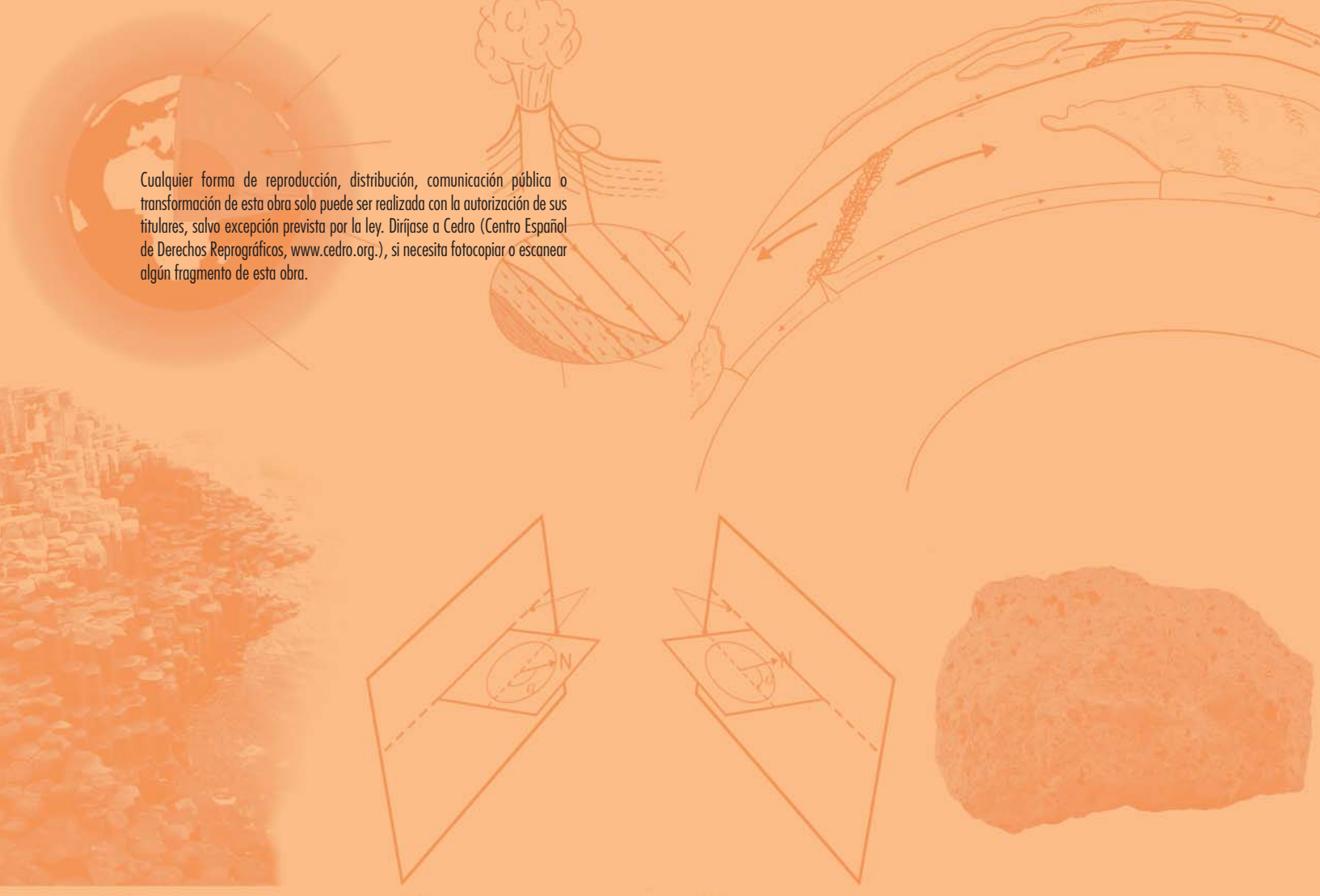
1º BACHILLERATO

Geología

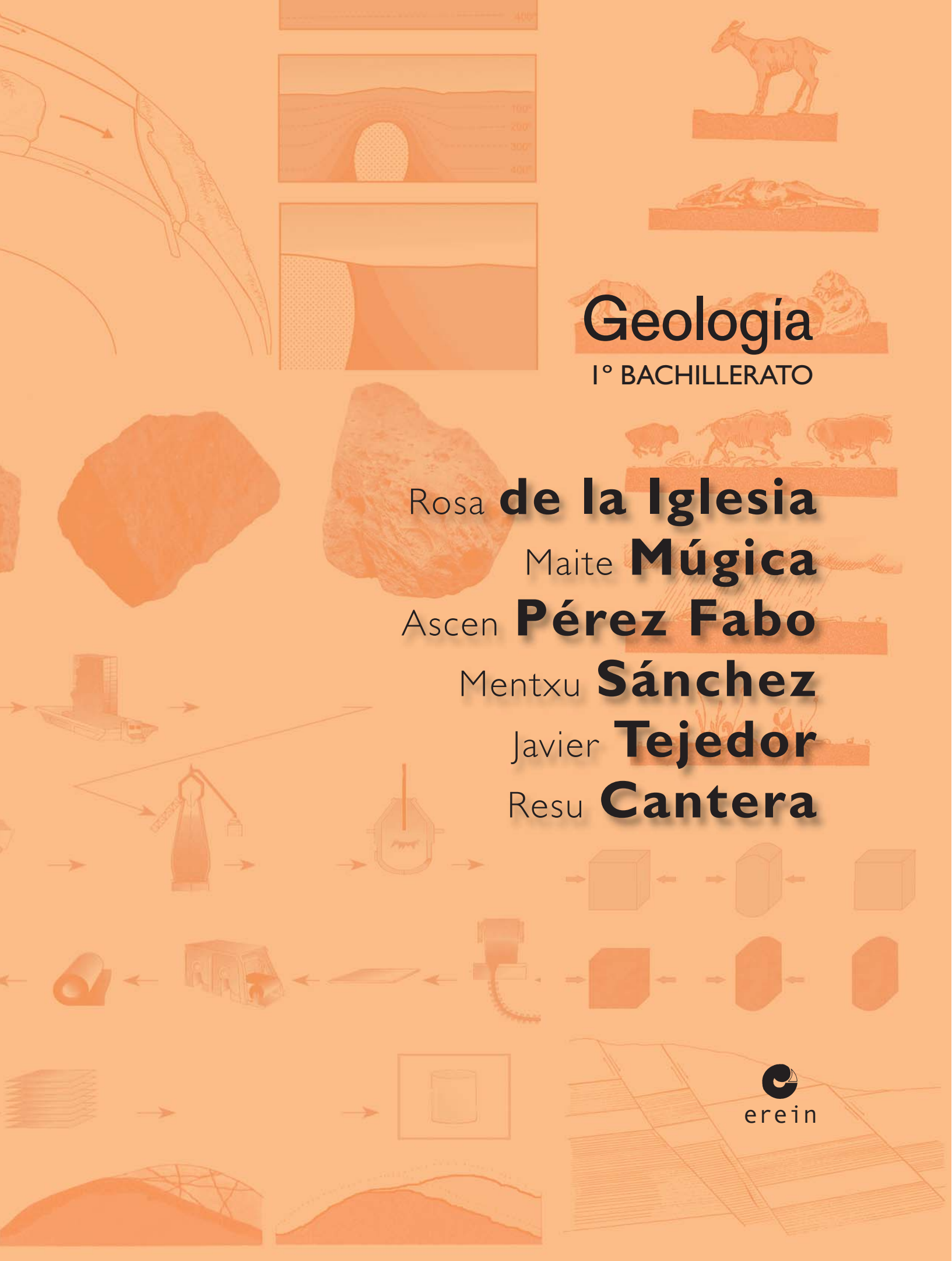
Grupo *Quercus*

erein



Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra solo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley. Diríjase a Cedro (Centro Español de Derechos Reprográficos, www.cedro.org.), si necesita fotocopiar o escanear algún fragmento de esta obra.

Maqueta:
Ipar
Fotografías:
Grupo Quercus
Ilustraciones:
Javier Tejedor
© Rosa de la Iglesia, Maite Múgica, Ascen Pérez Fabo, Mentxu Sánchez, Javier Tejedor, Resu Cantera
© EREIN. Donostia 2010
ISBN: 978-84-9746-529-8
D.L.: SS-309/2011
EREIN Argitaletxea. Tolosa Etorbidea 107
20018 Donostia
T 943 218 300 F 943 218 311
e-mail: erein@erein.com
www.erein.com
Imprime: Gertu
Zubillaga industrialdea 9, 20560 Oñati
T 943 78 33 09 F 943 78 31 33
e-mail: gertu@gertu.net



Geología

1º BACHILLERATO

Rosa **de la Iglesia**

Maite **Múgica**

Ascen **Pérez Fabo**

Mentxu **Sánchez**

Javier **Tejedor**

Resu **Cantera**

erein

Índice

Unidad 1: Estructura de la Tierra 7

1. Introducción 8
2. Métodos de estudio de la Tierra 9
2.1. Métodos directos e indirectos 9
2.2. Métodos directos 10
2.3. Métodos indirectos 11
3. Capas de la geosfera basadas en las discontinuidades 19
3.1. Corteza 19
3.2. Manto 21
3.3. Núcleo 22
4. Estructura dinámica de la geosfera 24
5. Isostasia 27

Unidad 2: Tectónica de placas 29

1. Introducción 30
2. Las actuales placas litosféricas 30
3. Dorsales oceánicas 35
4. Zonas de subducción 39
4.1. Características 39
4.2. Zona de subducción entre los bordes oceánicos de dos placas 41
4.3. Zona de subducción entre el borde oceánico de una placa y el continental de otra 41
5. Zona de colisión de continentes 42
6. Fallas de transformación 44
7. Zonas de límite de placas 45
8. Los antiguos continentes 45
9. Evolución de la microplaca Ibérica 48
10. Origen del movimiento de las placas litosféricas 50

Unidad 3: Procesos geológicos externos: Rocas sedimentarias 55

1. Introducción 56
2. Los procesos y los agentes externos 57
3. Meteorización y formación del suelo 59
4. Transporte 62
5. Sedimentación y sedimentos 64
6. Transformación de los sedimentos en rocas sedimentarias 67
6.1. Litificación 67
6.2. Fosilización 68
7. Estructuras sedimentarias 73
7.1. Estratificación 73
7.2. Estructuras sedimentarias en la superficie de los estratos 74
7.3. Estructuras sedimentarias en el interior de los estratos 75
8. Minerales y rocas sedimentarias 78
8.1. Rocas sedimentarias detríticas 78
8.2. Rocas sedimentarias no detríticas 79
8.3. Rocas sedimentarias intermedias 80
8.4. Minerales de las rocas sedimentarias 80
9. Cómo reconstruir la historia geológica de una zona 86

Unidad 4: Magmatismo y rocas magmáticas 91

1. ¿Qué es un magma? 92
2. Origen de los magmas 94
3. Solidificación de un magma 99
3.1. Materia cristalina y materia amorfa 99
3.2. Minerales ígneos: los silicatos 101
4. Rocas ígneas 105
5. Estructuras formadas por rocas ígneas 111
6. Cómo reconstruir la historia geológica de una zona de la Tierra 113

Unidad 5: Metamorfismo 117

1. Introducción 118
2. Límites del metamorfismo 119
3. Factores del metamorfismo 120
3.1. Presión 120
3.2. Temperatura 121
3.3. Fluidos 122
4. Tipos de metamorfismo 122
4.1. Metamorfismo de contacto 122
4.2. Metamorfismo dinámico 123
4.3. Metamorfismo regional o dinamotérmico 123
4.4. Metamorfismo de fondo oceánico 124
5. Texturas de las rocas metamórficas 125
6. Rocas metamórficas 126
7. Minerales de las rocas metamórficas 128
8. Procesos geológicos y formación de rocas 132
9. Distribución de las rocas en la Península Ibérica, Baleares y Canarias 134
10. Utilidad de las rocas y los minerales 135

Unidad 6: Estructuras de deformación 141

1. Introducción 142
2. Deformaciones plásticas: pliegues 145
2.1. Elementos de un pliegue 145
2.2. Tipos de pliegues 146
3. Deformaciones por ruptura: Diaclasas y fallas 149
3.1. Diaclasas 149
3.2. Fallas 151
4. Cómo reconstruir la historia geológica de una zona de la Tierra 153

SM
0°
NM
30°
90°
60°
A.
B.
C.

U.D.1. ESTRUCTURA DE LA TIERRA

Al terminar esta unidad debes ser capaz de:

- Relacionar la estructura de la Tierra con su origen.
- Explicar el origen de la atmósfera y la hidrosfera.
- Indicar los métodos de estudio de la Tierra y el fundamento de cada uno.
- Definir terremoto, foco, epicentro y discontinuidad.
- Explicar la estructura de la geosfera basada en las discontinuidades.
- Indicar la variación de algunos parámetros físicos de la geosfera (densidad, temperatura, estado físico, rigidez y presión) con la profundidad.
- Explicar la estructura de la geosfera basada en la dinámica terrestre.
- Indicar las características de cada una de las capas de la geosfera.
- Enunciar la teoría de la tectónica de placas.
- Definir isostasia.
- Explicar movimientos verticales de la litosfera mediante la isostasia.
- Dibujar e interpretar gráficas.
- Llevar a cabo una práctica de simulación e interpretar los resultados.
- Calcular la densidad de las rocas.

1 Introducción

La estructura y otras características de la Tierra guardan una estrecha relación con el origen de nuestro planeta y del Sistema Solar del que forma parte.

Según la teoría más aceptada actualmente sobre el origen del Sistema Solar, éste se formó hace unos 4600 millones de años a partir de una nube de polvo y gas, una nebulosa. La mayor parte de la masa de esa nebulosa se concentró en su centro y dio lugar a una estrella, el Sol. El resto de la masa, que giraba alrededor del Sol recién formado, al condensarse y aglomerarse, dio lugar a los planetas, satélites, cometas y asteroides.

Según esta teoría se puede explicar la formación de la Tierra de la siguiente manera:

- La masa de polvo y gas que giraba alrededor del Sol fue concentrándose en pequeñas partículas, los planetesimales. Estos al chocar entre sí se fueron agrupando, formando un cuerpo de mayor tamaño, un protoplaneta, en un proceso que se conoce como **acreción planetaria**. Los distintos materiales que componían este protoplaneta estarían probablemente distribuidos de manera homogénea.

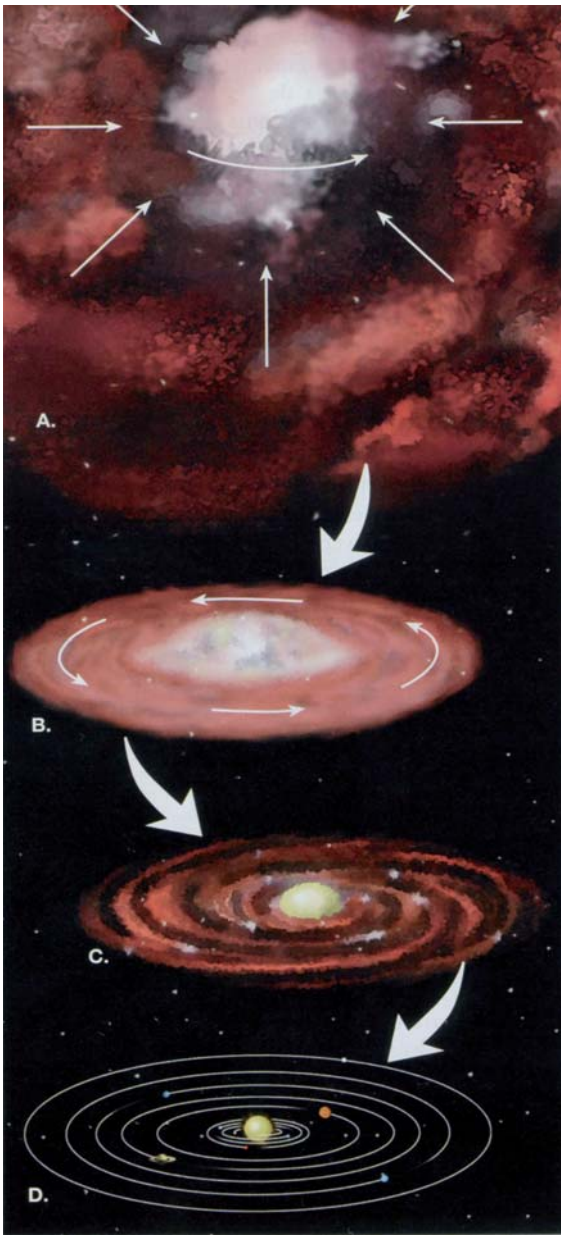


Figura 1.1

- Durante el proceso de acreción, y como resultado de los impactos de los planetesimales, se fue liberando gran cantidad de calor, especialmente en las etapas finales, lo que se conoce como el **Gran Acontecimiento Térmico**.
- El calor liberado provocaría la fusión de algunos componentes del planeta, los de menor punto de fusión. Esta fusión parcial permitió la distribución de los materiales según su densidad y dio lugar a un **proceso de diferenciación en capas**, al concentrarse los componentes más densos en el interior y los menos densos en el exterior.
- Durante el Gran Acontecimiento Térmico el proceso de diferenciación en capas condujo también a una enorme **desgasificación** del planeta, pues de los gases que se habían concentrado en la capa más externa, los más ligeros, especialmente hidrógeno y helio, escaparon al espacio exterior.
- En las etapas primigenias de nuestro planeta existía una intensa actividad volcánica. En ella se desprendían gran cantidad de gases que quedaron atrapados por la gravedad terrestre y formaron la **atmósfera** primitiva.
- Cuando la atmósfera estuvo lo bastante fría, el vapor de agua se condensó, originando precipitaciones, las más importantes en la historia de la Tierra, que al acumularse en las zonas más bajas del relieve, junto con el agua termal procedente de la actividad volcánica, formaron los primeros **océanos**. Diversos datos, como los que proporcionan las rocas más antiguas conocidas formadas a partir de sedimentos marinos, han permitido calcular que los primeros océanos pudieron formarse 10 ó 20 millones de años después del origen del planeta.

Simulación del proceso de diferenciación en capas de la Tierra

Objetivo

• Relacionar la estructura de la Tierra con su origen.

Material

• Dos vasos de precipitados, uno de 100 cc y otro de 250 cc
• Caramelo líquido
• Vaselina filante o parafina blanca blanda
• Clavitos muy pequeños
• Trozo de cerámica porosa o ladrillo
• Corcho
• Mechero o placa eléctrica
• Varilla de vidrio y cuchara
• Pinzas de madera

Procedimiento

1º Pon en el vaso de precipitados de 100 cc 2 cucharadas de caramelo líquido, 3 cucharadas de vaselina, 1 cucharada de clavitos y unos trocitos de corcho.
2º Remueve todo ello muy bien con la varilla de vidrio para que los ingredientes queden distribuidos tan homogéneamente como sea posible.
3º Coloca en el vaso de precipitados de 250 cc un trozo de cerámica porosa y vierte agua hasta llenar un tercio del vaso.
4º Introduce el vaso de precipitados pequeño en el vaso de precipitados mayor.
5º Pon todo a calentar de manera que el vaso pequeño se caliente al baño María.
6º Con precaución, observa los cambios que se van produciendo mientras se calienta y anótalos.
7º Cuando cesen los cambios, apaga la fuente de calor y, con ayuda de las pinzas, saca el vaso de precipitados pequeño y ponlo a enfriar.
8º Observa el resultado y dibújalo.

Cuestiones

1) ¿Qué situación de nuestro planeta estás simulando cuando mezclas bien los ingredientes?
2) ¿Y cuando pones a calentar la mezcla al baño María?
3) ¿Por qué se han distribuido los materiales en ese orden? ¿Están ordenados por estados físicos? ¿Con qué capas de la Tierra puedes relacionar cada una de las que han resultado?
4) ¿Podría haberse producido esa diferenciación si todos los componentes hubiesen permanecido en estado sólido?
5) En esta simulación ¿se ha considerado la formación de todas las capas de la Tierra?
6) ¿Por qué no hemos utilizado rocas sino otros materiales que las representen?

Modificado de *El proceso de diferenciación en capas de nuestro planeta. Construcción de un modelo sencillo.* E. PEDRINACI. Alambique nº1 Julio 1994 Ed. Grao

2 Métodos de estudio de la Tierra

2.1. Métodos directos e indirectos

Para conocer cómo es nuestro planeta se utilizan diversos métodos de estudio. Ninguno de ellos por sí solo proporciona una información completa; pero integrando todos los datos obtenidos, ha sido posible el conocimiento que se tiene actualmente de la Tierra.

Algunos datos se consiguen por métodos de estudio que permiten medir directamente características de las distintas capas terrestres, es decir, por **métodos directos**.

Sin embargo, la mayoría de los métodos utilizados para conocer las características de la Tierra son **indirectos**. En estos métodos se utilizan instrumentos que, desde el exterior, toman datos de distintas propiedades de las rocas profundas. Al interpretar dichos datos, basándose en estudios de laboratorio, se deducen las características de la zona estudiada, como por ejemplo, su composición, densidad, temperatura o estructura.

Según todos los datos, los materiales que forman la Tierra no están distribuidos por igual en toda ella, es decir, nuestro planeta no es homogéneo, sino que posee una estructura heterogénea; y esa heterogeneidad no sólo la presenta en su superficie, sino también en su interior. Esto es, la Tierra presenta capas de diferente estado físico y composición: la atmósfera, la hidrosfera y la geosfera (corteza, manto y núcleo).

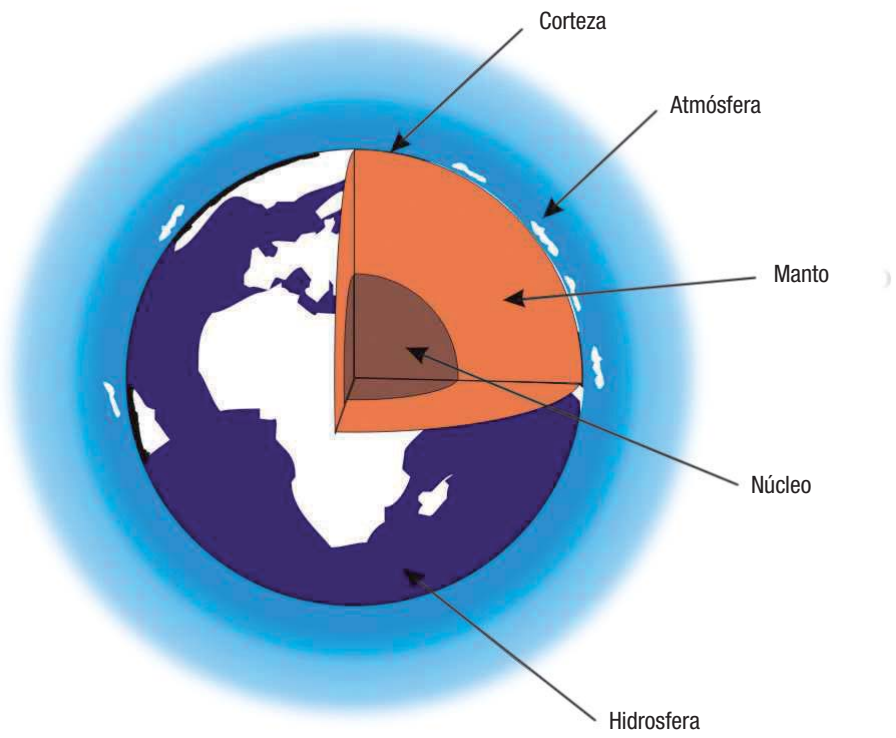


Figura 1.2. Capas de la Tierra.

2.2. Métodos directos

- El principal método directo consiste en medir “in situ” características de las capas terrestres o tomar muestras para su posterior estudio en el laboratorio. Ciertos datos de la geosfera se han obtenido estudiando las rocas, tanto superficiales como extraídas en sondeos. Aunque dichas rocas estén en la superficie o cerca de ella, algunas se han formado en zonas más profundas, pero debido a las deformaciones y a la erosión se encuentran ahora en zonas más superficiales; por ello, estas rocas proporcionan información de las características de la zona profunda en las que se formaron. Ahora bien, hay que tener en cuenta que los datos que se tienen de determinados puntos de la superficie terrestre no tienen por qué ser generalizables a toda ella.

A medida que progresa la perforación en una zona, se van añadiendo tubos que permiten alcanzar mayores profundidades. Al extraer los tubos, su interior hueco está ocupado por las rocas perforadas. Las muestras de roca obtenida constituyen los **testigos del sondeo**.

Figura 1.3. Equipo de sondeo.

La profundidad máxima alcanzada en los sondeos es de unos 13 Km., lo que comparado con los 6.370 Km. del radio de la geosfera, es como si un médico sólo conociera la piel de su paciente.

- Otro método directo para obtener información de la composición de la geosfera es el estudio de los **meteoritos**, que son restos de los materiales que formaron los planetas. Por ejemplo, la existencia de un tipo de meteorito, los sideritos, compuestos principalmente de hierro y níquel, hace suponer que esa composición la tendrá también alguna zona de la Tierra.

2.3. Métodos indirectos

Cada método indirecto se centra en el estudio de una propiedad de las rocas, como la densidad, el magnetismo, la conductividad eléctrica, la rigidez, etc.

2.3.1. Método gravimétrico

El **método gravimétrico** consiste en medir el valor de la gravedad en diferentes zonas de la Tierra y compararlo con el valor teórico que le correspondería en cada una de ellas. Esto permite deducir la densidad de las rocas situadas bajo la superficie de dichas zonas. Si los valores de gravedad medidos son superiores al valor teórico, se deduce que las rocas de esa zona son densas, como por ejemplo basaltos. Si estos valores son menores, indican la presencia de rocas poco densas, como yesos u otras rocas salinas.

2.3.2. Método magnético

El **método magnético** consiste en medir la intensidad y la dirección del campo magnético en distintas zonas de la Tierra y compararlas con los valores teóricos del campo magnético terrestre en esas zonas. Los valores de la intensidad obtenidos son un indicio de la compo-

sición de las rocas. Así, cuando estos valores son muy diferentes de los valores teóricos, se puede deducir que las rocas tienen un alto contenido en hierro, ya que los minerales férricos suelen estar magnetizados. Por otra parte, los minerales férricos de una roca en proceso de formación se orientan según la dirección del campo magnético terrestre que corresponde a la latitud de esa zona. Esta orientación queda registrada una vez consolidada la roca. Por ello, si la orientación magnética de una roca no coincide con la del campo magnético terrestre del lugar donde se encuentra, se deduce que esa roca no se ha formado ahí sino en otra latitud.

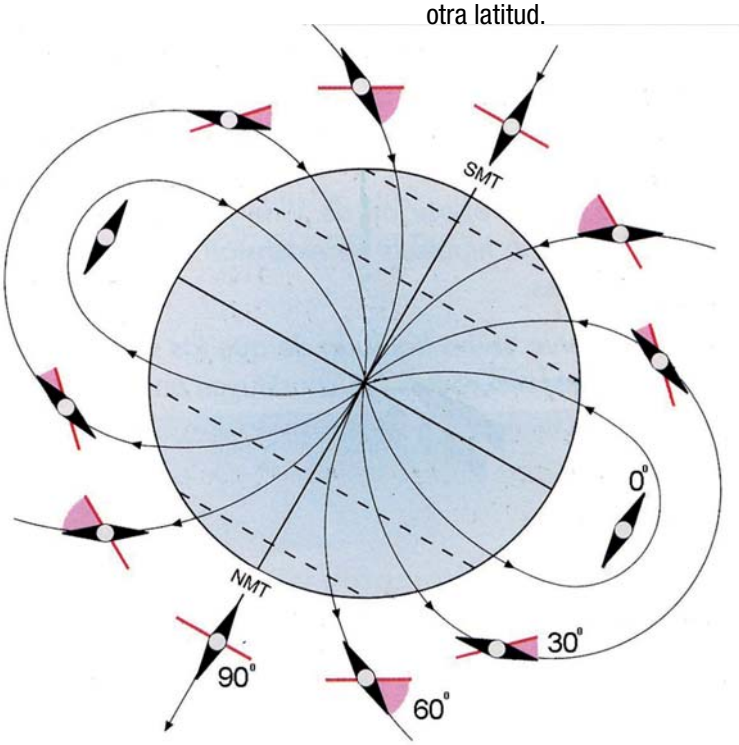


Figura 1.4. Relación entre la dirección magnética y la latitud. Podemos imaginar el campo magnético terrestre como el que generaría un imán situado en el centro de la Tierra y alineado según su eje de rotación. Si colocásemos, en diferentes latitudes de la Tierra, una aguja magnética suspendida de manera que pudiera moverse en cualquier dirección, se dispondría desde una posición vertical en los polos, hasta horizontal en el ecuador. Por consiguiente, la dirección del campo magnético en una zona depende de la latitud de dicha zona.

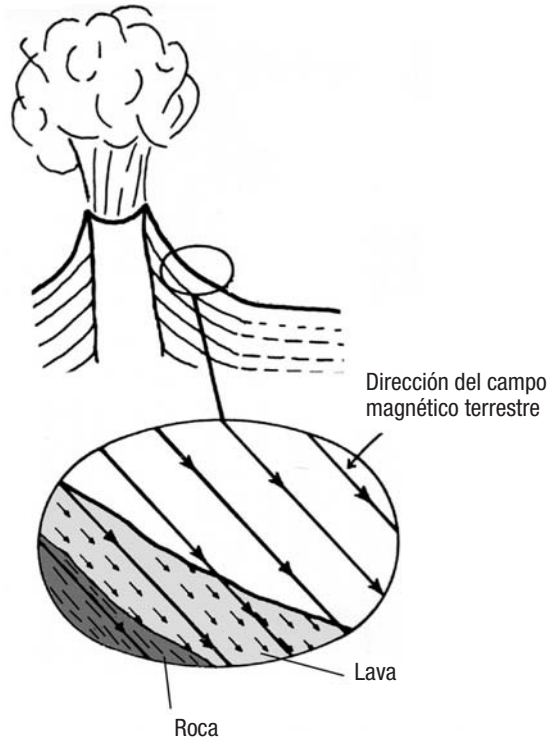


Figura 1.5. Los minerales de hierro, que se forman mientras se enfría una lava basáltica, se orientan según la dirección del campo magnético terrestre. Esta orientación queda registrada en la roca volcánica resultante.

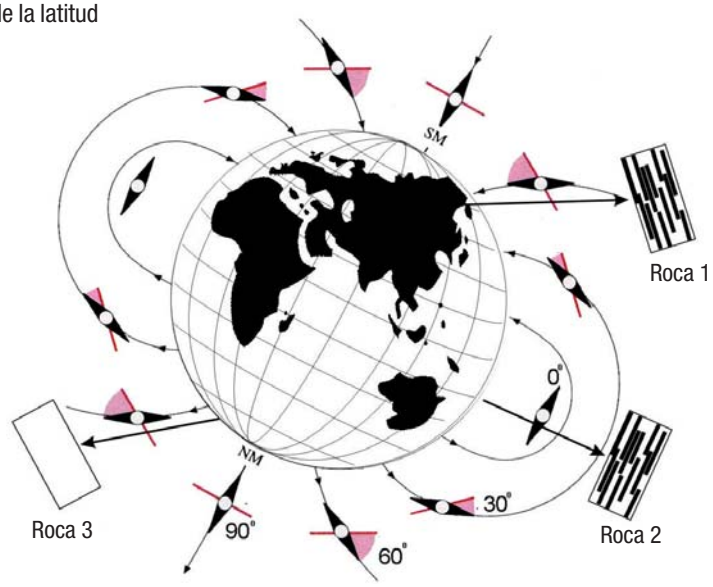


Figura 1.6. Dirección magnética medida en dos rocas basálticas situadas en latitudes diferentes.

1. ¿Qué deduces de los datos que aporta la figura 1.6. respecto a la latitud en que se formaron esas rocas? Dibuja en la Roca 3 la orientación de sus minerales magnéticos, suponiendo que se ha formado en la latitud en la que se encuentra.

2. Estudiando una zona de la Tierra con métodos indirectos se dedujo que la densidad de las rocas era de 2,8 gr/cm^3. Según las densidades conocidas por estudios en laboratorio, este valor lo presentan rocas tan distintas como conglomerados, pizarras y basaltos. Dada esta coincidencia, se estudiaron otras propiedades de las rocas que revelaron que éstas tenían un magnetismo elevado. Esto descartó a pizarras y conglomerados y confirmó que las rocas de esa zona eran basaltos.

a) ¿Qué métodos de estudio se emplearon?

b) Explica por qué es necesario aplicar más de un método de estudio para llegar a conclusiones fiables.

Simulación del campo magnético terrestre

Objetivo

• Comprobar la existencia y la disposición de las líneas de fuerza en un campo magnético.

Material

• Dos imanes y dos folios blancos.
• Limaduras de hierro contenidas en un salero.

Procedimiento

1º Coloca un imán sobre una mesa en posición longitudinal respecto a ella; y el otro imán en una mesa diferente en posición transversal a ella.

2º Cubre cada imán con un folio, procurando que quede horizontal.

3º Vierte las limaduras de hierro sobre cada folio, desde unos 20 cm. de distancia, como si se estuviera echando sal.

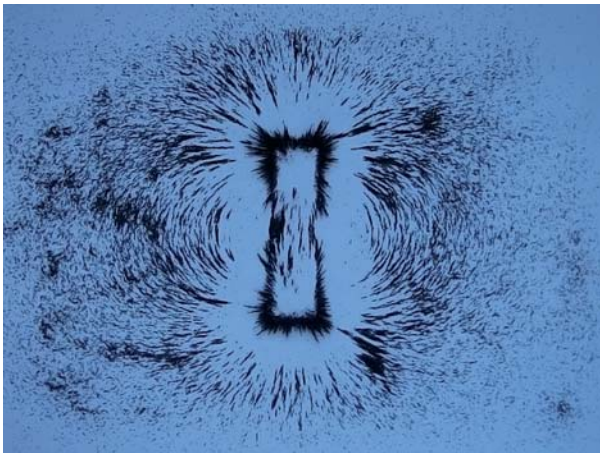
4º Observa los resultados y dibújalos.

Cuestiones

¿Cómo se disponen las limaduras de hierro respecto al imán en cada uno de los casos?

1) Interpreta los resultados de la experiencia.

2) Imagina que el campo magnético que ha generado el imán fuese el terrestre. Añade sobre el dibujo que has realizado, el contorno de la Tierra con su eje norte-sur.



2.3.3. Teledetección

La **teledetección** es un método que proporciona datos de la Tierra por medio de sensores remotos, es decir, que no están en contacto con la superficie terrestre. Los sensores pueden estar tanto en aviones como en satélites. Todos los datos así obtenidos se recogen en centros especializados donde son procesados informáticamente.

Por ejemplo, de la misma manera que el Meteosat toma datos de la atmósfera con los que se predice el tiempo, hay también satélites que registran otros datos de la Tierra cuya interpretación permite determinar los valores de la gravedad en distintas zonas, la estructura de las rocas, como fallas o cavidades, su composición, la localización de magmas, el desplazamiento de las placas litosféricas, etc.

Figura 1.7. Satélite ENVISAT (Environmental Satellite). Fue construído por la Agencia Espacial Europea y lanzado en el 2002 por un cohete Ariane 5 a una altura de 790 Km. Dispone de instrumentos para obtener información de la superficie terrestre, los océanos y la atmósfera.

2.3.4. Método sísmico

De todos los métodos indirectos para estudiar la geosfera, el que más datos ha proporcionado es el **método sísmico**. Este método se basa en el estudio del comportamiento de las ondas sísmicas al propagarse por el interior de la Tierra. Las ondas sísmicas se originan en los terremotos o pueden ser provocadas artificialmente, por ejemplo, mediante explosiones.

Un **terremoto** es una liberación repentina de gran cantidad de energía, que se produce cuando las rocas se fracturan. El **foco** del terremoto es el lugar por donde la roca empieza a fracturarse y se libera la energía. La energía liberada en el terremoto se transmite en forma de vibraciones u ondas sísmicas P y S. El **epicentro** es el lugar de la superficie terrestre situado sobre el foco y donde primero llegan las ondas sísmicas. A partir del epicentro se propagan también ondas superficiales (L y R) que son las responsables de los efectos catastróficos de los terremotos. Sin embargo, son las ondas P y S las que nos proporcionan una valiosa información al propagarse por el interior de la Tierra. Las ondas P se propagan a través de materiales tanto sólidos como fluidos. Las ondas S sólo se propagan a través de materiales sólidos.

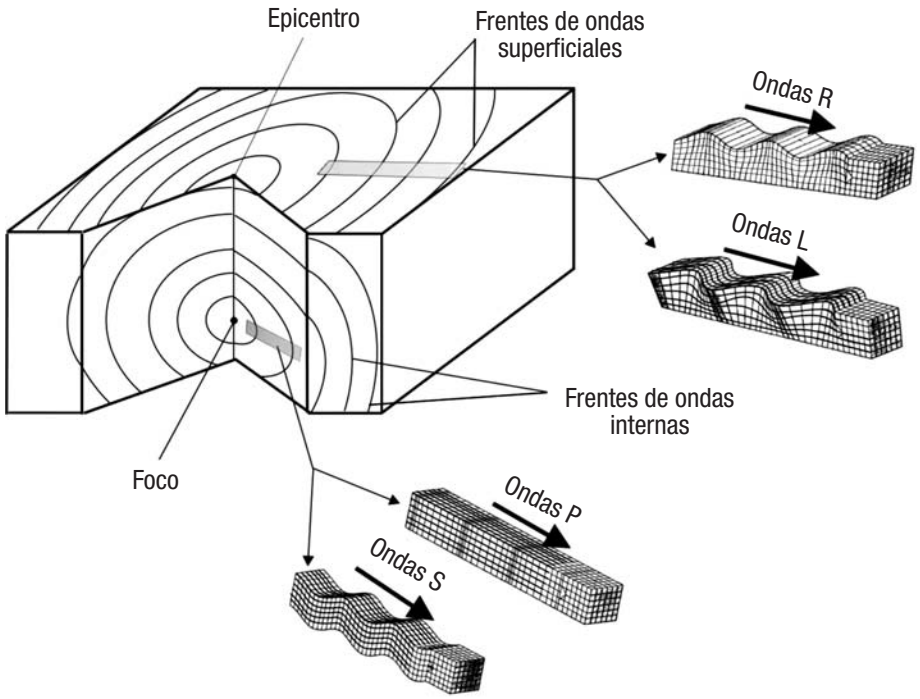


Figura 1.8. Ondas sísmicas. Las ondas internas, P y S, se propagan a partir del foco del terremoto. Las ondas superficiales, R y L, se propagan a partir del epicentro.

3. Localiza en la figura 1.9. el foco y el epicentro del terremoto.

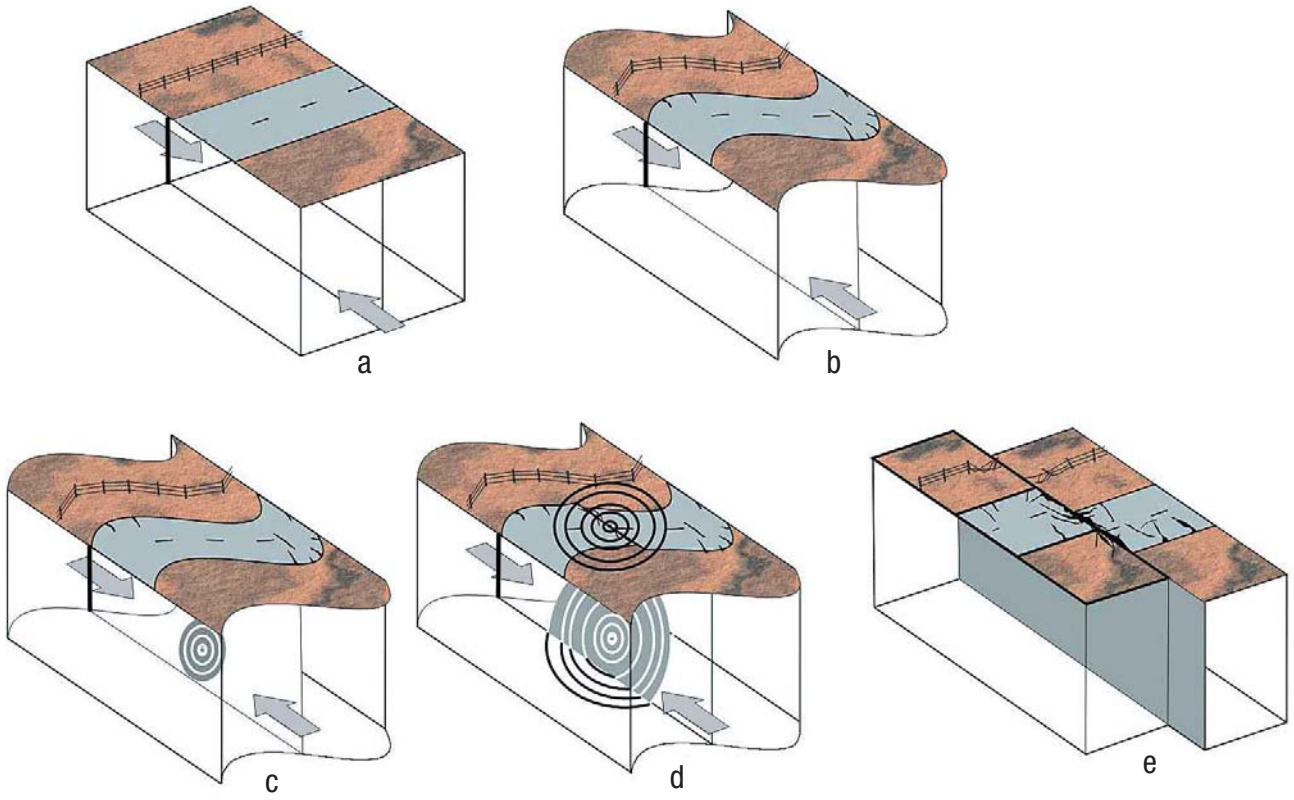
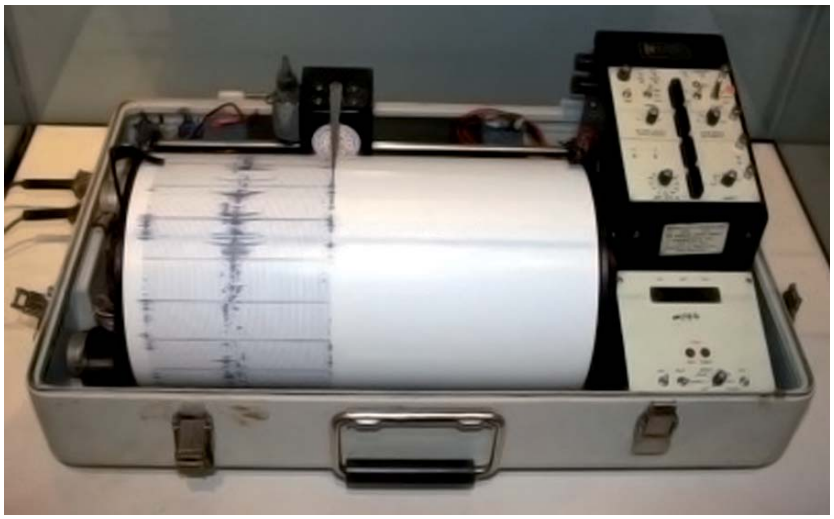


Figura 1.9. En aquellos lugares de la litosfera donde ésta se halla sometida a fuerzas (a), las rocas que la componen van acumulando energía deformándose (b). Si las rocas llegan a romperse, se libera bruscamente gran parte de la energía acumulada (c, d), es decir, se produce un terremoto y un desplazamiento de las rocas a ambos lados de la fractura (e).

Figura 1.10. Sismógrafo portátil. Los **sismógrafos** instalados en numerosos puntos de la superficie terrestre registran, de forma gráfica, la llegada de las ondas sísmicas. Dicho registro gráfico se denomina **sismograma**. Las primeras ondas en llegar son las **P**, de ahí que se las denomine **ondas primarias**. Las ondas **S** u **ondas secundarias** deben su nombre a que llegan en segundo lugar, ya que su velocidad de propagación es más lenta que la de las ondas P. En las estaciones sismológicas se utilizan tres sismógrafos: dos registran los componentes horizontales de las ondas y el otro el componente vertical.



4. Se ha producido un terremoto y poco después, la estación sismológica 1 registra la llegada de ondas P y, a continuación, de ondas S. Sin embargo, a la estación sismológica 2 sólo han llegado ondas P.

a) ¿Llegarán al mismo tiempo las ondas P a las estaciones 1 y 2?

b) ¿Qué se puede deducir del hecho de que a la estación 1 le lleguen tanto ondas P como S? ¿Y de que a la estación 2 sólo lleguen las ondas P?

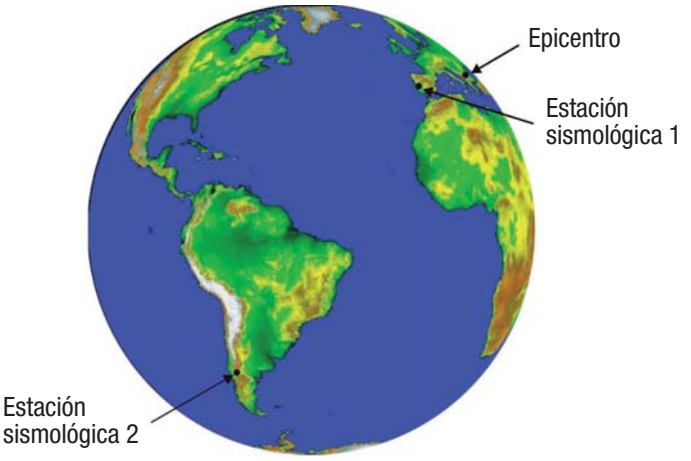


Figura 1.11

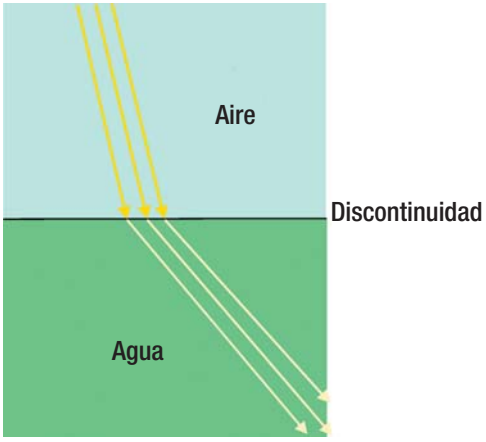


Figura 1.12. Las ondas sísmicas modifican su velocidad y dirección al cambiar la naturaleza de los materiales que atraviesan, de forma semejante a como cambia la velocidad y dirección de las ondas luminosas cuando pasan del aire al agua.

La velocidad y la dirección con que se propagan las ondas sísmicas están relacionadas con la naturaleza de los materiales que atraviesan, es decir, el estado físico, la densidad y, si son sólidos, la rigidez. Así, cuando las ondas atraviesan un medio homogéneo, su velocidad permanece constante y su dirección no varía; pero si es heterogéneo, tanto una como otra cambian. Además, el cambio en la velocidad y dirección de las ondas sísmicas puede ser gradual o brusco; en este último caso nos indica que han pasado de una capa a otra de distinta naturaleza. La localización de dichos cambios bruscos permite establecer el límite entre dos capas, es decir, una **discontinuidad**.

Las ondas sísmicas se transmiten a mayor velocidad por los sólidos que por los fluidos. Por otra parte, cuando se transmiten por sólidos, la velocidad es directamente proporcional a la rigidez de los mismos.

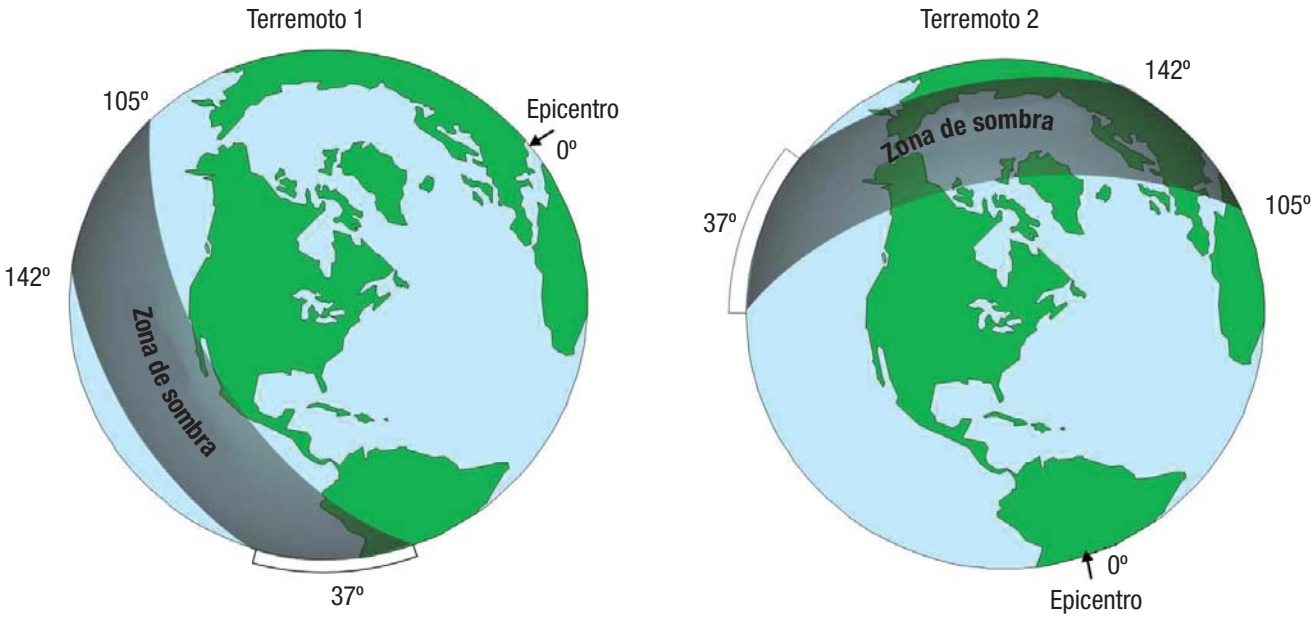


Figura 1.13. Siempre que se produce un terremoto existe una franja de la Tierra, situada a unos 105º del foco y de una anchura aproximada de 37º, a la que no llegan ondas sísmicas de forma directa, es la denominada **zona de sombra sísmica**.

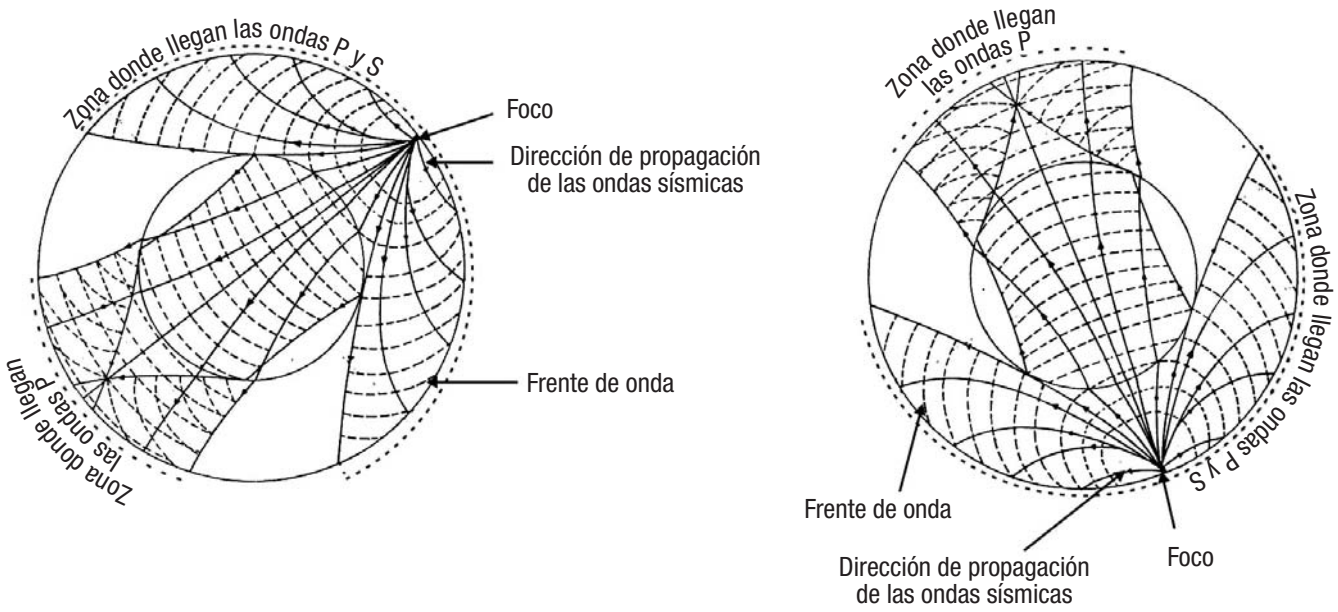


Figura 1.14. Representación de la propagación de las ondas sísmicas por el interior de la Tierra a partir del foco en dos terremotos. Estos esquemas se han elaborado con los datos obtenidos en numerosas estaciones sismológicas distribuidas por la superficie terrestre.

5. Con los datos representados en la figura 1.14. explica cómo se ha deducido que la geosfera es heterogénea, tiene capas y es sólida y fluida.

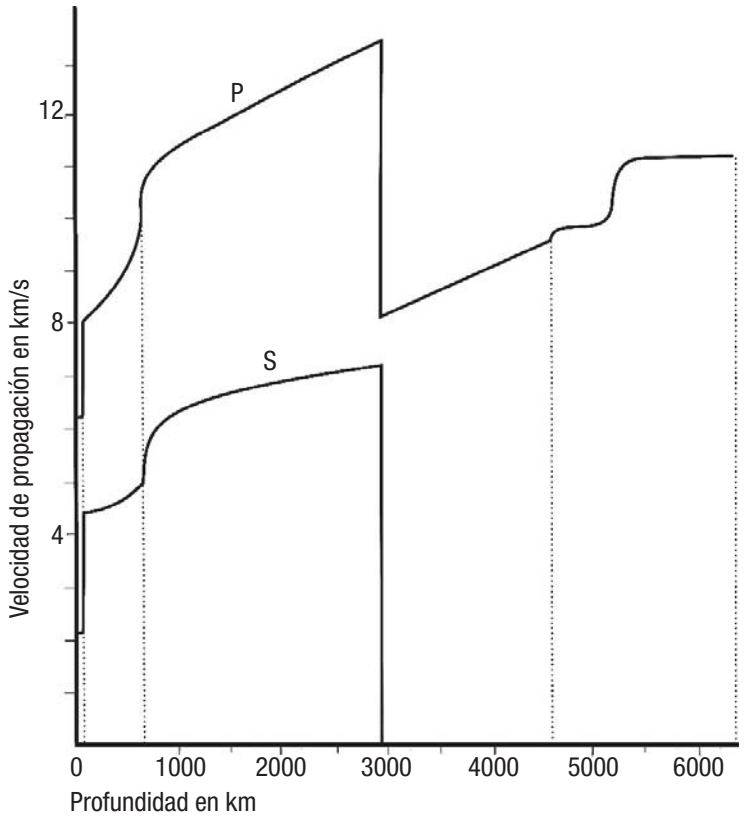


Figura 1.15. Gráfica de velocidad de propagación de las ondas S y P por el interior de la Tierra. Esta gráfica se ha elaborado a partir de los datos obtenidos de la interpretación de numerosos sismogramas.

6. Interpretando la gráfica de la figura 1.15, deduce:

a) ¿A qué profundidades se localizan las dos principales discontinuidades que delimitan la corteza, el manto y el núcleo? Por tanto, ¿entre qué profundidades se extiende cada una de las capas?

b) ¿Qué datos de la gráfica permiten deducir que en el manto se distinguen dos subcapas: manto superior y manto inferior? ¿Y qué datos permiten diferenciar en el núcleo: núcleo externo, núcleo interno y una zona de transición entre ambos?

7. Representa, a escala, la estructura interna de la geosfera con sus capas y subcapas, indicando las profundidades a las que se encuentran las discontinuidades. Indica, asimismo, las características que puedas deducir de cada una de las capas.

Sea cual fuere el método de estudio utilizado, los adelantos en el tratamiento informático de datos permiten llegar a nuevas conclusiones e incluso realizar simulaciones que posibilitan tanto predecir hechos futuros como interpretar procesos del pasado.

3 Capas de la geosfera basadas en las discontinuidades

Los datos de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en nuestro planeta permiten localizar en la geosfera dos grandes discontinuidades que delimitan tres capas: corteza, manto y núcleo. También se localizan otras discontinuidades de menor rango, gracias a las cuales se ha considerado la existencia de subcapas en estas capas. Asimismo, se deducen algunas características, como el estado físico o la rigidez de los materiales.

La información obtenida mediante el método sísmico se completa con los datos proporcionados por los otros métodos de estudio, referentes a la composición, estructura, densidad, temperatura, presión o edad de las rocas. El resultado es el conocimiento que se tiene actualmente de la Tierra. La capa de la geosfera de la que más información se tiene es la corteza, ya que es la capa más accesible.

3.1. Corteza

3.1.1. Características

Figura 1.16. Central geotérmica de Nesjavellir (Islandia). Esta central está situada en una zona de gran actividad volcánica donde el agua subterránea a 1.000 m de profundidad alcanza 200ºC de temperatura. La energía geotérmica de esta zona se aprovecha para producir electricidad y abastecer de agua caliente a una gran parte de la población de esta isla.

Es la capa sólida más superficial de la Tierra y representa solamente el 1,6% del volumen total de la geosfera. Limita con el manto en la discontinuidad de Mohorovicic. La corteza está formada por rocas cuyos minerales más abundantes son los silicatos.

La mayoría de las rocas de la corteza tienen una densidad que varía desde los 2,6 g/cc (granito), 2,8 g/cc (basalto), hasta 3 g/cc. Estos valores de densidad son menores que la media terrestre (5,5 g/cc), por lo que las capas del interior del planeta deben de ser más densas.

La temperatura en la corteza aumenta con la profundidad, y este aumento se conoce gracias a mediciones en minas y en perforaciones de hasta 13 Km. Se ha calculado que el incremento de la temperatura con la profundidad o **gradiente geotérmico**, tiene un valor medio de unos 30ºC cada kilómetro. El gradiente geotérmico varía de unos lugares a otros; por ejemplo, es mucho más elevado en las zonas volcánicas. Gran parte del calor de la geosfera es el remanente del que se generó en la formación de nuestro planeta, hace 4.600 millones de años. Otra parte tiene su origen en la desintegración espontánea de isótopos radiactivos naturales.

También la presión aumenta con la profundidad, pero a diferencia de la temperatura y la densidad, aumenta gradualmente sin sufrir cambios bruscos.

Las diferencias de espesor, estructura y composición de la corteza permiten establecer dos tipos de corteza: corteza continental y corteza oceánica**.** La continental es más gruesa, antigua y compleja que la oceánica.

3.1.2. Corteza continental

La corteza continental está formada por diferentes tipos de rocas. En la zona superior son más abundantes las rocas en las que predominan los silicatos de aluminio y cuya composición química media es semejante a la del granito. Las rocas de composición granítica son muy diversas, pues además del granito hay otras rocas ígneas, así como rocas metamórficas y sedimentarias; de todas ellas, las rocas sedimentarias son las que ocupan la mayor parte de la superficie continental. En las rocas de la zona más profunda de la corteza continental predominan los silicatos de hierro y magnesio y la composición química media de estas rocas es equivalente a la del basalto. Aunque resulte paradójico, estas rocas no son basaltos, sino otras rocas ígneas y metamórficas cuya composición global es semejante a la del basalto.

El predominio de uno u otro tipo de roca en la corteza continental hizo considerar la existencia de dos subcapas, antiguamente denominadas capa granítica o sial y capa basáltica o sima. Sin embargo, en la actualidad no se consideran estas subcapas ya que los diferentes tipos de rocas se encuentran entremezclados; es decir, la corteza continental tiene una estructura compleja, que, en parte, es consecuencia de su larga historia. En la corteza continental se encuentran las rocas más antiguas de la Tierra, algunas de hasta 3.500 millones de años.

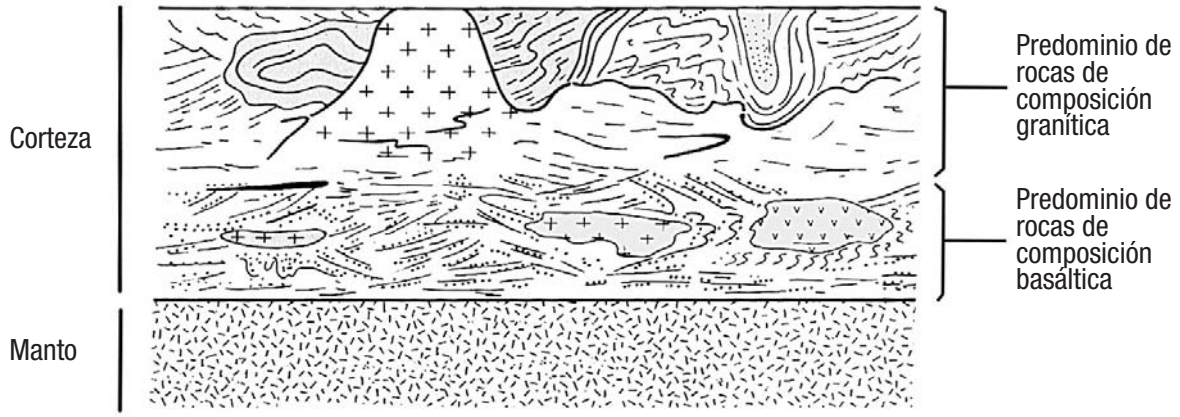


Figura 1.17. Este esquema muestra la compleja estructura interna de la corteza continental.

La corteza continental es más delgada en las zonas de llanura, con un grosor entre 30 y 40 Km, mientras que en las de cordillera, sobrepasa en algunos puntos los 60 Km de espesor. En la base de algunas cordilleras no se detecta la discontinuidad de Mohorovicic, lo que se interpreta como una transición gradual de esa corteza al manto.

3.1.3. Corteza oceánica

La corteza oceánica está formada mayoritariamente por rocas de composición basáltica. Las rocas más superficiales de la corteza oceánica son basaltos, rocas ígneas volcánicas, y por debajo de ellos se encuentran rocas ígneas plutónicas de composición semejante a la del basalto. Sobre los basaltos existe una capa sedimentaria cuyo espesor es mayor en las proximidades de la corteza continental, ya que parte de los sedimentos proceden de ésta.

La corteza oceánica tiene una estructura más sencilla que la continental y es mucho más jóven, puesto que sus rocas más antiguas no tienen más de 200 millones de años. Además, el espesor de la corteza oceánica es más uniforme, con valores en torno a los 10 Km.

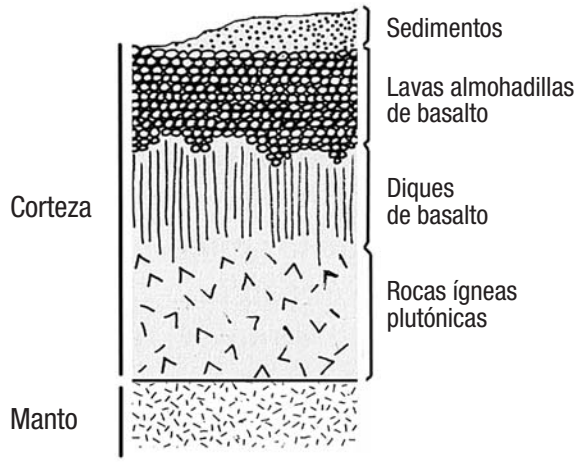


Figura 1.18. Estructura interna de la corteza oceánica.

1. Recoge, en la siguiente tabla, las semejanzas y diferencias entre la corteza continental y la corteza oceánica.

Características	Corteza continental	Corteza oceánica
Espesor		
Composición química de las rocas		
Estructura interna		
Edad		
Densidad		

3.2. Manto

Es la capa comprendida entre la corteza y el núcleo, con el que limita en la discontinuidad de Gutemberg a 2.900 Km de profundidad. Representa el 82% del volumen total de la geosfera. Como se deduce de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, el manto es sólido y dentro de él se detecta una discontinuidad de segundo orden, alrededor de los 650 Km de profundidad, que permite su división en **manto superior** y **manto inferior**.

El manto superior está formado por rocas compuestas mayoritariamente por silicatos de hierro y magnesio, es decir, rocas de composición peridotítica.

En el manto inferior las rocas tienen la misma composición química que en el superior, pero a esa profundidad la presión determina que los átomos se reordenen con un empaquetamiento más denso, formando moléculas diferentes. En las condiciones de presión y temperatura del manto inferior, los silicatos de hierro y magnesio del manto superior se transforman en óxidos de magnesio, de hierro y de silicio.

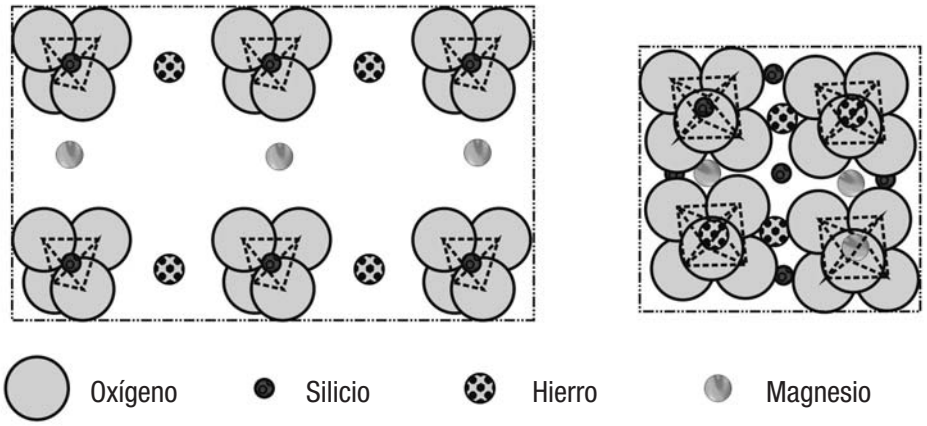


Figura 1.19. Los átomos de los minerales de las rocas del manto se disponen de distinta forma según la profundidad.

El manto en su parte más superficial tiene una densidad de 3,3 g/cc y aumenta con la profundidad hasta alcanzar los 5,6 g/cc en el límite con el núcleo.

2. Razona cuál de las dos organizaciones de átomos representados en la figura 1.19 corresponderá al manto superior y cuál al manto inferior.

Las variaciones de temperatura en el manto y en el núcleo son menos conocidas que en la corteza. Se ha calculado que en la base del manto superior la temperatura alcanza unos 2.000ºC y que amumenta hacia el interior, llegando en el límite con el núcleo a unos 4.000ºC. Pero la temperatura no sólo varía con la profundidad, sino que también tiene importantes variaciones laterales.

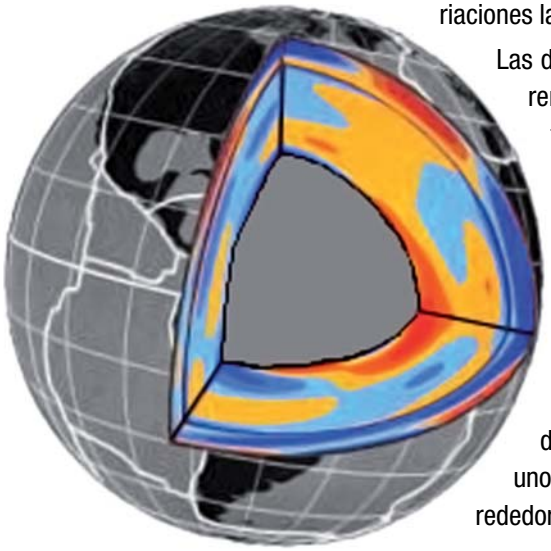


Figura 1.20. Corrientes de convección.

Las diferencias de temperatura entre unas zonas y otras del manto conllevan diferencias de rigidez y densidad de las rocas. Así, en las zonas de mayor temperatura las rocas son menos densas y menos rígidas. La menor densidad y mayor plasticidad de los materiales favorecen su movimiento ascendente. A medida que los materiales ascienden se enfrian y, en consecuencia, aumenta su densidad, por lo que tienden a descender. Los movimientos de ascenso y descenso de los materiales constituyen **corrientes de convección** en el manto. Estas corrientes no existen en los 50 Km más superficiales del manto, ya que en esa zona es tan rígido como la corteza.

La presión, al igual que en la corteza, aumenta gradualmente con la profundidad. Se ha calculado que en el límite entre el manto superior y el inferior es de unos 0,23 millones de atmósferas y en el límite entre el manto y el núcleo es de alrededor de 1,34 millones de atmósferas.

3. Explica cuál es el origen de las corrientes de convección y en qué parte del manto existen.

4. Recoge, en una tabla, las semejanzas y diferencias entre el manto superior y el manto inferior.

3.3. Núcleo

Es la capa más interna de la Tierra comprendida entre los 2.900 Km de profundidad y su centro, a 6.370 Km. Representa el 16% del volumen de la geosfera.

En el núcleo se detectan dos discontinuidades de segundo orden, a los 4.600 Km y a los 5.150 Km de profundidad. La primera marca la base del **núcleo externo** y la segunda el techo del **núcleo interno**.

Como se deduce de la desaparición de las ondas S en la discontinuidad de Gutemberg, el núcleo externo es fluido. Sin embargo, otros datos indican que el núcleo interno es sólido. La zona comprendida entre ambos se denomina **zona de transición** y en ella los materiales del núcleo pasan del estado fluido al estado sólido.

El núcleo parece estar compuesto por hierro aleado con una pequeña proporción de níquel y probablemente con algún otro elemento más ligero, como el azufre. En el núcleo externo fluido existen corrientes de materiales que se encuentran ionizados, fundamentalmente el hierro (Fe^{3+} y e^-).

El movimiento de estas cargas genera una corriente eléctrica que, al actuar sobre el núcleo interno de hierro sólido, induce un campo magnético. Este es el origen del campo magnético terrestre.

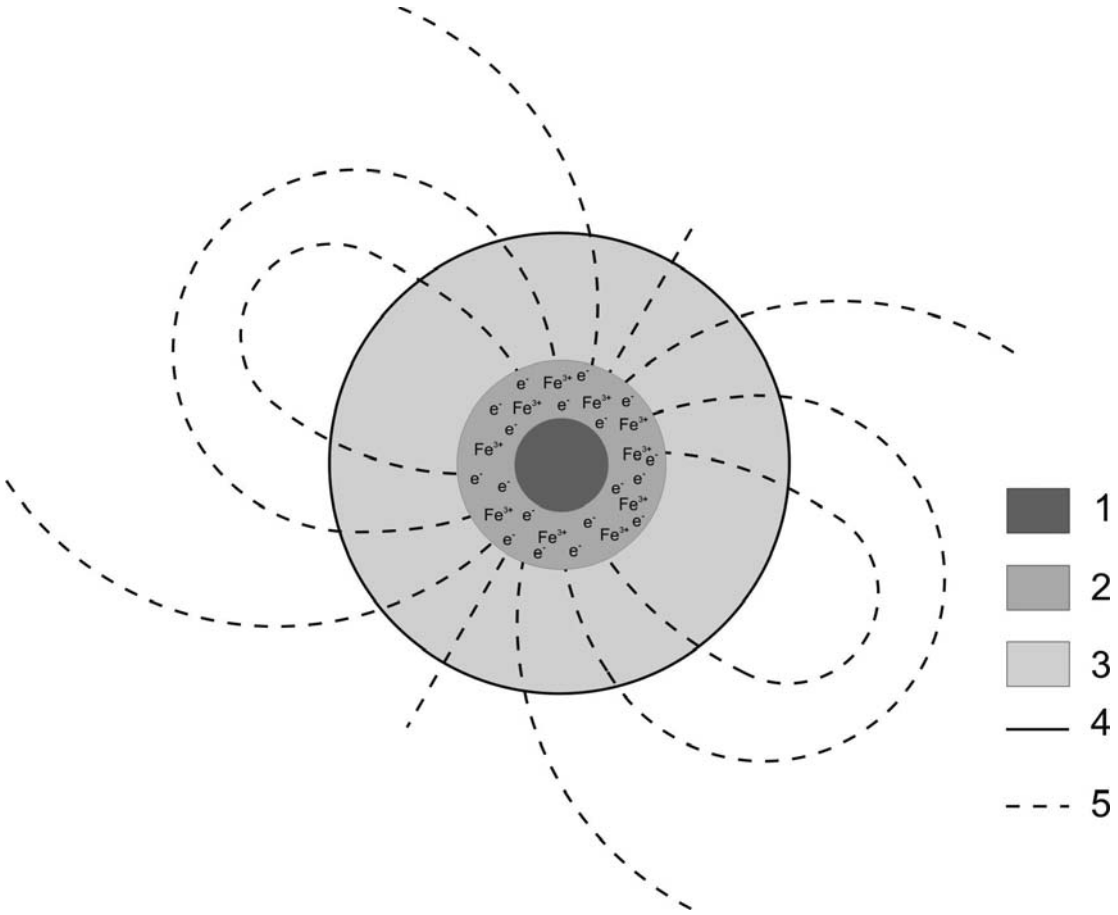


Figura 1.21. 1) Núcleo interno con hierro sólido. 2) Núcleo externo fluido con hierro ionizado. 3) Manto. 4) Corteza. 5) Líneas del campo magnético.

El núcleo es la capa más densa de la Tierra. En el límite con el manto existe un aumento brusco de la densidad, alcanzando un valor de 10 g/cc. A partir de ahí, la densidad sigue aumentando hasta llegar a unos 14 g/cc en el centro del planeta.

En el núcleo se alcanzan las mayores temperaturas de la Tierra, estimándose que se puede llegar a valores de unos 6.000ºC, aunque existe una gran incertidumbre sobre esos valores.

La presión en el límite entre el núcleo externo e interno es de unos 3,25 millones de atmósferas y en el centro de la Tierra se estima que llega a ser de unos 3,59 millones de atmósferas.

5. Recoge en una tabla las semejanzas y diferencias entre el núcleo externo y el núcleo interno.

6. ¿Cómo se ha deducido que el núcleo externo es fluido?

7. Explica cuáles son las causas de que el núcleo sea la capa más densa de la Tierra.

8. Recopilando los datos de todas las capas, representa gráficamente en la figura 1.22:

a) las variaciones de la densidad en la geosfera en función de la profundidad.
b) las variaciones de la presión en la geosfera en función de la profundidad.

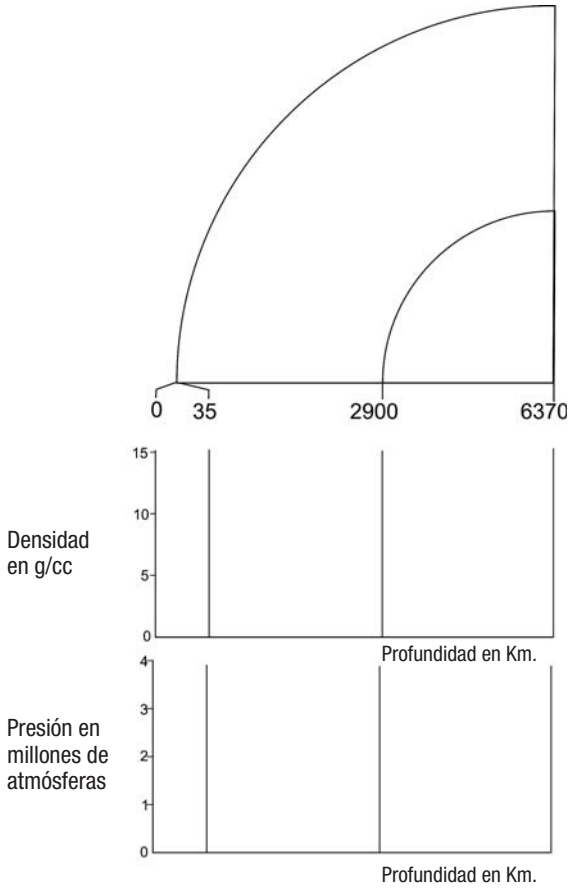


Figura 1.22

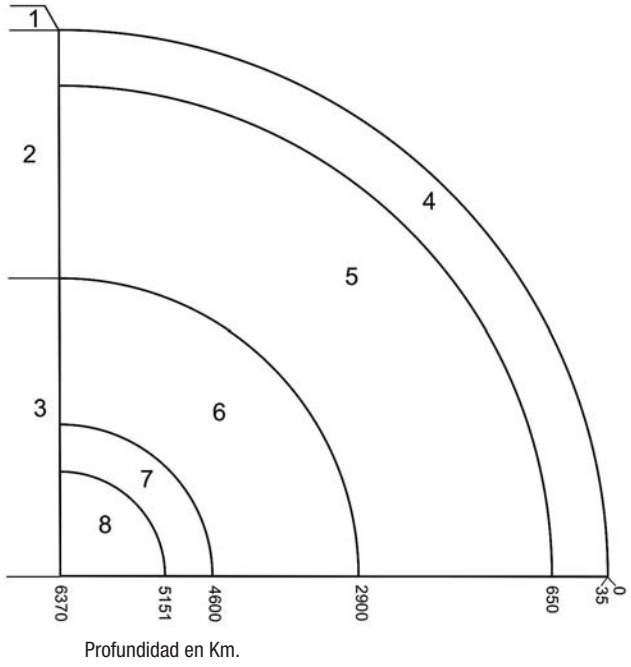


Figura 1.23

9. Indica a qué capa o subcapa de la geosfera corresponde cada número de la figura 1.23. Sitúa y nombra las dos discontinuidades principales.

4 Estructura dinámica de la geosfera

La estructura de la geosfera establecida en función de las discontinuidades (corteza, manto y núcleo) no es suficiente para explicar su gran dinamismo. Este dinamismo se pone de manifiesto en procesos como el vulcanismo, la sismicidad o la formación de cordilleras. Por ejemplo, se ha comprobado que la corteza con los primeros 50 Km del manto superior, se mueven conjuntamente como una sola capa. Esta capa es rígida y se denomina **litosfera**. La litosfera está fragmentada y los fragmentos, las **placas litosféricas,** se mueven unos respecto a otros sobre el resto del manto.

1. Explica la diferencia de espesor entre la litosfera oceánica y la continental.

Por otra parte, en la base del manto inferior, en la frontera con el núcleo, se ha detectado una nueva capa, la **capa D"**. Según algunas hipótesis, esta capa podría originarse a partir de los resíduos de la litosfera que se hunde en el manto; los materiales litosféricos llegarían hasta la base del manto y desde ahí se extenderían lateralmente. En algunas zonas de la capa D" parte de sus materiales podrían elevarse al ser calentados en contacto con el núcleo, formando corrientes térmicas ascendentes. Las corrientes de convección son la expresión del dinamismo del manto y repercuten en los movimientos de las placas litosféricas. La capa D" tiene un espesor variable; mientras que en algunas zonas parece no existir, en otras llega a alcanzar un grosor de hasta 400Km.

Hasta hace poco se pensaba que la dinámica de la litosfera era consecuencia de las corrientes de convección que existían en una capa plástica del manto superior, situada por debajo de la litosfera, que se denominó astenosfera (del griego *asthenos* que significa blando). Hoy en día se ha comprobado que las corrientes de convección afectan a gran parte del manto con la excepción del que está incluido en la litosfera; y también que no existe una capa plástica, ya que sólo se ha detectado esa alta plasticidad en determinadas zonas del manto. Por tanto, se ha desechado la idea de que la astenosfera exista como capa.

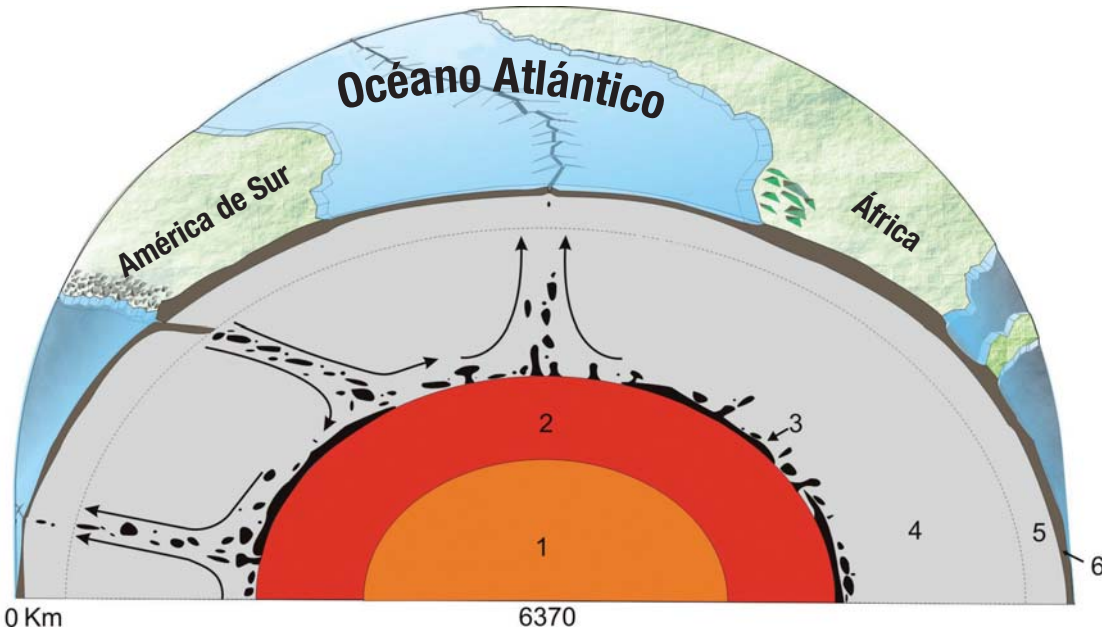


Figura 1.24

Los procesos geológicos que ponen de manifiesto el dinamismo interno de la geosfera los explica actualmente la **Teoría de la Tectónica de placas** o **Tectónica global**. Según esta teoría la litosfera se encuentra dividida en placas que se mueven unas respecto a otras sobre el resto del manto y en los límites entre las placas se originan la mayor parte de los procesos geológicos internos.

2. En la figura 1.24:

a) Indica qué representa cada uno de los números.

b) Razona cuántas placas litosféricas están representadas.

c) Explica qué representa la figura.

Cálculo de la densidad de algunas rocas

Objetivos

- Calcular experimentalmente la densidad de una roca.
- Asociar la densidad de una roca con la capa de la geosfera de la que forma parte.

Material

- Balanza
- Probeta de 500 ó 1000cc
- Muestras de rocas: arenisca, basalto, caliza, eclogita, gabro, granito, mármol, ... y fragmento de hierro. Las muestras deben tener el mayor tamaño posible para que el error en el cálculo sea menor.

Procedimiento

1º Mide la masa de cada muestra con la balanza y anota el resultado.

2º Pon una cantidad de agua en la probeta que permita sumergir completamente la muestra, y anota cuál es esa cantidad.

3º Manteniendo la probeta inclinada, introduce la muestra, dejando que resbale lentamente hasta llegar al fondo.

4º Deja la probeta vertical, lee el nuevo volumen y anótalo.

5º Calcula el volumen de cada muestra restando al volumen final el volumen inicial de agua.

6º Calcula la densidad de cada muestra dividiendo su masa entre su volumen.

ROCA	MASA de la muestra	VOLUMEN			DENSIDAD de la roca
		final	inicial	de la muestra	

7º Compara los valores de densidad que se han obtenido de cada roca y el hierro.

Cuestiones

1) Teniendo en cuenta la densidad y también el tipo de roca, razona a qué capa o subcapa de la geosfera puede corresponder cada una de las rocas estudiadas.

5 Isostasia

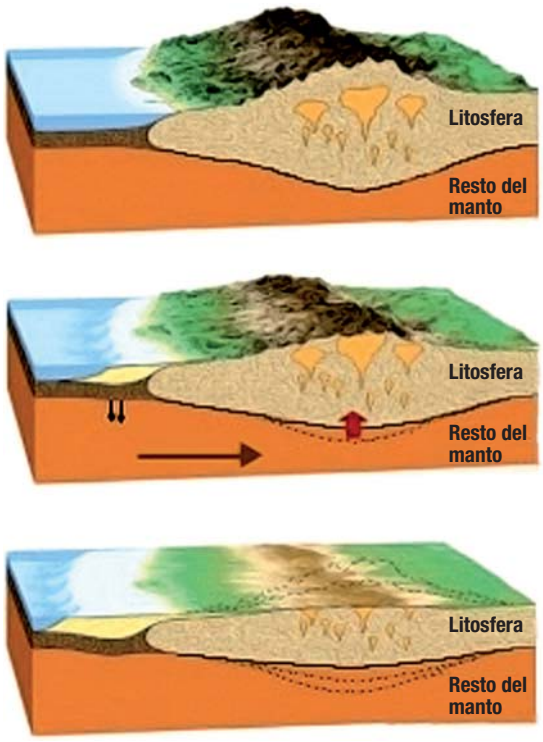


Figura 1.25

La litosfera oceánica es más delgada y densa que la continental. Además, en la litosfera continental, las zonas de cordillera tienen mayor espesor y menor densidad que las zonas de llanura. Estos hechos indican que el peso de la litosfera tiende a ser igual en cualquier zona, ya que un relieve de mayor volumen está compensado con la menor densidad de sus rocas, y viceversa.

Por otra parte, las zonas de cordillera están sometidas a una intensa erosión que supone una pérdida de peso en las mismas; mientras que la acumulación de grandes cantidades de sedimentos en las zonas bajas, o de hielo en un glaciar o de coladas de lava en zonas volcánicas, supone un aumento de peso en esas zonas. Esto determina un desequilibrio en el reparto de peso en la litosfera.

Como la litosfera es menos densa que el resto del manto se puede decir que "flota" sobre él. Por ello, las zonas de la litosfera que se cargan de peso se hunden, mientras que las que lo pierden se elevan. Y esto es posible por la mayor plasticidad del manto que, a escala de tiempo geológico, "fluye" bajo la litosfera, tanto retirándose de las zonas sobrecargadas como acumulándose bajo las zonas que han perdido carga. Esta redistribución de materiales permite recuperar lentamente el equilibrio.

Este equilibrio entre la litosfera y el resto del manto se denomina **isostasia**.

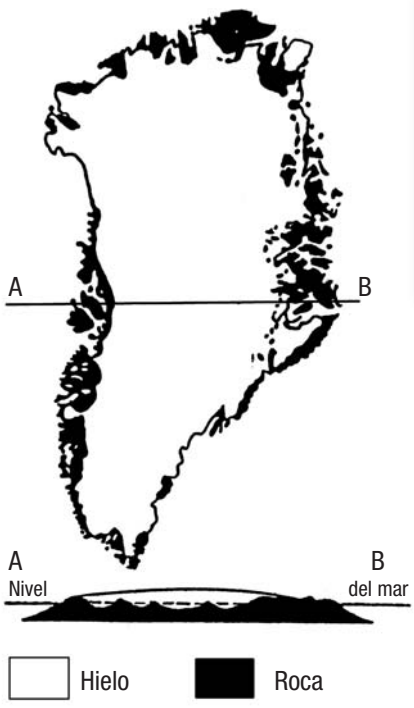


Figura 1.26

1. Groenlandia es una isla cubierta por un glaciar de casquete de gran espesor (figura 1.26).Explica por qué una parte de la superficie rocosa de esta isla se encuentra por debajo del nivel del mar.

2. Actualmente, en la región escandinava se aprecia una gradual elevación del continente, entre 1 y 10 mm/año según las zonas. Hasta hace 10.000 años esta región estuvo cubierta por glaciares que, posteriormente, se fundieron. Relaciona estos dos hechos.

1
2
3
2
1
3
2
1
2
3
4
0
2000
4000
0
2000
4000
5000