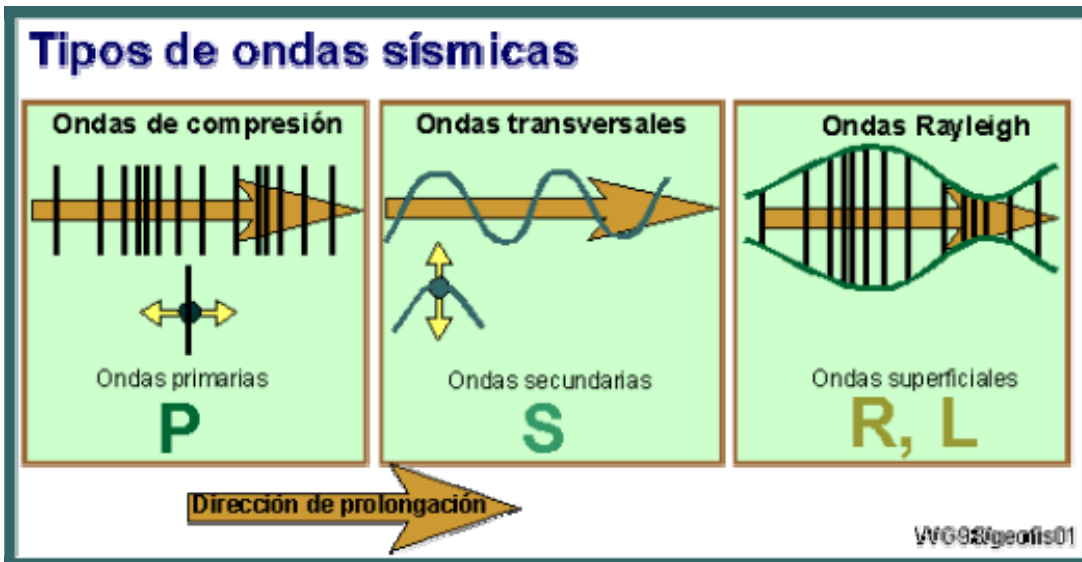
Se distinguen las ondas sísmicas internas y las ondas sísmicas superficiales.

Las ondas internas son

- Ondas **p** u ondas longitudinales u ondas de compresión
- Ondas **s** u ondas transversales u ondas de cizalla

Las ondas superficiales son por ejemplo

- Ondas de Love
- Ondas de Rayleigh



### Ondas P

Las partículas de una onda **p**, longitudinal o de compresión oscilan en la dirección de propagación de la onda. Las ondas **p** son parecidas a las ondas sonoras ordinarias. Las ondas **p** son más rápidas que las ondas **s** o es decir después un temblor en un observatorio primeramente llegan las ondas **p**, secundariamente las ondas **s**. La velocidad de las ondas **p** se calcula como sigue:

$$V_p = \sqrt{\left[ \frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\delta} \right]}, \text{ donde}$$

- $k$  = compresibilidad
- $\mu$  = módulo de rigidez
- $\delta$  = densidad del medio, en que se propaga la onda **p**.

$$v_p = \sqrt{[(\lambda + 2\mu)/\delta]}, \text{ donde}$$

- $\lambda$  y  $\mu$  = constantes de Lamé
- $\delta$  = densidad del medio, en que se propaga la onda **p**.

### Ondas S

Las partículas de una onda **s**, transversal o de cizalla oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación. Se distingue las ondas **s<sub>h</sub>**, cuyas partículas oscilan en el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación, y las ondas **s<sub>v</sub>**, cuyas partículas oscilan en el plano vertical y perpendicular a la dirección de propagación. En las ondas **s** polarizadas sus partículas oscilan en un único plano perpendicular a su dirección de propagación. La velocidad de la onda **s** se calcula como sigue:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\delta}}, \text{ donde } \mu = \text{módulo de rigidez}$$

$\delta$  = densidad del medio, en que se propaga la onda **s**

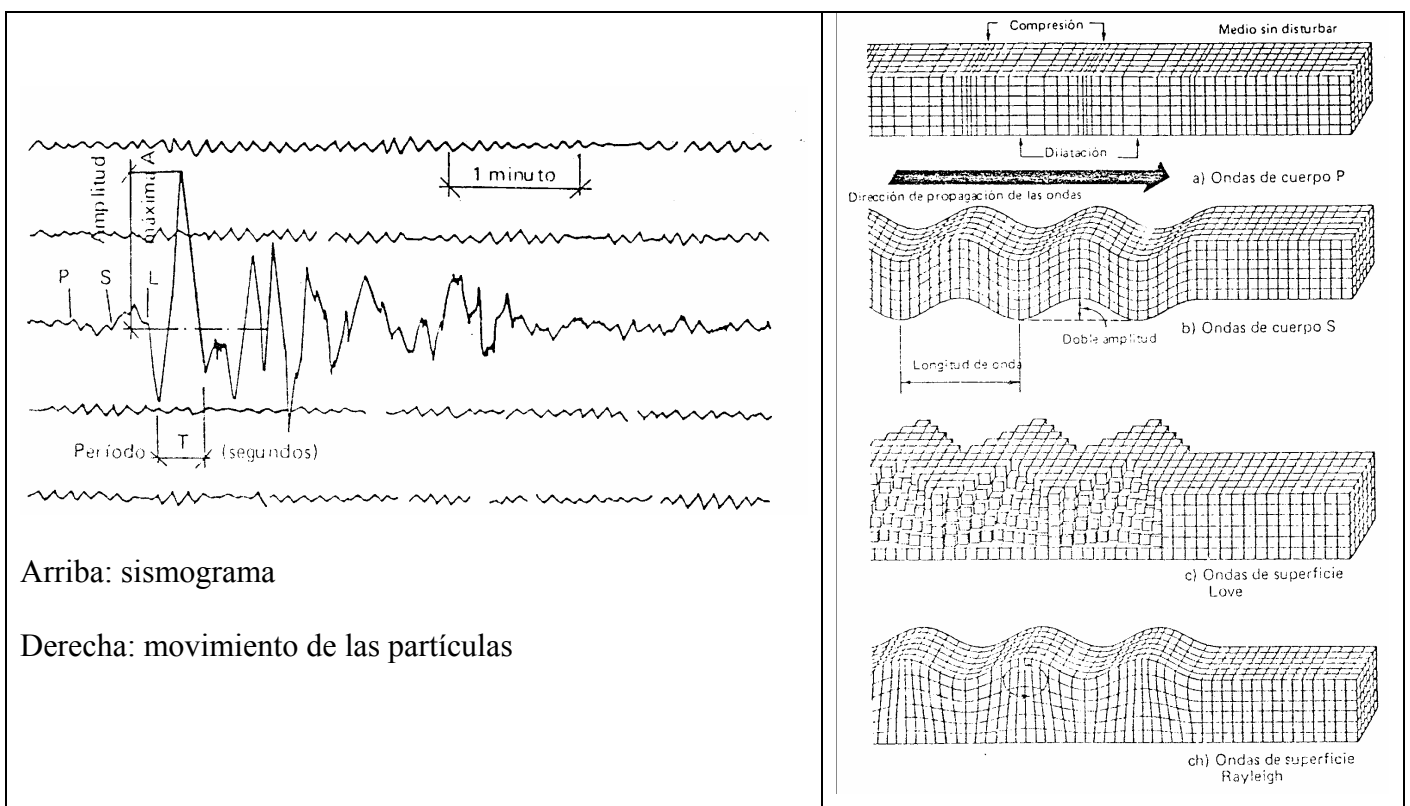
$$v_s = \sqrt{[E/\delta \cdot [2(1 + \sigma)]^{-1}]}, \text{ donde}$$

- $E$  = módulo de elasticidad
- $\delta$  = densidad del medio, en que se propaga la onda s.
- $\sigma$  = constante de Poisson.

## Ondas de Rayleigh

Rayleigh (1885) predijo la presencia de ondas superficiales diseñando matemáticamente el movimiento de ondas planas en un espacio semiinfinito elástico.

Las ondas de Rayleigh causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación. En la superficie el movimiento de las partículas es retrógrado con respecto al avance de las ondas. La velocidad de las ondas Rayleigh  $v_{\text{Rayleigh}}$  es menor que la velocidad de las ondas s (transversales) y es aproximadamente  $v_{\text{Rayleigh}} = 0,9 \cdot v_s$ , según DOBRIN (1988).



## Ondas Love

Love (1911) descubrió las ondas superficiales, que llevan su nombre estudiando el efecto de vibraciones elásticas a una capa superficial.

Las ondas Love requieren la existencia de una capa superficial de menor velocidad en comparación a las formaciones subyacentes o es decir un gradiente de velocidad positivo con la profundidad. Las ondas de Love son ondas de cizalla, que oscilan solo en el plano horizontal, es decir las ondas de Love son ondas de cizalla horizontalmente polarizadas. La velocidad de las ondas de Love es aproximadamente  $v_{\text{Love}} = 0,9 \cdot v_s$ , según Doyle, (1995).

Las ondas internas se extienden en tres dimensiones. Las ondas superficiales se extienden en solo dos dimensiones. Las velocidades de las ondas internas y superficiales están relacionadas como sigue:  $v_p > v_s > v_{\text{Love}} > v_{\text{Rayleigh}}$ . Generalmente para las amplitudes (A) de las ondas, vale el orden

inverso:  $A_{\text{Rayleigh}} > A_{\text{Love}} > A_s > A_p$ . Como las amplitudes de las ondas superficiales disminuyen con la profundidad del foco, la razón entre las amplitudes de las ondas superficiales y las amplitudes de las ondas internas está relacionada con la profundidad del foco.

La amplitud de las ondas superficiales disminuye menos rápidamente con la distancia que la amplitud de las ondas internas, en consecuencia en distancias largas con respecto a un temblor las ondas superficiales generan señales más altas y dominan los registros en los sismogramas.

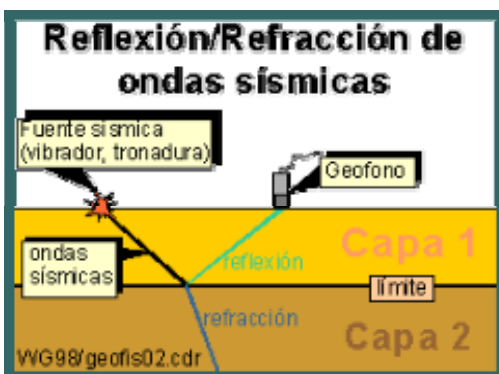
Las ondas superficiales están caracterizadas por la dispersión, o es decir la velocidad de las ondas superficiales depende de su frecuencia y de su longitud de onda. La variación de la velocidad con la frecuencia o la longitud de onda se denomina dispersión. En una onda afectada por dispersión distintas longitudes de onda se propagan con diferentes velocidades apareciendo como un tren de eventos, cuyos ciclos sucesivos son de períodos altos o más bajos.

Analizando la dispersión de las ondas de Rayleigh los científicos obtuvieron información muy útil acerca de la estructura de la corteza terrestre y del manto superior de la Tierra. Por el contrario en la exploración por el método de reflexiones sísmicas las ondas de Rayleigh son menos útiles, porque contribuyen al ruido del fondo.

Las velocidades de las ondas en diferentes medios:

<b>Medio</b>	Velocidad de la onda primaria (vp) en m/ seg.	Velocidad de la onda secundaria (vs) en m/seg.
Granito	5200	3000
Basalto	6400	3200
Calizas	2400	1350
Areniscas	3500	2150

Durante del cambio de un medio al otro las ondas sísmicas cambian su velocidad de propagación, también se separan en una parte reflejada y en otra refractada.



La onda directa se propaga a partir de la fuente de ondas sísmicas en el medio superior con velocidad uniforme  $v_1$ . La onda reflejada se genera por la reflexión de la onda directa incidente en la interfase entre medio 1 y medio 2 y se propaga con la velocidad  $v_1$ .

Una porción de la onda incidente en la interfase entre medio 1 y medio 2 pasa por la interfase y se refracta. La onda refractada se propaga en el segundo medio con la velocidad  $v_2$ .

Conocimientos acerca de la estructura interna de la Tierra derivados de la observación de la propagación de las ondas sísmicas en su interior

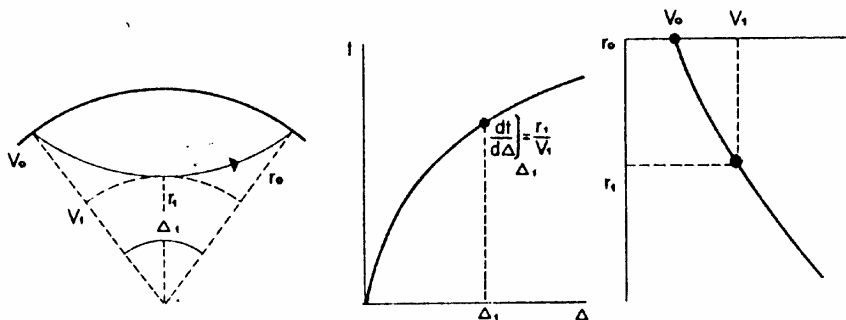
## Variación continua de velocidad con la profundidad

### Distribución de la velocidad con el radio

En el interior de la tierra en especial en el manto, la velocidad aumenta en forma continua con la profundidad. La onda sísmica puede asemejarse a un rayo que describe punto a punto la dirección de propagación del frente de ondas. El aumento gradual de  $v$  hace que el rayo se vaya curvando describiendo una parábola,  $(\text{sen } i/v) = \text{cte.}$ , la velocidad del punto más profundo  $i=90^\circ$  es la máxima velocidad alcanzada y está dada por la inversa de la pendiente de la relación tiempo de llegada versus distancia desde la fuente (dromocrona). A medida que aumentan las distancias a la fuente disminuye el parámetro del rayo  $(\text{sen } i/v) = p$ , entonces la velocidad alcanzada por el frente de ondas será mayor a medida que  $\Delta$  aumenta.

La distribución de velocidad de las ondas sísmicas en el manto, en función del radio está dada por la ecuación:  $v_1 = r_1 / (dt/d\Delta)$ , donde  $v_1$  es la  $v$  máxima alcanzada,  $r_1$  es la distancia alcanzada medida desde el centro de la tierra,  $t$  es el tiempo de llegada y  $\Delta$  la distancia epicentral.

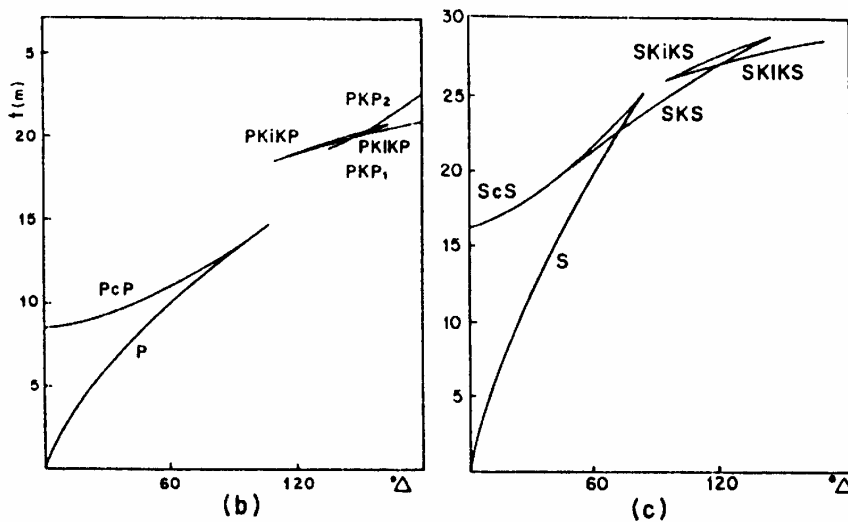
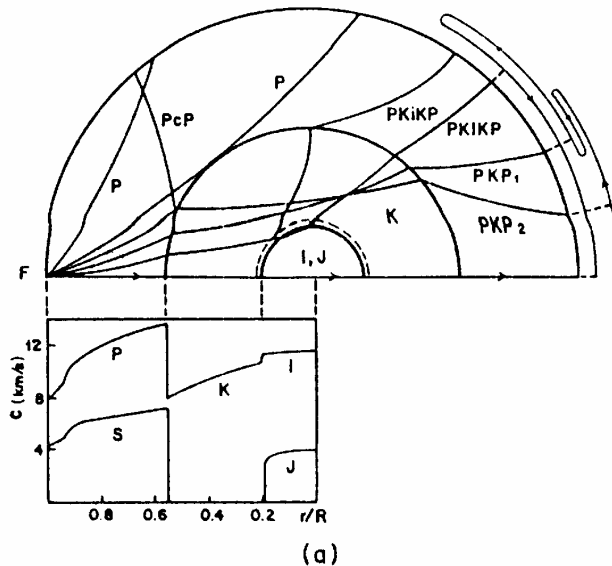
$$v_1 = \frac{r_1}{\left(\frac{dt}{d\Delta}\right)_{\Delta_1}}$$



La estructura profunda de la Tierra se deduce principalmente a partir de las observaciones a escala global de los tiempos de recorrido de las ondas P y S.

**Litosfera-Manto Superior:** Desde el punto de vista tectónico, la corteza terrestre forma, con parte del manto superior, la capa relativamente rígida, de unos 100 km de espesor, llamada *litosfera* ( $2 \text{ km/s} < V_p < 8 \text{ km/s}$ ). La capa de baja velocidad que se encuentra debajo de ésta recibe el nombre de *astenosfera* o capa débil. El material de esta capa se encuentra en estado de fusión parcial y se comporta como una superficie viscosa que permite el deslizamiento sobre ella de la litosfera.

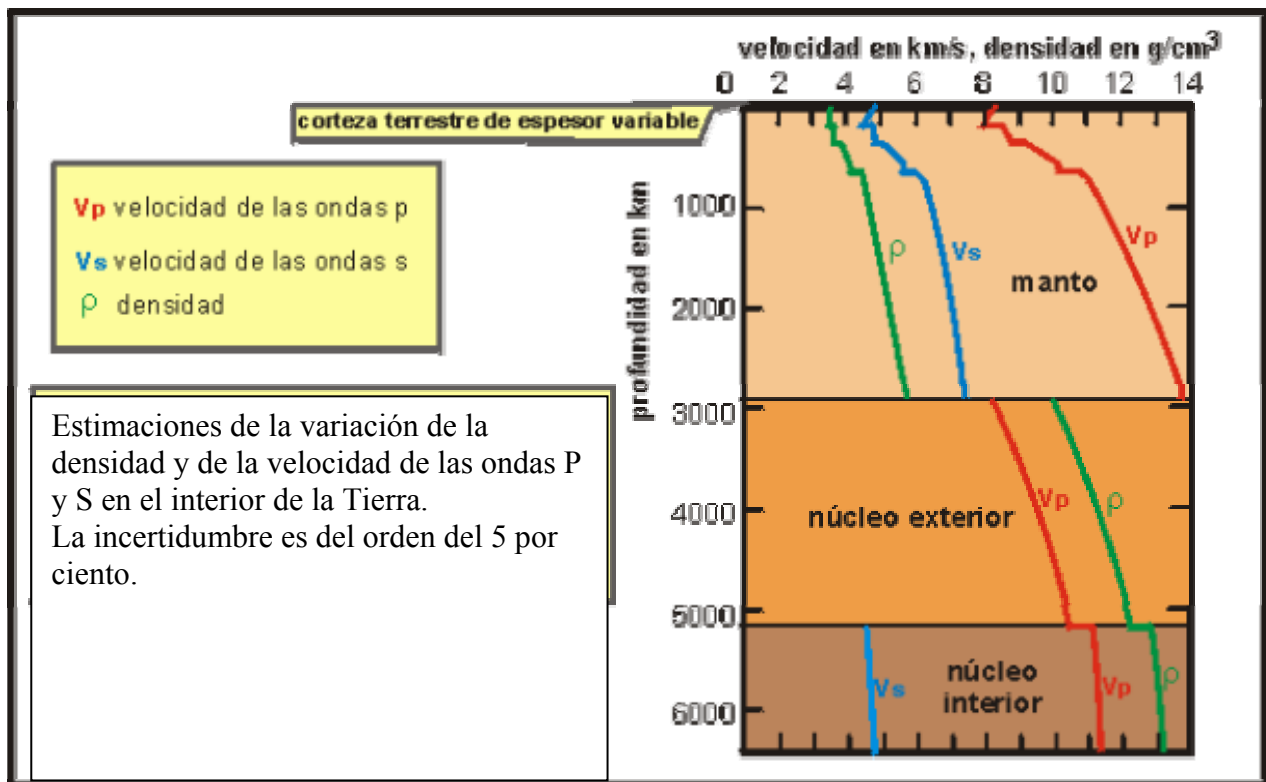
**Manto Inferior-Núcleo:** Las ondas P y S que llegan a distancias entre  $30^\circ$  y  $105^\circ$ , atraviesan la región comprendida entre 700 y 2900 km de profundidad, denominada manto inferior. Su estructura es, comparada con la del manto sup., muy homogénea, con un aumento lento de la velocidad con la profundidad de 11 a 13,5 km/s para las ondas P y de 6 a 7 km/s para las S. A estas distancias llegan también las ondas que se reflejan en el Núcleo y que se propagan totalmente por el manto. Estas ondas se designan con las letras PcP y ScS, PcS y ScP (c significa core: núcleo). Otros rayos, contenidos totalmente en el manto, son los que se reflejan una y otra vez en la superficie terrestre: PP, SS, PPP, SSS, etc.



A partir de los  $105^\circ$  de distancia se observa una brusca desaparición tanto de la onda P como de la S, apareciendo de nuevo la P a  $143^\circ$  refractada a través del núcleo con un retraso de casi 4 minutos. En las dromocronas aparece una zona de sombra entre la última llegada de la P y la primera llegada de la PKP entre  $105^\circ$  y  $143^\circ$ . La observación de llegadas de ondas en esta zona de sombra con demasiada energía para ser ondas difractadas en la superficie del núcleo llevó a Lehmann (1936) a descubrir el núcleo interno PKIKP. El análisis de las PKP (K: kern en alemán: núcleo) proporciona información de la discontinuidad entre el manto y el núcleo y entre el núcleo externo y el núcleo interno. Dentro del núcleo externo se propagan solo ondas P, lo que indica que el material se encuentra en él en forma líquida o de fusión. Su velocidad es bastante menor que en la base del manto inferior, lo que explica la zona de sombra y el retraso de las PKP. Los rayos de las P, al pasar de un medio de mayor a otro de menor velocidad (manto-núcleo), se acercan a la normal y aparecen a una distancia epicentral mayor. Así los rayos que inciden en la superficie del núcleo con un ángulo poco menor que  $90^\circ$ , es decir, los que siguen a los que aparecen a la distancia  $105^\circ$ , se refractan dentro del núcleo y aparecen a una distancia mayor de  $180^\circ$ . Al seguir disminuyendo el ángulo de incidencia, esta distancia disminuye, constituyendo la rama PKP2; la distancia mínima para su llegada es  $143^\circ$ . A partir del ángulo de incidencia, correspondiente a estas llegadas, la distancia vuelve a aumentar desde  $143^\circ$  a  $150^\circ$ , correspondiente a las llegadas de la rama PKP1 que, al penetrar más profundamente en el núcleo, llegan antes que la rama PKP2. Las llegadas dentro de la zona de sombra se interpretan como ondas reflejadas y refractadas PKiKP y PKIKP en el núcleo interno. Este se considera sólido, de 1216 km de radio, con un aumento de velocidad con respecto al

núcleo externo. En el núcleo interno también se propagan ondas S denominadas PKJKP, aunque son difíciles de observar.

Distribución de la densidad y de la velocidad de las ondas p y s en el interior de la Tierra:



## Riesgo y Peligro Sísmico

La simple observación de un mapa de epicentros a nivel regional nos muestra que no es uniforme la distribución de actividad sísmica, tanto en tiempo como en espacio. Esto significa que si tomamos dos puntos cualesquiera de esa región y, en base a determinado criterio, estimamos los valores máximos alcanzados por algunos de los parámetros del movimiento del suelo (aceleración, velocidad, desplazamiento, etc.) debidos a los terremotos más intensos y también determinamos los intervalos de recurrencia de esos valores máximos, los resultados serán seguramente diferentes.

Este concepto junto con el referido al mecanismo de generación de sismos, nos lleva a pensar que no todos los puntos de una región estarán expuestos a un mismo grado de *peligro sísmico*, entendiéndose como tal a los efectos de un terremoto sobre el terreno, tales como: fallamiento superficial, amplitud y duración de la vibración, licuefacción, deslizamientos o cualquier otra forma de falla del terreno.

Si además, definimos al *riesgo sísmico* como el nivel en que las personas y las construcciones están expuestas a los daños potenciales debidos al peligro sísmico, concluiremos que cada obra civil ubicada en zona sísmica tendrá un cierto nivel particular de riesgo sísmico asociada a ella. Por ejemplo, la presencia de una falla activa constituye un peligro sísmico, sin embargo el grado de riesgo sísmico sobre una construcción dependerá tanto de las características del movimiento del suelo que en el sitio ocasionará un terremoto originado en esa falla, como del tipo de construcción y el destino de la misma.

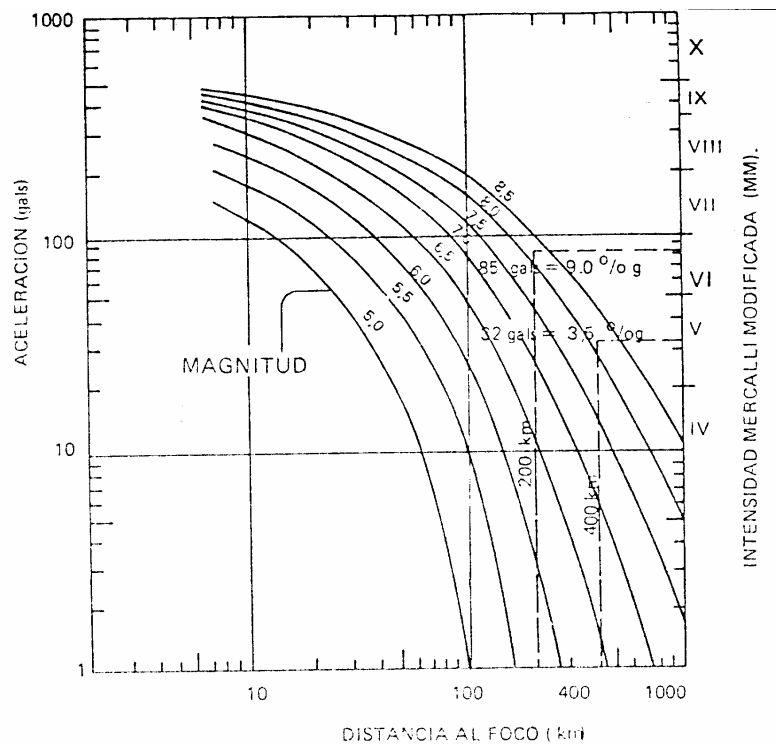
Por ello, si bien no se puede hacer nada para tratar de modificar el peligro (controlar los procesos tectónicos), es mucho lo que se puede hacer para minimizar el riesgo, o sea, la exposición al peligro sísmico.

En consecuencia el procedimiento general para la evaluación del riesgo sísmico consiste en estimar el peligro sísmico en el lugar y establecer el grado de exposición de personas y construcciones.

El grado de severidad del peligro sísmico está directamente relacionado con las diferentes características de los terremotos, las que a su vez dependerán de las fuentes sismogénicas que los producen. Al solo efecto de representar el efecto sísmico en un punto determinado se utiliza un terremoto hipotético que se denomina *terremoto de diseño*.

El conocimiento, aplicando criterios específicos, del terremoto de diseño en diferentes lugares permitirá determinar los distintos niveles de peligrosidad sísmica de una región y, en consecuencia, se podrá llegar a una diferenciación por zonas o zonificación del peligro sísmico, que es la base del diseño sismorresistente de estructuras.

### Isosistas y atenuación de la intensidad



La intensidad de un sismo varía con la distancia del sitio de observación a la fuente sísmica. Para visualizar este efecto se preparan mapas de *isosistas*. Las isosistas son líneas que unen puntos de la superficie en que se observa igual intensidad. La intensidad será mayor en el epicentro e irá disminuyendo según se aleje el observador del epicentro (Las ondas sísmicas se atenúan con la distancia). Las isosistas de mayor intensidad adquieren la forma de la zona de ruptura del sismo (p.ej. zona de falla).

Existen diversas relaciones para determinar la atenuación de las ondas sísmicas y de la intensidad con la distancia a la fuente, pudiendo emplear parámetros tales como la *aceleración máxima del terreno* o la *intensidad*. La figura muestra la disminución de la intensidad en función de la magnitud y la distancia focal, en el eje izquierdo se representa la relación de la aceleración máxima del



terreno y en el eje derecho la relación de intensidad MM. La atenuación de la amplitud de las ondas sísmicas varía según las características del medio y de las formaciones geológicas que atraviesan.

Recopilaciones históricas y estudios estadísticos de la sismicidad en una región, permiten construir mapas regionales de *zonificación sísmica* que sirven para predecir la posibilidad de que ocurra un sismo de máxima magnitud probable (magnitud predicha) en una región y en un lapso determinado de tiempo.

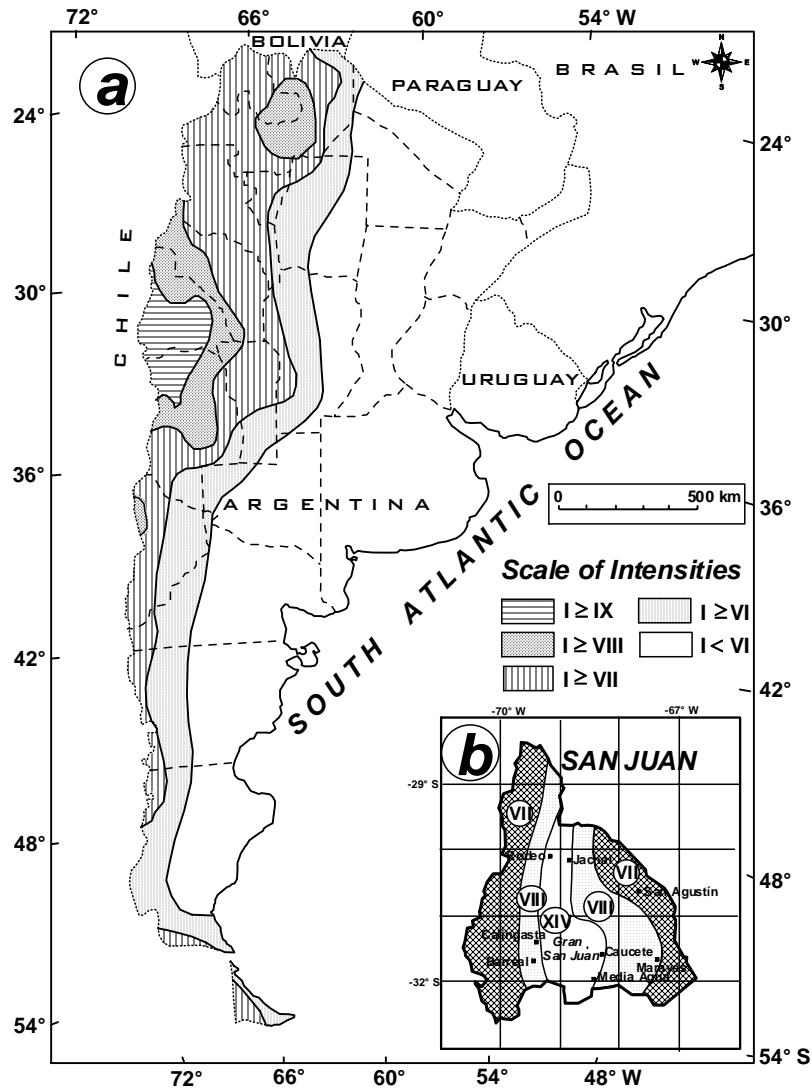


Figura: a) Intensidades máximas de ocurrir en los próximos 100 años en Argentina. b) Intensidades máximas en escala modificada de Mercalli con probabilidad muy alta de ocurrir en los próximos 50 años en la provincia de San Juan, Argentina.

### **Aceleración: Parámetro de diseño**

El diseño sismorresistente de edificios y obras civiles requiere un conocimiento adecuado de las características e intensidad del movimiento del terreno durante sismos destructivos. El parámetro más frecuente empleado para designar la intensidad de la sacudida sísmica es la *aceleración máxima del terreno* expresada en gals ( $\text{cm/s}^2$ ) o porcentaje de la gravedad (%g).

Las vibraciones de la superficie terrestre inducidas por eventos de alta intensidad son registradas por instrumentos denominados *acelerógrafos* y sus registros se llaman *acelerogramas*. La aceleración es el parámetro base para el análisis estructural y el diseño sismorresistente.

Cerca de la fuente (falla) se pueden registrar valores de aceleración del orden de 1 g y velocidades de 100 a 150 cm/s. La intensidad del movimiento del terreno a determinada distancia de la fuente se expresa mediante relaciones empíricas de atenuación. Siendo la aceleración un parámetro adecuado para describir la intensidad, los investigadores han propuesto relaciones empíricas entre aceleración máxima del terreno  $A$ , la magnitud del evento  $M$ , y la distancia hipocentral  $R_f$ . Un ejemplo es la expresión de Donovan (1973), esta ecuación fue definida con base en 670 valores de aceleración registrados en Norte América, Japón y Nueva Guinea.

$$A = \frac{1080 \cdot e^{0.5 \cdot M}}{(R_f + 25)^{1.32}}$$

En cada región es preciso establecer un modelo de  $A$ , para ello se requiere una adecuada distribución de acelerógrafos y un lapso temporal suficiente para registrar sismos de distintas características (distintos mecanismos de fuente sísmica, relacionados con la tectónica regional y con el comportamiento de cada estructura generadora de sismos ante los regímenes tectónicos imperantes).

### **Relaciones de Aceleración-Intensidad:**

La información sobre terremotos históricos está generalmente expresada en función a la intensidad. Es labor de los sismólogos recopilar información a cerca de cómo fue sentido en diversos lugares un sismo histórico para construir las isosistas respectivas.

Los investigadores han tratado de relacionar el parámetro  $A$  (medida instrumental) con la intensidad observada (medida subjetiva), esta es una tarea difícil. Existen varias relaciones publicadas por varios autores, la característica de las mismas es la gran variación de los resultados, la más usada es la de Sauter (1977):

$$\log a_h = 0.276 I_{mm} + 0.248$$

$a_h$ : promedio de la componente horizontal de la aceleración pico en ( $\text{cm/s}^2$ ),  $I_{mm}$ = intensidad sísmica expresada en escala Mercalli Modificada. Los valores dados son aproximados y se deben tomar únicamente como un orden de magnitud ya que los parámetros que intervienen son muchos y la dispersión de los resultados es grande.

### **Consideraciones generales**

La formulación del modelo para la estimación del peligro sísmico se basa en la estadística. Es un proceso estocástico, es decir, un modelo matemático de un cierto sistema físico que cambia de acuerdo a las leyes de la probabilidad. El modelo se basa en datos observados y permite predicciones adecuadas en períodos medios de retorno, máximo terremoto en la fuente y número esperado de eventos excediendo una magnitud dada.

#### *Distribución de probabilidad de las magnitudes sísmicas*

Está dada por la fórmula de Richter

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

Expresa la relación empírica entre número,  $N(m)$ , de terremotos y la magnitud,  $m$ , para cada fuente sísmica,  $a$  y  $b$  son constantes características de la fuente.