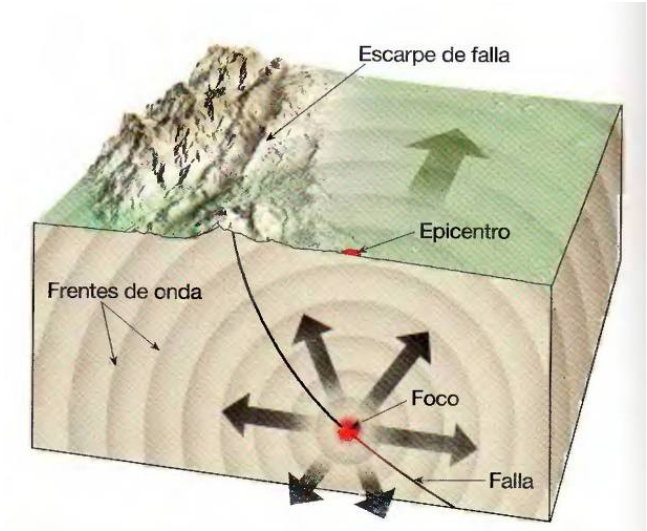
TEMA 3. SISMICIDAD Y EL INTERIOR DE LA TIERRA

La Tierra es un planeta dinámico. Junto a los fenómenos geológicos externos, debidos a la energía del Sol, existen otros internos causados por la energía interna de la Tierra y que conforman la tectónica terrestre.

Las fuerzas tectónicas pueden ocasionar en las rocas vibraciones llamadas terremotos, fenómenos que están entre los más destructivos del planeta.

1. TERREMOTOS

Un terremoto es la vibración de la Tierra debida a una liberación rápida de energía. Normalmente se originan por desplazamiento a lo largo de fracturas de la corteza llamadas **fallas**. La energía liberada irradia en todas direcciones desde el **foco** o **hipocentro** en forma de **ondas sísmicas**, una forma de energía elástica que hace vibrar el terreno. El punto de la superficie terrestre directamente encima del hipocentro es el **epicentro**.



Aunque se producen centenares de miles de terremotos al año, sólo unas docenas son significativos y potencialmente peligrosos, dependiendo de la zona en que tengan lugar.

1.1. *TERREMOTOS Y FALLAS*

Aunque las explosiones atómicas y las erupciones volcánicas pueden ocasionar terremotos, la causa principal y más poderosa de los terremotos son las fallas de la corteza terrestre.

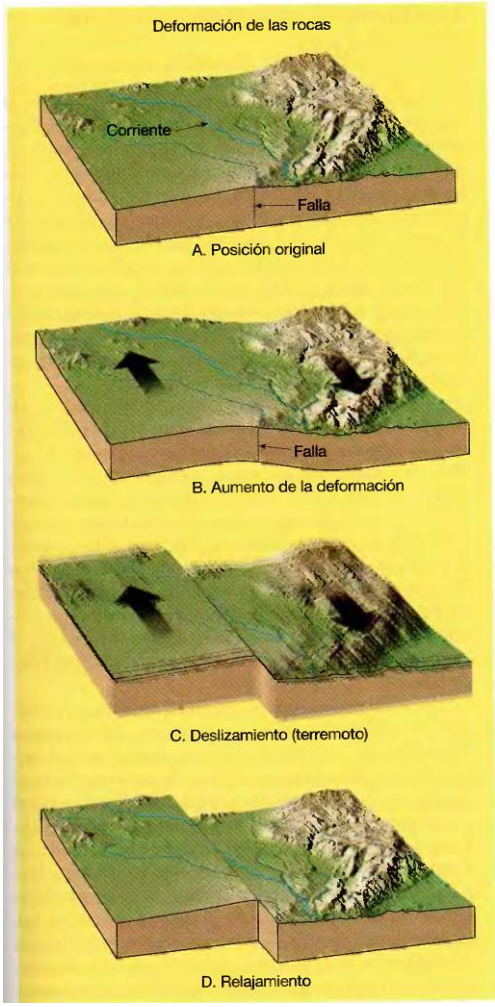
La gran mayoría de las fallas son inactivas, pero algunas pueden ocasionar terremotos de mayor o menor importancia según el tamaño de la falla.

La tectónica de placas explica bastante bien el movimiento que se produce a lo largo de las fallas, que se encuentran principalmente en los bordes de las placas litosféricas.

1.2. *REBOTE ELÁSTICO*

Los estudios de H. F. Reid sobre la falla de San Andrés, tras el gran terremoto de San Francisco de 1906 (que desplazó las placas Pacífica y Norteamericana unos 4.5 metros una respecto a la otra), le llevó a la hipótesis del **rebote elástico**.

El movimiento de los bloques a ambos lados de una falla, hace que las rocas se doblen y almacenen energía elástica, debido a la fricción entre dichos bloques. Finalmente, llega un momento en que se supera la resistencia friccional, liberando esa energía almacenada, al tiempo que las rocas, deformadas elásticamente, vuelven a su forma original. Este salto elástico de las rocas es lo que provoca las vibraciones del terremoto y se denomina **rebote elástico**.



1.3. *SISMOS PRECURSORES Y RÉPLICAS*

Tras la liberación de la energía que produce el terremoto principal, las rocas sufren ajustes que ocasionan terremotos más pequeños llamados **réplicas**. Éstas, aunque más débiles, pueden ser muy destructivas al afectar a estructuras ya debilitadas por el terremoto principal.

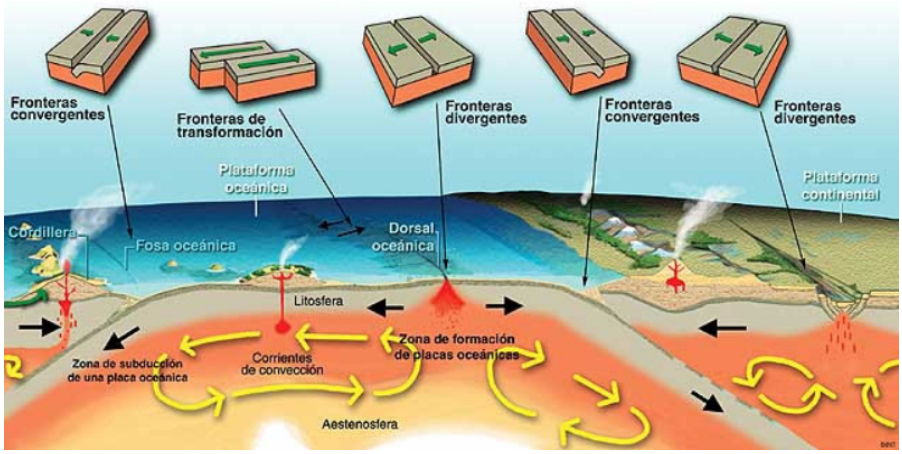
Terremotos pequeños, denominados **sismos precursores** pueden preceder en días o años al terremoto principal.

2. RUPTURA Y PROPAGACIÓN DE UN TERREMOTO

Como se ha visto, la mayoría de las fallas están inactivas, debido fundamentalmente a la presión de confinamiento tan enorme del interior de la Tierra. Cuando se supera la resistencia friccional se producen la rotura y el deslizamiento que ocasionan el terremoto.

Existen tres tipos de fallas: **normales, inversas** (que incluyen a los **cabalgamientos**) y **de desplazamiento horizontal**.

Las **fallas normales** se deben a **fuerzas de distensión**, que hacen que la corteza se estire y alargue. La mayoría de los terremotos en estas fallas se encuentran, por tanto, en las dorsales y rifts continentales.



Las **fallas inversas** y los **cabalgamientos** son provocados por fuerzas compresivas, como las que tienen lugar en zonas de subducción y choque continental.

Las fallas de **desplazamiento horizontal**, de **desgarre** o **fallas transformantes**, se deben a fuerzas de cizalla que desplazan horizontalmente fragmentos de corteza unos respecto a otros. En estas fallas, como la de San Andrés, hay segmentos de movimientos lentos y continuos (**reptación de falla**), que producen pequeños sismos. Otros segmentos, sin embargo, permanecen bloqueados y almacenando energía elástica hasta que la liberan de golpe y producen un gran terremoto.

Aunque el terremoto comienza en un punto (el foco o hipocentro), supone el deslizamiento de la zona de ruptura a lo largo de la falla en una o dos direcciones, de manera muy rápida y a lo largo de una estrecha franja a lo largo de la falla. Al desplazarse, la zona de ruptura puede frenarse, acelerar o saltar a otros segmentos de la falla.

Si el desplazamiento es pequeño, el terremoto también lo es. Los grandes terremotos duran más porque se desplazan a lo largo de kilómetros de falla.

El desplazamiento se detiene al encontrar una zona donde no se puede superar la fricción (por haberse ocasionado un terremoto previo, por ejemplo), o donde hay un doblez o una discontinuidad suficientemente grandes en la falla.

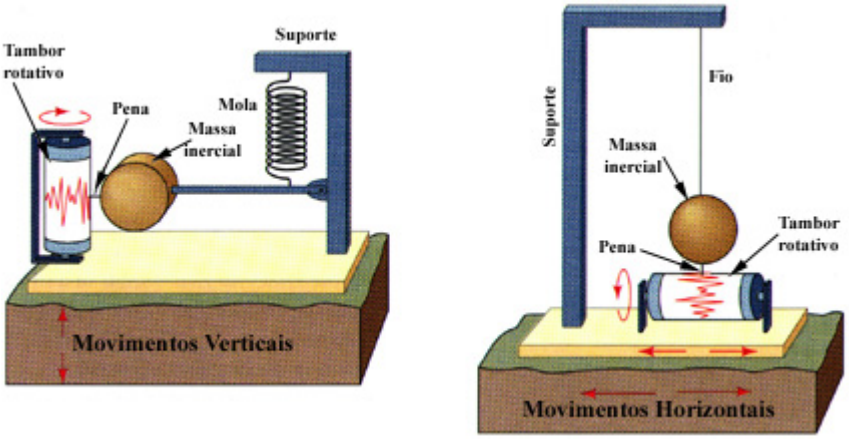
3. ESTUDIO DEL INTERIOR DE LA TIERRA

Aunque el interior de la tierra está justo bajo nuestros pies su estudio no es nada fácil. Los métodos directos de estudio permiten obtener datos fiables, pero de poca profundidad (12 km en sondeos, 200 km las erupciones volcánicas). Por el contrario, los métodos indirectos, aunque menos fiables, aportan datos de todo el interior terrestre. Entre estos últimos métodos destaca el estudio de las ondas sísmicas.

3.1. *EL MÉTODO SÍSMICO*

La mayoría de los que se conoce del interior terrestre se debe al estudio de las ondas sísmicas. Las ondas sísmicas se clasifican en **superficiales** y **profundas** (o **de cuerpo**). Las profundas son las ondas P y S. Todas ellas son estudiadas por la **sismología**.

Para el estudio de las ondas sísmicas se emplean instrumentos denominados **sismógrafos**, que producen diagramas llamados **sismogramas**, con mucha información sobre los terremotos.



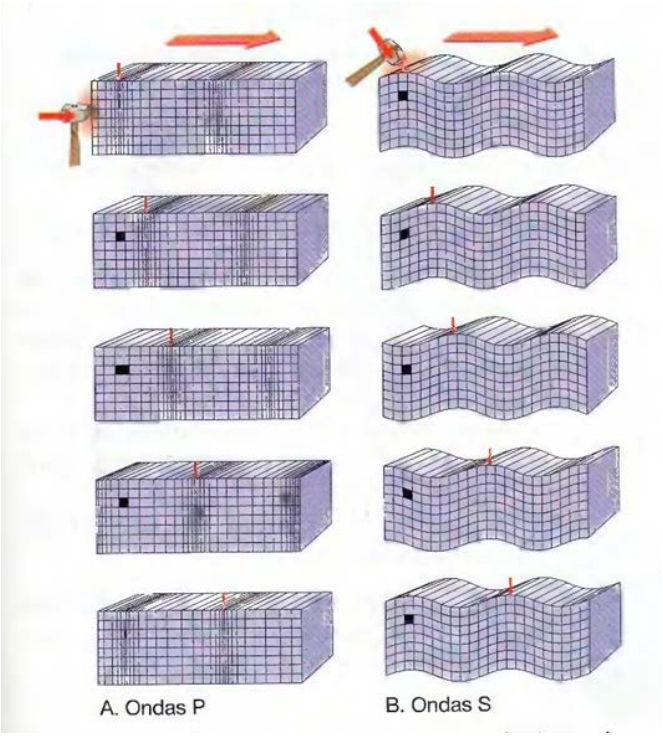
En esencia, el método consiste en medir el tiempo que las ondas sísmicas (P y S) tardan en ir desde donde son producidas hasta una estación sismográfica, lo que depende de las propiedades de los materiales que atraviesen.

Las ondas sísmicas estudiadas pueden ser naturales (de terremotos) o artificiales (de explosiones nucleares).

3.1.1. *PROPIEDADES DE LAS ONDAS SÍSMICAS*

La energía sísmica viaja desde el punto de origen en todas las direcciones en forma de ondas. Estas ondas sísmicas se caracterizan por lo siguiente:

- Su velocidad depende de la densidad y elasticidad de los materiales que atraviesen. Cuanto más rígido el material, más deprisa viajan.
- Dentro de un mismo material, la velocidad suele aumentar al hacerlo la presión que comprime las rocas.
- Las ondas P, al ser compresivas, pueden trasmitirse por los líquidos al igual que por los sólidos, pues ambos se oponen a la compresión.
- Las ondas S, de cizalla, no pueden transmitirse en los líquidos, porque éstos no se oponen a la cizalla, sino que fluyen.

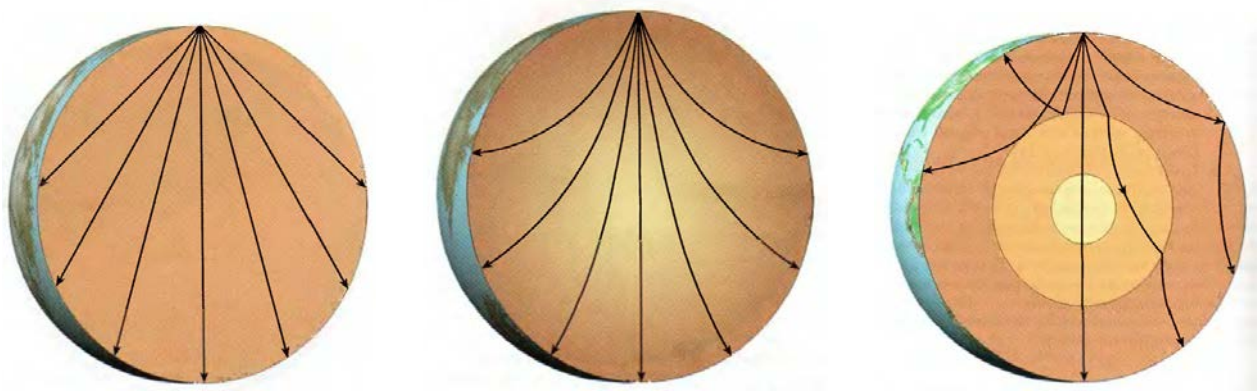


- Las ondas P viajan más deprisa que las S en cualquier material.
- Cuando las ondas sísmicas pasan de un material a otro de características distintas, la onda se *refracta*, como la luz que pasa del aire al agua, y parte de la energía se *refleja* en el límite de ambos materiales, llamado **discontinuidad.**

Estudiando las diferencias de velocidad y la refracción y reflexión de las ondas sísmicas se puede estudiar el interior terrestre.

4. EL INTERIOR DE LA TIERRA

Si el interior de la Tierra fuera homogéneo, las ondas sísmicas se propagarían en línea recta. Sin embargo, al aumentar la velocidad con la profundidad, en realidad se propagan siguiendo líneas curvas por la refracción de las ondas. Con sismógrafos más sensibles se detectaron cambios bruscos en la velocidad, lo que llevó a la conclusión de la existencia de capas.



4.1. *CAPAS DEFINIDAS POR SU COMPOSICIÓN*

Estas capas se formaron probablemente en las primeras etapas de la historia de la Tierra, cuando, debido a la fusión parcial, los materiales se estratificaron por densidades. La densidad de los materiales aumenta con la profundidad debido a la presión, la diferente compactación de iones positivos y negativos (los negativos se comprimen más) y los cambios de fase en los minerales.

Del estudio de la composición del interior terrestre se ha deducido la existencia de tres regiones principales:

- **La corteza:** capa externa y delgada, de 3 a 70 km de espesor, según se mida en los océanos o en continentes, respectivamente.
- **El manto:** capa de roca sólida, rica en sílice, hasta 2900 km de profundidad.
- **El núcleo:** esfera rica en hierro, junto con níquel y, probablemente, otros metales.

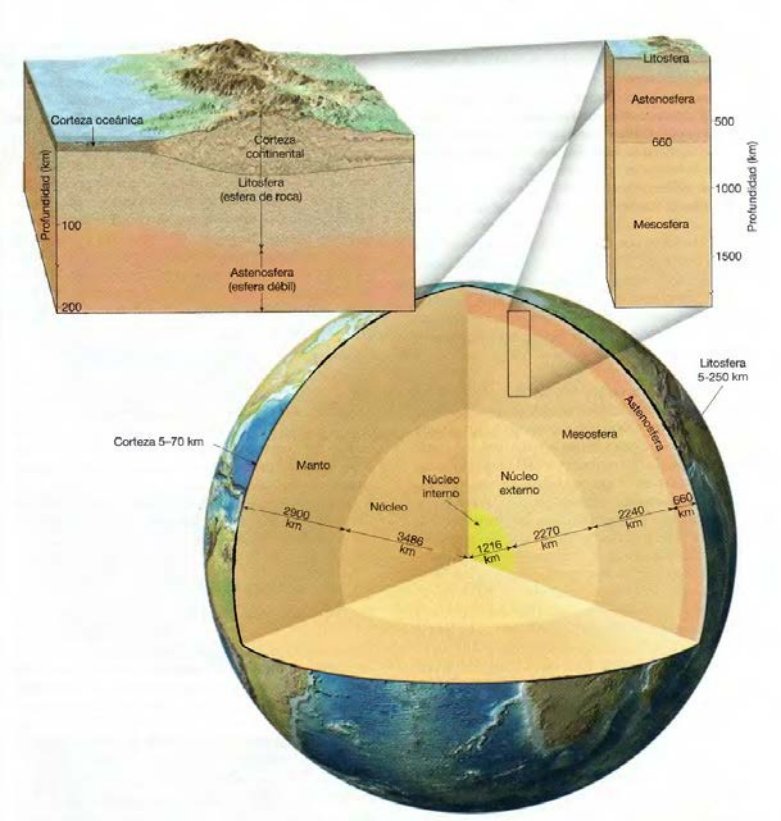
4.2. *CAPAS DEFINIDAS POR SUS PROPIEDADES FÍSICAS*

Con la profundidad, aumenta la presión y la temperatura en el interior de la Tierra, desde los 15ºC de media en la superficie, hasta los 1.400ºC a 100 km de profundidad, o los 6.700ºC del centro del planeta.

El aumento de la presión y la temperatura modifican la densidad de las rocas y, por tanto, sus propiedades físicas y mecánicas. Así, las rocas del interior pueden ser frágiles, elásticas, deformables o líquidas.

Teniendo en cuenta las propiedades físicas se distinguen cuatro capas en el interior de la Tierra:

- **Litosfera**: es la capa superficial de la Tierra, fría y de carácter rígido, formada por la corteza y parte del manto superior. Puede llegar hasta unos 250 km de profundidad, aunque normalmente es de 100 km (menos aún bajo las dorsales oceánicas). En su parte inferior, en contacto con el manto, es más caliente y plástica.



- **Astenosfera**: sería una capa de 'baja velocidad' situada inmediatamente bajo la litosfera. La existencia de esta capa es polémica y, al parecer, no es una zona que forme una capa continua en toda su extensión. Actualmente se llama así a **todo el manto superior no litosférico**.

- **Mesosfera**: es una capa intermedia, sometida a gran temperatura y presión y con capacidad para fluir. Se extiende hasta los 2.900 km de profundidad, donde empieza en núcleo.

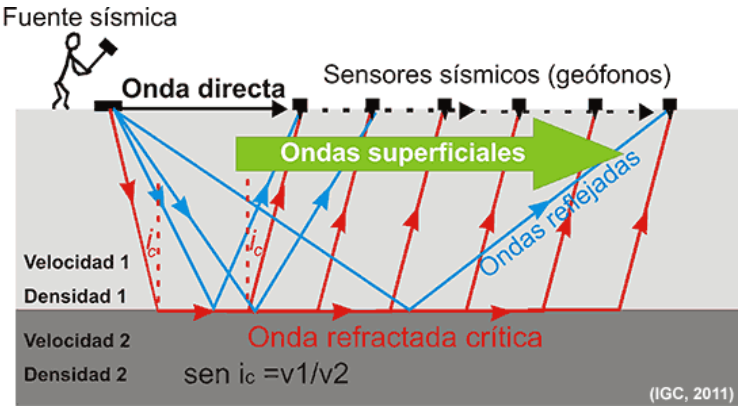
- **Núcleo interno y externo**: el núcleo está formado de hierro y níquel y se divide en dos capas. El **núcleo externo**, una capa de 2.270 km, es líquido, el flujo convectivo metálico en su interior genera el campo magnético terrestre. El **núcleo interno**, una esfera de 1.216 km, aunque a mayor temperatura, se comporta como un sólido, debido a la presión.

5. LÍMITES O DISCONTINUIDADES PRINCIPALES DE LA TIERRA

Los estudios sismológicos de los siglos XIX y XX han permitido tener una visión detallada del interior de la Tierra, separado en capas por medio de discontinuidades.

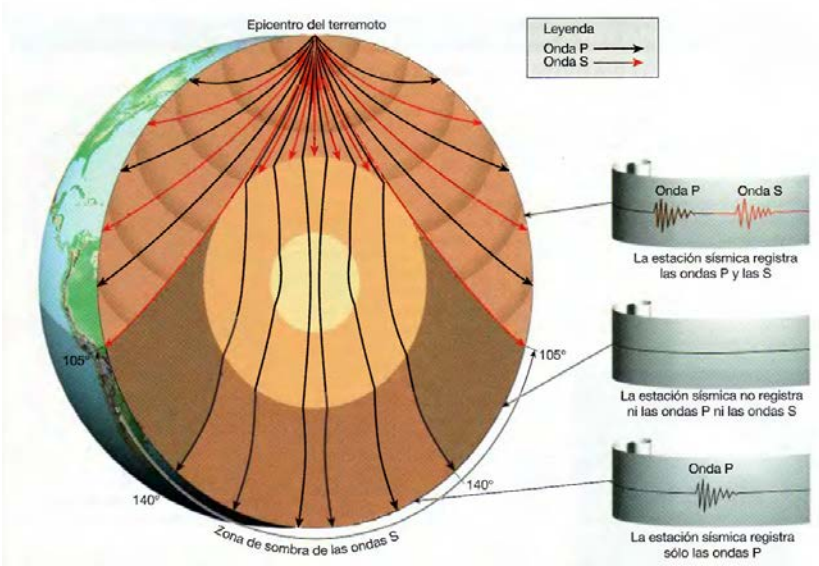
5.1.1. *DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC*

En 1909, Andrija Mohorovicic, un sismólogo yugoslavo, descubría un cambio en la velocidad de las ondas sísmicas a unos 50 km de profundidad. El límite que descubrió separa la corteza del manto y se llamó **discontinuidad de Mohorovicic** o de **Moho**. Para su detección, Mohorovicic midió la diferencia de tiempo en la llegada de las ondas, directas e indirectas, a diferentes estaciones.



5.1.2. *DISCONTINUIDAD DE GUTENBERG*

En 1914, Beno Gutenberg, sismólogo alemán, descubría otro límite importante. Encontró una **zona de sombra de las ondas P**. Gutenberg pensó que había un núcleo a 2.800 km de profundidad que obstaculizaba el paso de las ondas. Descubrimientos posteriores llevaron a la conclusión de que la **discontinuidad de Gutenberg** separaba el manto de un núcleo externo líquido.



5.1.3. *DISCONTINUIDAD DE LEHMANN*

En 1936, Inge Lehmann, sismóloga danesa, encontraba la última de las discontinuidades importantes dentro del núcleo descubierto por Gutenberg. Había un núcleo interno, sólido, dentro del externo y separado de éste por la **discontinuidad de Lehmann**.

5.2. *LA CORTEZA*

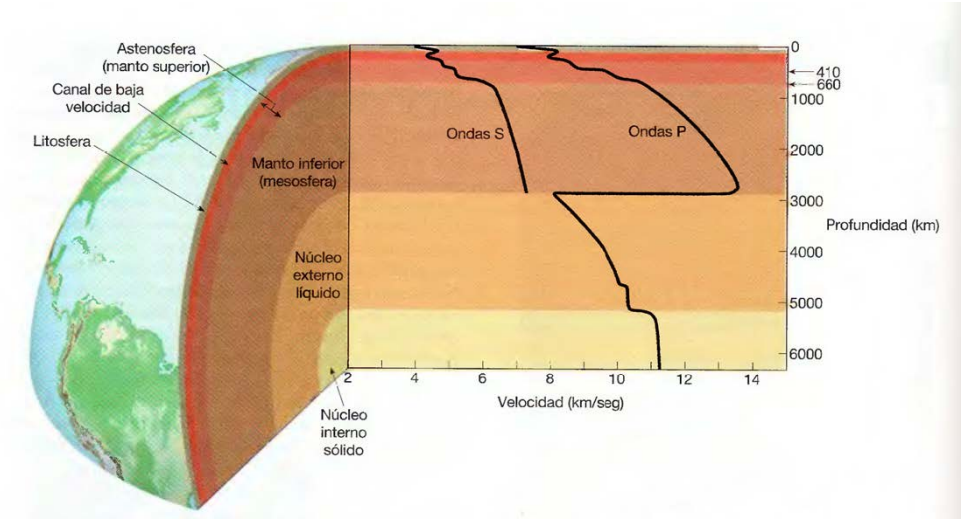
La corteza, con un grosor medio de 20 km, es la capa más delgada de la Tierra, habiendo grandes diferencias entre la corteza continental y la oceánica.

La corteza continental tiene un grosor entre los 35 km (interior estable) y los 70 Km (zonas montañosas). La densidad media de sus rocas es de 2,7 g/cm^3 y algunas tienen alrededor de 4.000 millones de años. La mayoría de las rocas corticales son similares a la *granodiorita*, es decir, ricas en sodio, potasio y silicio. Además, presenta numerosas intrusiones graníticas, metamórficas, basálticas y andesíticas.

La corteza oceánica es mucho más delgada (de 3 a 15 km), más densa (3 g/cm^3), mucho más joven (180 millones de años o menos) y compuesta principalmente por *basalto*, cubierto de sedimentos en algunas zonas.

5.3. *EL MANTO*

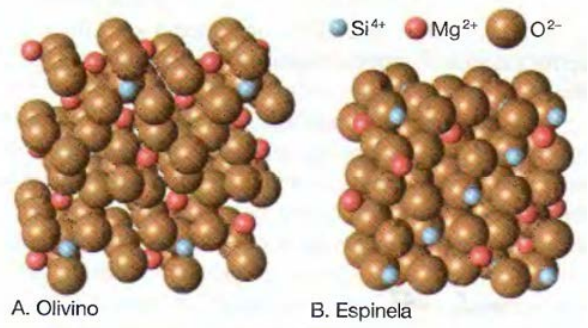
El manto es la capa extendida desde la discontinuidad de Moho hasta la de Gutenberg. Con un grosor de casi 2.900 km, abarca más del 80% del volumen del planeta.



Las ondas S viajan bien por el manto, por lo que se considera de roca sólida. Su composición se basa en erupciones y pruebas indirectas, y se supone formada por rocas similares a las *peridotitas*, ricas en hierro y silicatos de magnesio (olivino, piroxeno, granate).

El manto se divide en *manto superior*, desde la discontinuidad de Moho hasta los 660 km (discontinuidad de Repetti), y *manto inferior*, desde los 660 km hasta la discontinuidad de Gutenberg.

En el manto superior hay *olivino* hasta unos 410 km de profundidad, donde se da un cambio de fase y el **olivino** se convierte en **espinela**. Esta zona, entre los 410 y los 660 km se denomina **zona de transición**. La parte inferior de la zona de transición podría



contener otro cambio de fase, con una espinela aún más compacta, la **ringwoodita**, que podría contener la mayor reserva de agua del planeta. Al pasar al manto inferior, a los 660 km, se da otro cambio de fase y la espinela se convierte en **perovskita** o **bridgmanita**. Esta capa llega hasta los 2.600 km, por lo que sería la roca más abundante de la Tierra.

En los últimos 200 km del manto parece haber una región especial, llamada **capa D"**, donde se ralentizan las ondas sísmicas, quizá un cambio de fase entre el manto inferior sólido y el núcleo externo líquido. Podría estar formada por **postperovskita**, una roca aún más compacta que la perovskita.

5.4. *EL NÚCLEO*

El núcleo terrestre es una esfera de 3.486 km de radio (mayor que Marte) y constituye la sexta parte del volumen y un tercio de la masa de la Tierra. Presenta una presión millones de veces superior a la atmosférica y temperaturas de más de 6.700 ºC. Tiene una capa externa líquida y otra interna sólida.

5.4.1. *DENSIDAD Y COMPOSICIÓN*

El núcleo es muy denso, con una media de 11 g/cm^3 y un máximo de 14 g/cm^3. Estas densidades son imposibles para los silicatos, así que se intentó encontrar otro material que pudiese formar parte del núcleo.

La solución vino del estudio de los meteoritos. Muchos de éstos están formados por hierro y níquel, mientras que la corteza y manto terrestres son escasos en esos materiales. La conclusión es que deben abundar en el núcleo y, de hecho, se considera que éste está formado por una aleación de hierro con un 5 a 10 % de níquel y, quizá, otros compuestos como azufre y oxígeno.

5.4.2. *ORIGEN*

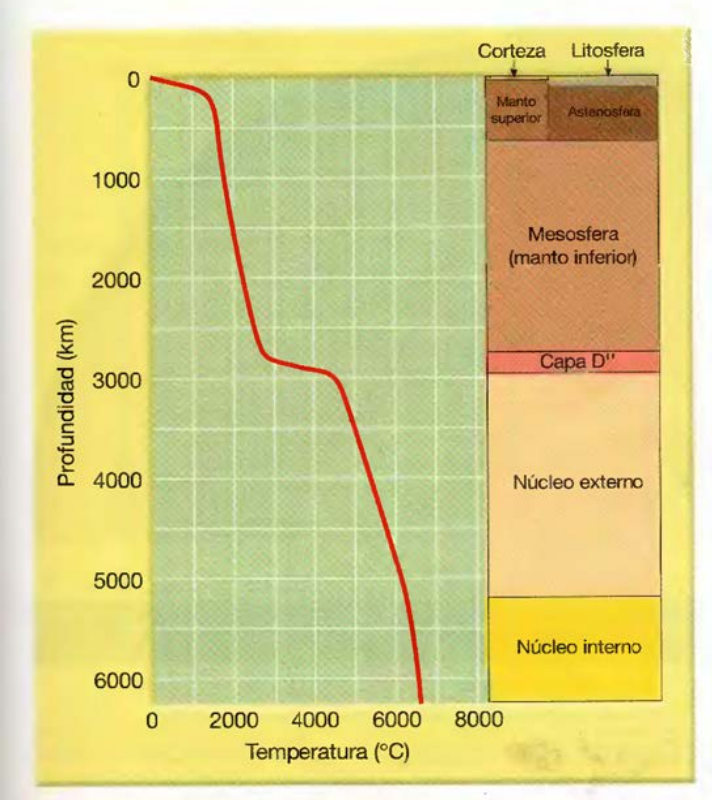
El núcleo, como el resto de capas se formaría en las primeras épocas de la Tierra por estratificación gravitatoria. Al principio sería completamente líquido, pero luego la parte central se fue enfriando y cristalizando. En el futuro, el núcleo interno irá creciendo a expensas del externo, que se irá solidificando.

5.4.3. *EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE*

La estructura en dos capas del núcleo se ve confirmada por el campo magnético. Ningún material puede permanecer magnetizado a las temperaturas reinantes en el interior de la Tierra, por lo que la explicación más plausible es que el campo magnético se origina por flujos metálicos en el núcleo externo líquido, reforzados por el giro del núcleo interno metálico y sólido.

6. GENERACIÓN DE CALOR EN EL INTERIOR DE LA TIERRA

La temperatura terrestre aumenta gradualmente con la profundidad, a un ritmo llamado **gradiente geotérmico**. Éste gradiente es mayor en la corteza (20 a 30 ºC por km) y menor en el manto y núcleo, de forma que en la discontinuidad de Gutenberg hay unos 3.500-4.500 ºC y en el centro unos 6.700 ºC.



Este calor se originó por tres procesos:

- La colisión de partículas durante la formación del planeta.
- El calor liberado por la cristalización del hierro para formar el núcleo.
- La desintegración radiactiva de los isótopos de uranio, torio y potasio.

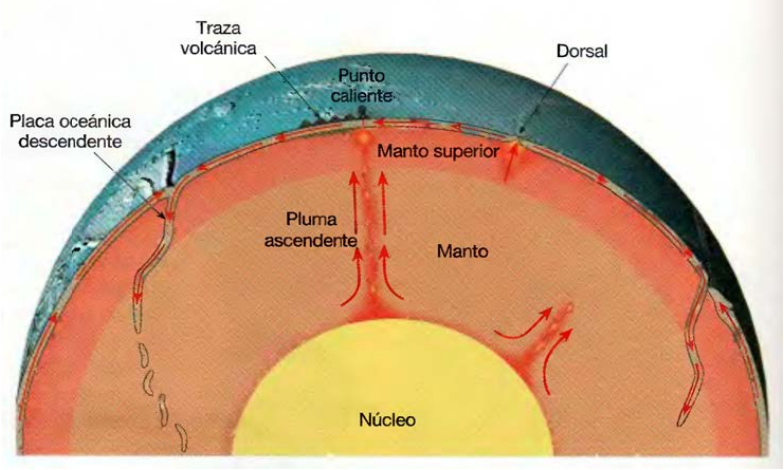
Este último proceso sigue activo, pero en mucha menor medida que en el pasado. La Tierra actualmente irradia más calor al espacio del que genera y, con el tiempo, se enfría.

6.1. *FLUJO DE CALOR EN LA CORTEZA*

En la corteza el calor se transmite por *conducción*, transmisión debida a la actividad molecular. El flujo es lento, por lo que la corteza actúa, en general, como aislante, estando fría en la superficie y muy caliente en la base. Las dorsales son zonas donde el flujo de calor es elevado. En la capa D'' y en el núcleo también es importante la conducción.

6.2. *CONVECCIÓN DEL MANTO*

El gradiente geotérmico del manto es mucho menor que en la corteza, lo que indica una transmisión de calor más eficaz que la conducción. Debe haber una forma de transporte de masa, un flujo de roca en el manto, es la **convección**.



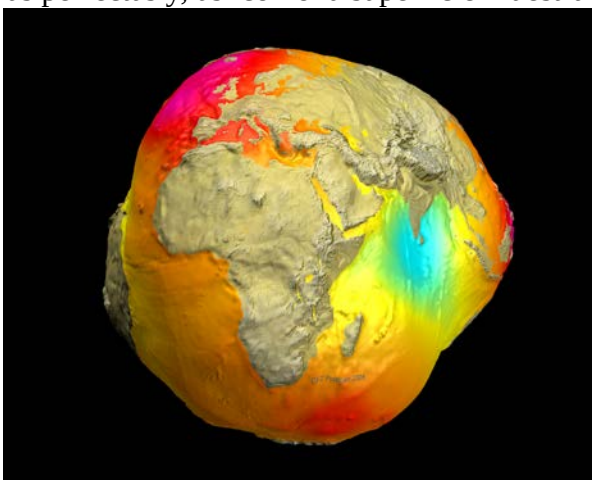
Mediante el flujo convectivo las rocas más calientes y ligeras ascienden, mientras las más frías y densas descienden. Este movimiento es el proceso más importante del interior terrestre y explica el movimiento de las placas litosféricas y, en último término, la orogénesis, el vulcanismo y la sismicidad.

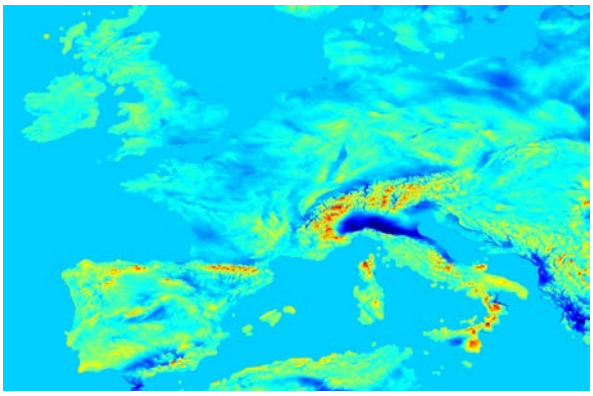
Según los últimos estudios, este flujo recorrería todo el manto, desde la litosfera hasta el límite manto-núcleo.

Sin embargo, este comportamiento no implica que el manto esté en estado fluido (pues entonces no se transmitirían las ondas S), sino en un estado *plástico*: sólido ante esfuerzos breves (ondas sísmicas) y fluido para esfuerzos aplicados durante mucho tiempo.

7. ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE LA TIERRA

Las diferentes capas de la Tierra no son esferas perfectas y, así como la superficie muestra un relieve muy variado, el interior también presenta diferentes estructuras. La estructura tridimensional del planeta se ha estudiado mediante los campos gravitatorios y magnéticos y mediante **tomografía sísmica**.





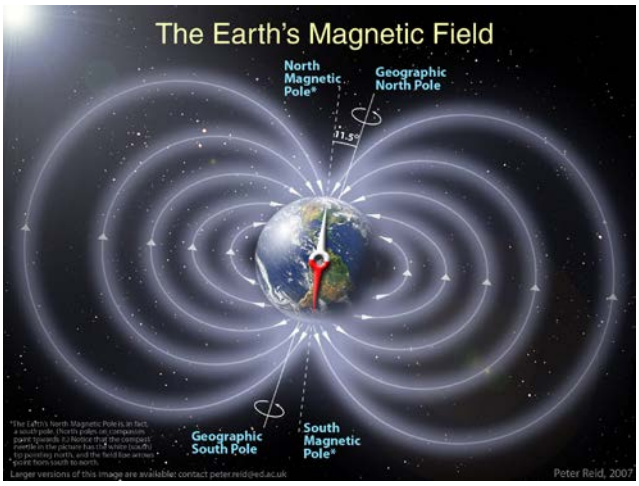
7.1. *LA GRAVEDAD DE LA TIERRA*

El campo gravitatorio terrestre es irregular, siendo menor en el ecuador y mayor en los polos. Ello se debe a, por un lado, la rotación terrestre, que genera una fuerza centrífuga mayor en el ecuador y, por otro, al achatamiento del planeta: la distancia del centro de la Tierra al ecuador es mayor que a los polos.

Por otra parte, diferencias de densidad en las rocas internas provocan alteraciones locales del campo gravitatorio llamadas **anomalías regionales**. Las corrientes ascendentes y descendentes del manto también alteran el campo gravitatorio.

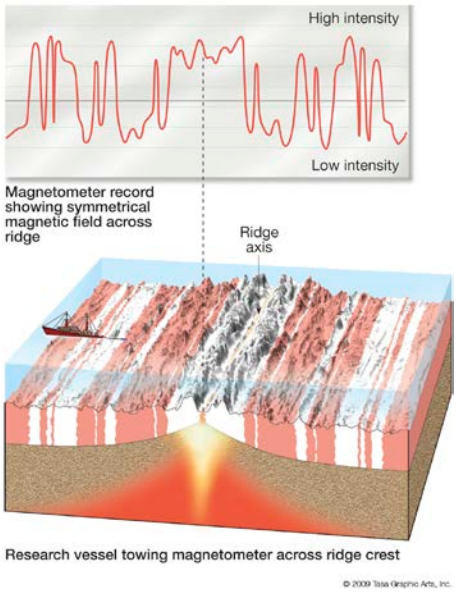
7.2. *EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE*

El flujo de los materiales metálicos del núcleo externo líquido, provoca corrientes eléctricas que generan un campo magnético: **geodinamo**. Este campo permite el uso de las brújulas.



El campo magnético terrestre, como el gravitatorio, tiene irregularidades debidas a los diferentes materiales del interior. La posición de los polos magnéticos cambia con el tiempo y se desplaza unos kilómetros por siglo.

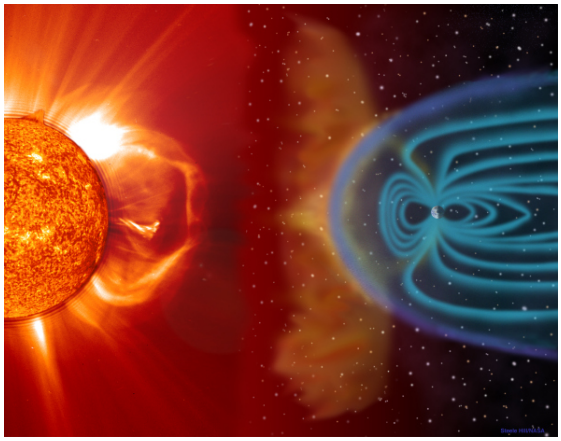
Por otra parte, se sabe que los polos magnéticos terrestres se invierten de manera no periódica. Antes de cada inversión el campo magnético disminuye hasta un 40% de su intensidad normal (actualmente se está reduciendo a un ritmo de un 5% por década, en lugar de por siglo).



Estas inversiones han sido claves en el desarrollo de la tectónica de placas (paleomagnetismo) y demuestran que el flujo convectivo del núcleo es irregular y cambia en periodos relativamente cortos.

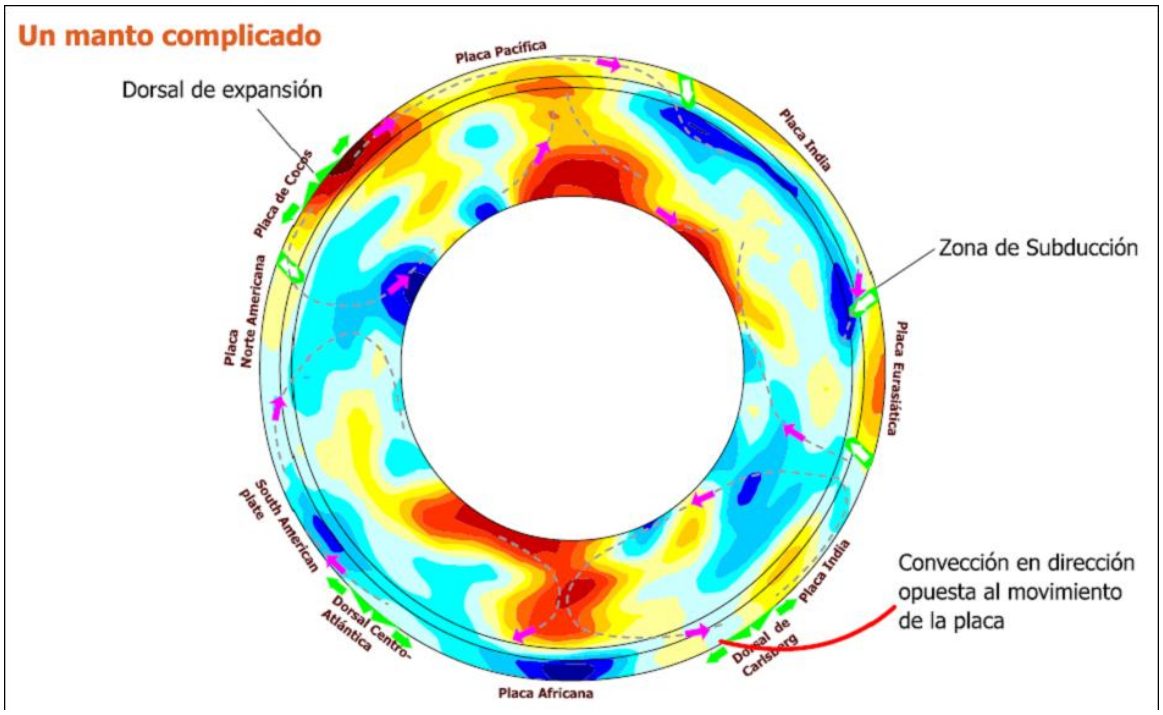
Por otra parte, la disminución del campo magnético antes de las inversiones puede ser potencialmente muy peligrosa para los seres vivos, pues se debilita la **magnetosfera**, que nos protege de las radiaciones solares.

7.3. *TOMOGRAFÍA SÍSMICA*



Las irregularidades gravitatorias y magnéticas también pueden identificarse mediante sismología. La técnica se denomina **tomografía sísmica** y consiste en la utilización de numerosos sismógrafos muy sensibles repartidos por toda la Tierra. Esto permite estudiar el interior con detalle y entender los cambios de temperatura, composición, fase, contenido en agua, etc. de los materiales terrestres.

Esta técnica está ayudando a entender mejor las corrientes de convección del manto y, por tanto, la tectónica de placas a nivel planetario.



Contenido

1. TERREMOTOS 1
1.1. TERREMOTOS Y FALLAS 1
1.2. REBOTE ELÁSTICO 1
1.3. SISMOS PRECURSORES Y RÉPLICAS 2
2. RUPTURA Y PROPAGACIÓN DE UN TERREMOTO 2
3. ESTUDIO DEL INTERIOR DE LA TIERRA 3
3.1. EL MÉTODO SÍSMICO 3
3.1.1. Propiedades de las ondas sísmicas 4
4. EL INTERIOR DE LA TIERRA 4
4.1. CAPAS DEFINIDAS POR SU COMPOSICIÓN 5
4.2. CAPAS DEFINIDAS POR SUS PROPIEDADES FÍSICAS 5
5. LÍMITES O DISCONTINUIDADES PRINCIPALES DE LA TIERRA 6
5.1.1. Discontinuidad de Mohorovicic 6
5.1.2. Discontinuidad de Gutenberg 6
5.1.3. Discontinuidad de Lehmann 7
5.2. LA CORTEZA 7
5.3. EL MANTO 7
5.4. EL NÚCLEO 8
5.4.1. Densidad y composición 8
5.4.2. Origen 8
5.4.3. El campo magnético terrestre 8
6. GENERACIÓN DE CALOR EN EL INTERIOR DE LA TIERRA 9
6.1. FLUJO DE CALOR EN LA CORTEZA 9
6.2. CONVECCIÓN DEL MANTO 9
7. ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE LA TIERRA 10

7.1. LA GRAVEDAD DE LA TIERRA 10

7.2. EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE 10

7.3. TOMOGRAFÍA SÍSMICA 11