GEOSFERA

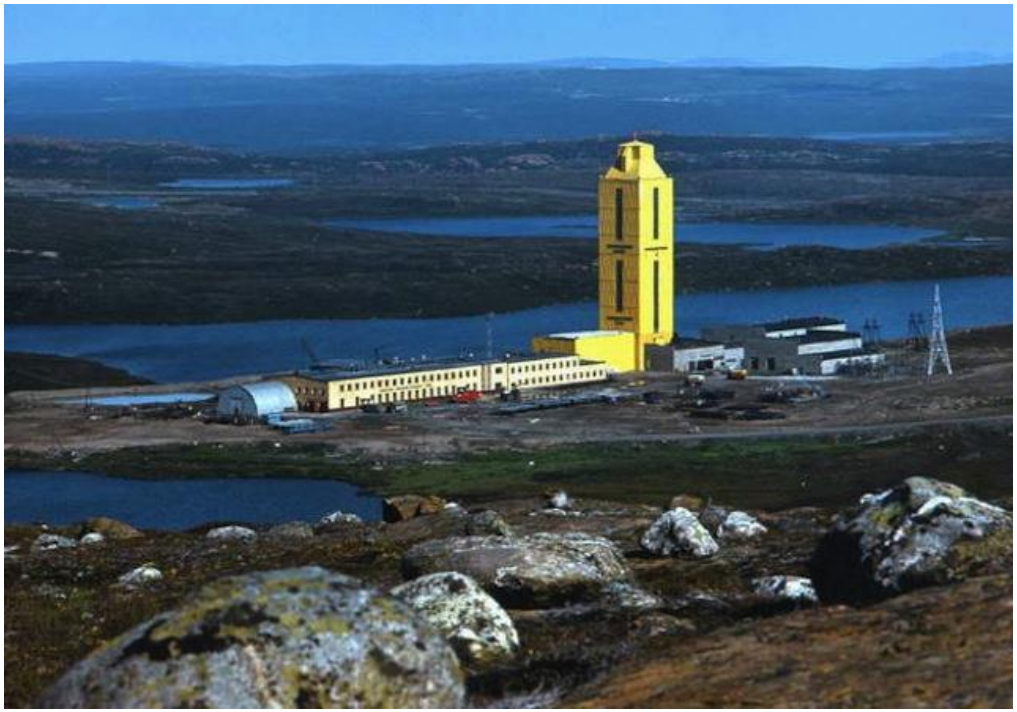
TEMA 1

COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA

1ª parte

MÉTODOS DE ESTUDIO DE LA GEOSFERA

Método directo: los sondeos



El sondeo más profundo que se ha hecho lo llevó a cabo la antigua URSS en la península de Kola entre los años 1970 y 1992. Este sondeo alcanzó los **12.262 m** de profundidad (algo menos de un 0,2% del radio de la Tierra).

Métodos directos para conocer el interior de la Tierra

Glomar Challenger: sondeo corteza oceánica (el proyecto “Mohole” se canceló antes de conseguir el objetivo de llegar al manto terrestre porque el dinero asignado se destinó a poner un americano en la Luna. Eran los años sesenta del siglo XX)

Sondeo en tierra firme

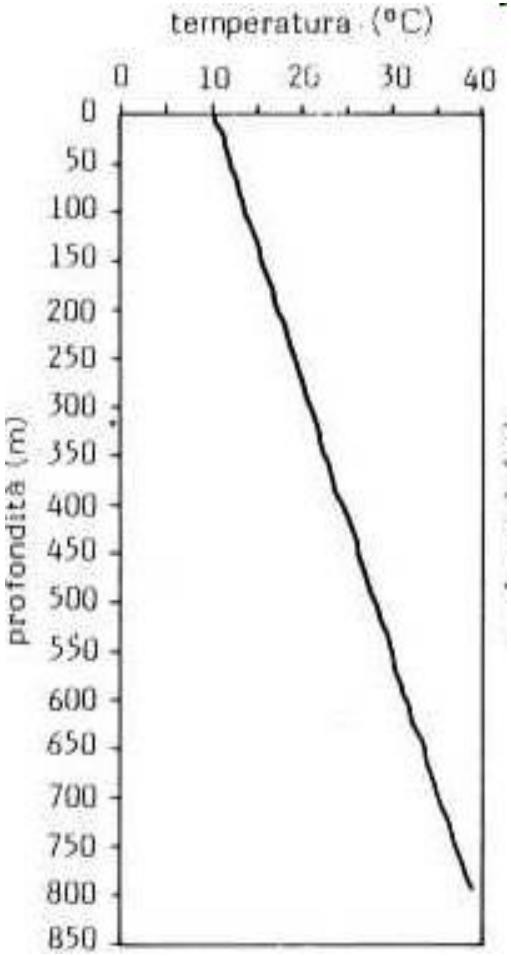
Sondeos

Los sondeos emplean brocas huecas que recogen el material conforme van profundizando en el terreno. Más tarde, el material recolectado puede extraerse y estudiarse

Método directo

ESTUDIO DELGRADIENTE GEOTÉRMICO

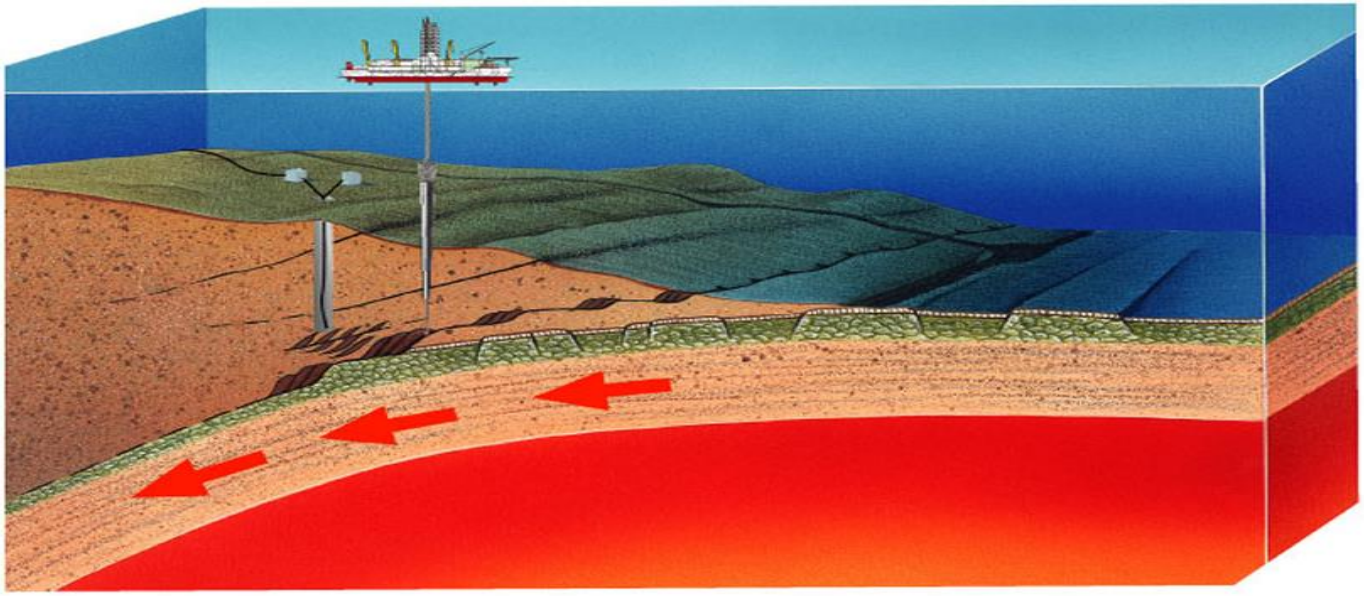
Con la profundidad aumenta la temperatura a razón de unos **3ºC cada 100 metros** por término medio. Hay zonas, no obstante con gradientes menores y mayores.



Método directo

Análisis de la lava y de las rocas magmáticas (tienen un origen profundo)

Conocer el Manto: proyecto japonés (comenzó en 2008)



(c)JAMSTEC/CDEX

El “Chikyu” ya ha empezado con los sondeos en el mar de Japón

Se planea hacer la perforación del primero de dos grandes agujeros, para localizar la zona de ”gran empuje” de la falla a **6500m debajo del suelo marino**.

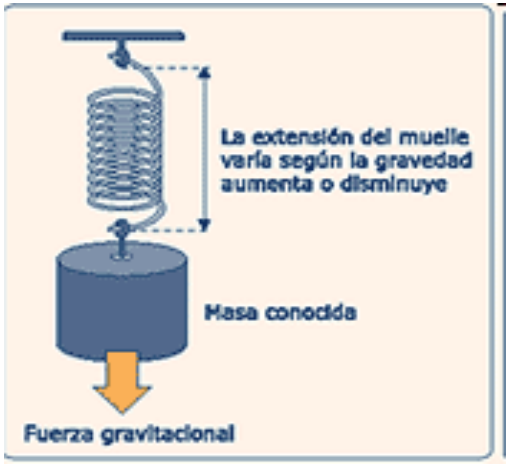
Dado que bajo el fondo marino la corteza es muy delgada, bastarán poco más de seis kilómetros para llegar al manto.

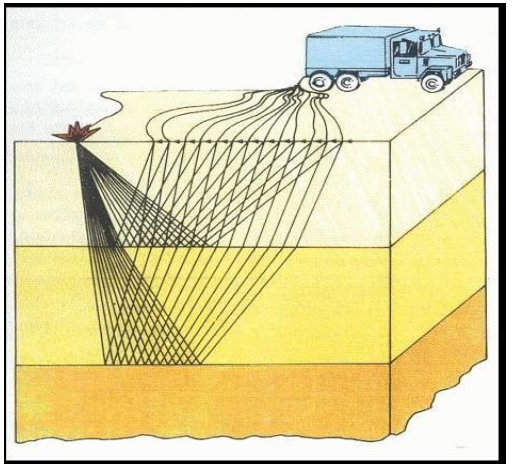
De ahí al núcleo

…

¡No queda nada!

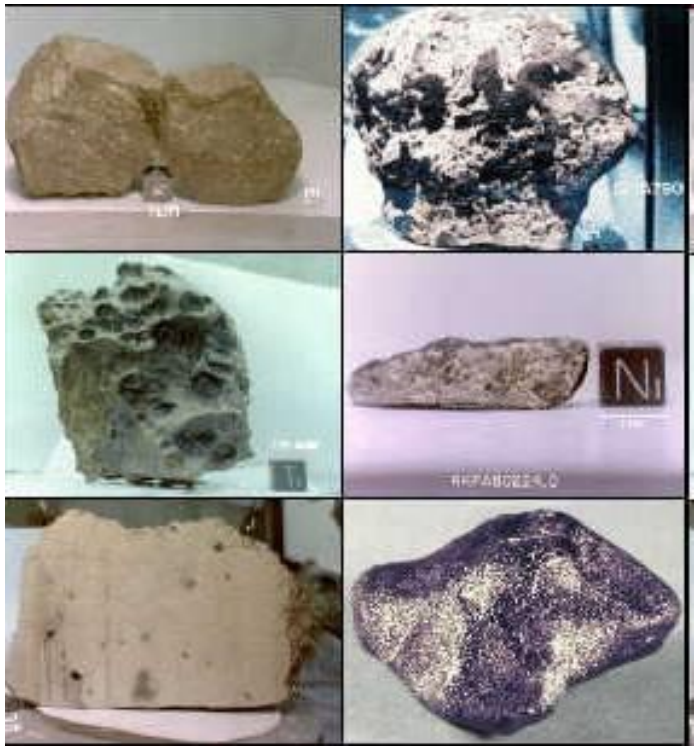
Métodos indirectos





Métodos de investigación indirecta: estudio de meteoritos; anomalías de la gravedad, anomalías magnéticas y método sísmico

Método indirecto: estudio de meteoritos

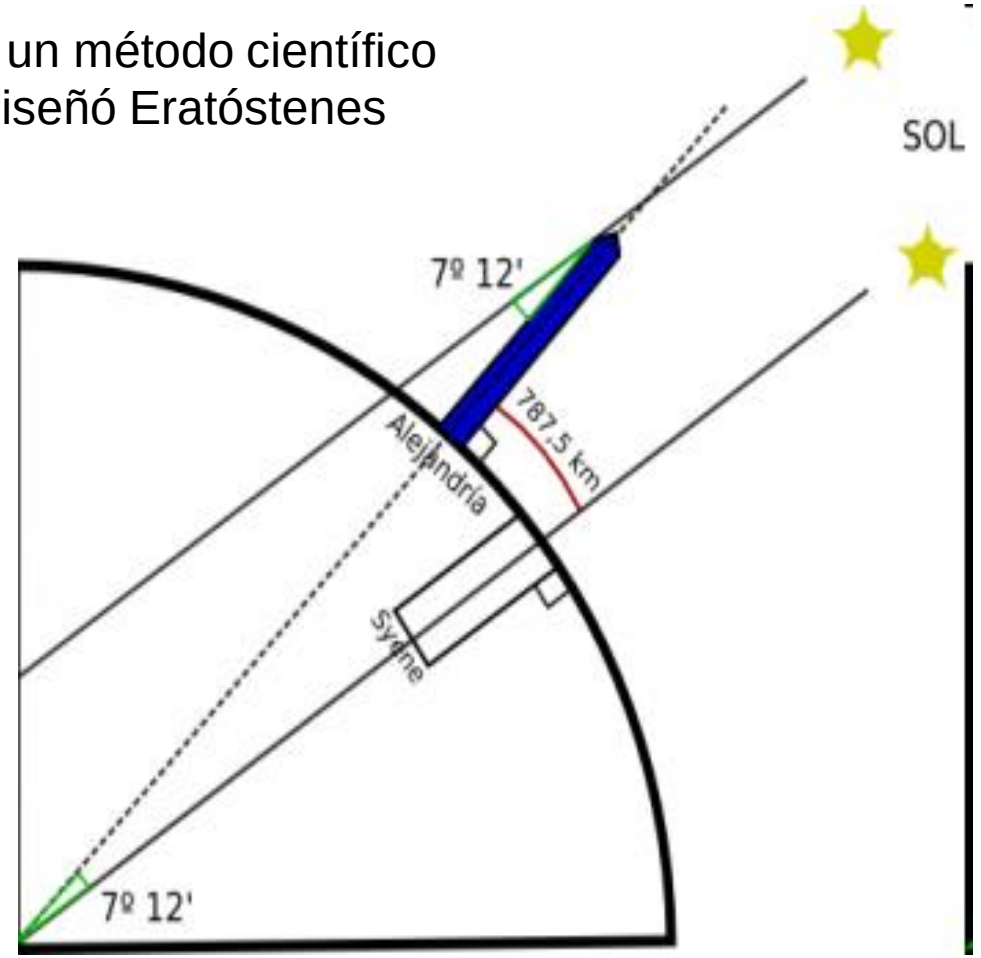


Si como sugieren muchos estudios, los meteoritos que caen a la Tierra proceden del cinturón de asteroides situado entre Marte y Júpiter y estos fragmentos procederían de un planeta que por algún motivo estalló, algunos pertenecerán a zonas profundas de dicho planeta, que quizás es similar al nuestro.

(Método indirecto de cálculo del tamaño de la Tierra)

Busca la explicación: pocas veces un método científico resulta tan elegante como el que diseñó Eratóstenes hace más de 2000 años.

Eratóstenes: siglo II a.c.



Cálculo de la masa de la Tierra

Una vez determinado el valor de G es fácil calcular la masa de la Tierra aplicando la fórmula de la gravitación universal.
La fuerza que ejerce la Tierra sobre una masa de 1 kilogramo que se encuentra sobre su superficie es de (F = 9,8 newtons). La distancia entre la masa de 1 kilogramo y el centro de masa de la Tierra es el radio terrestre (d = RT= 6,4 X 106 metros).
Por lo tanto, de F = G.(m1.m2 / d2); de donde la masa de la Tierra es m1 = MT, MT = 6 $X10^{24}$ kilogramos.

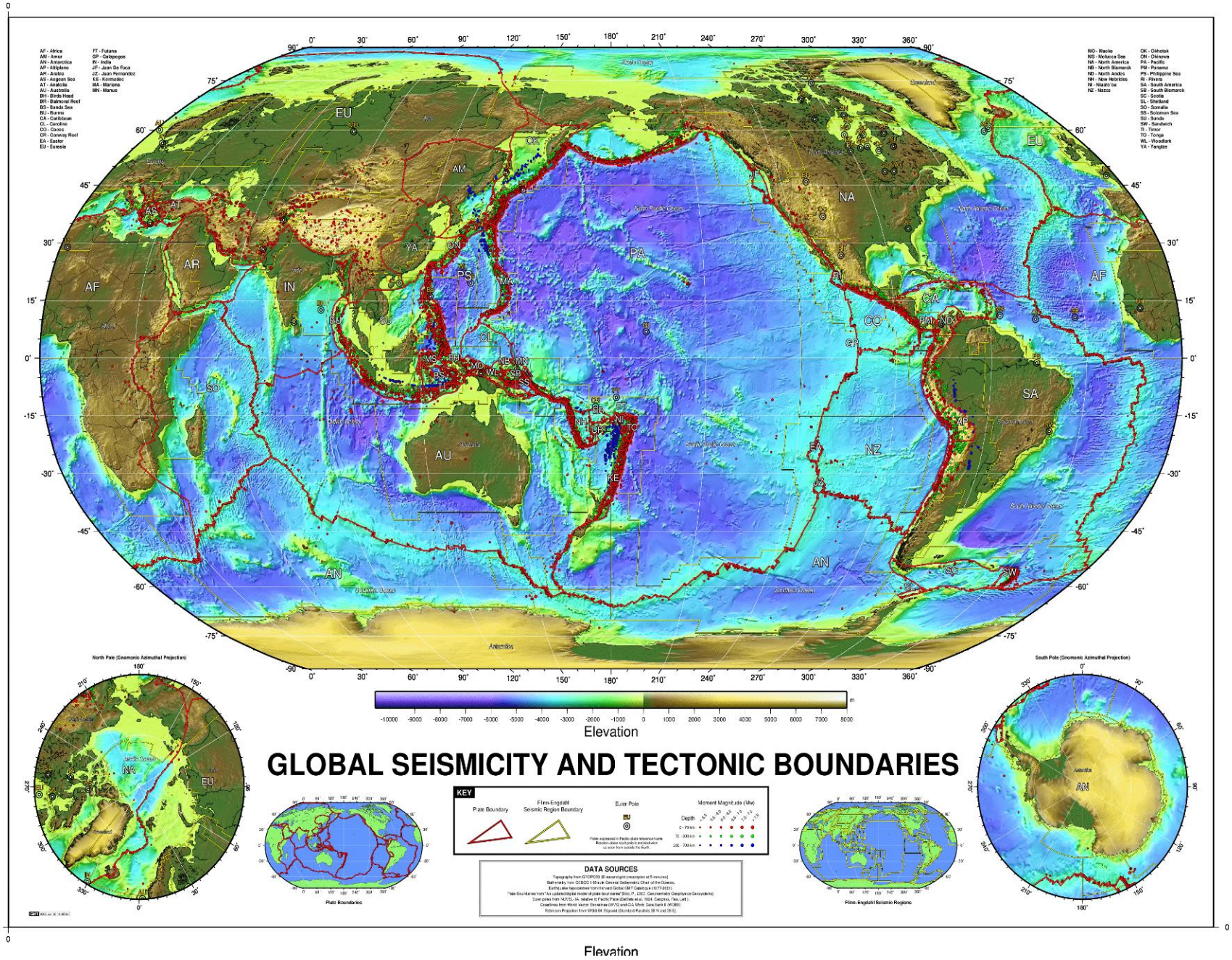
Densidad media de la Tierra

- Conociéndose el diámetro de la Tierra, se calcula fácilmente su volumen. Y como también se sabe su masa, la **densidad media** se halla de inmediato:

$$\mathbf{D = m/V = 5{,}51\ Kg/m^3}$$

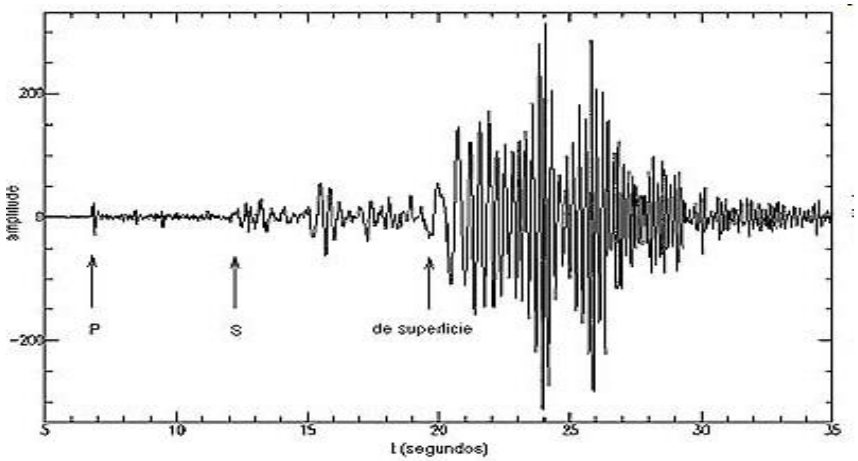
Pero este resultado no coincide con la densidad de las rocas que podemos encontrar en la superficie ni las que proceden de volcanes, que son mucho menores (**3,5 Kg/m$^{3)}$**. Luego esto quiere decir que la densidad de los materiales muy profundos deberá ser muy elevada para que así se cumpla la media (hasta **12 Kg/m$^{3)}$**.

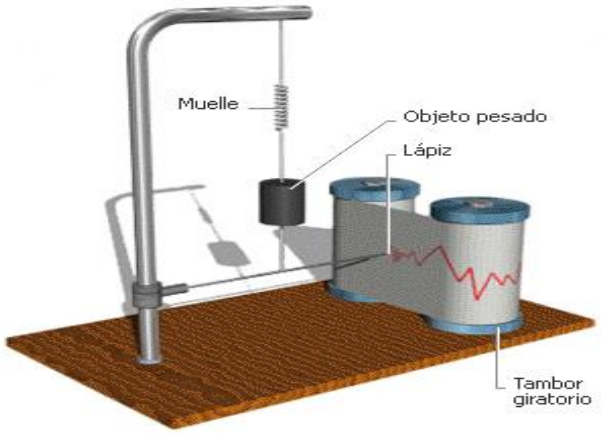
El método sísmico

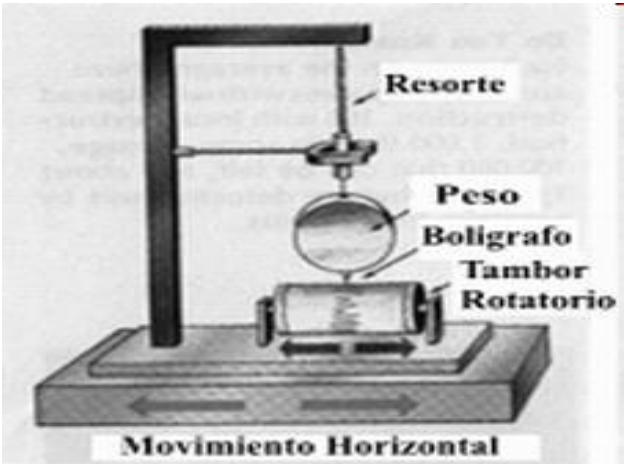


MAPA SÍSMICO MUNDIAL

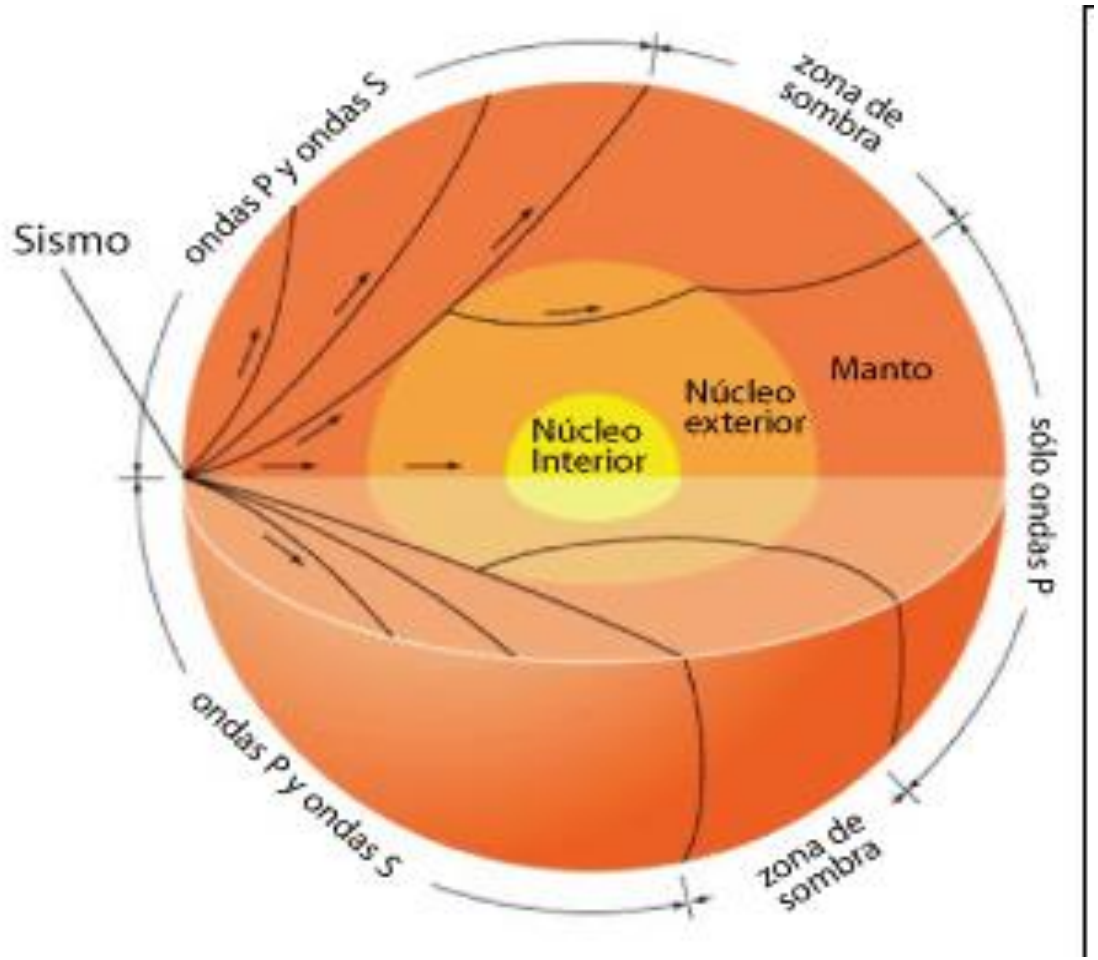
Sismógrafos y sismograma



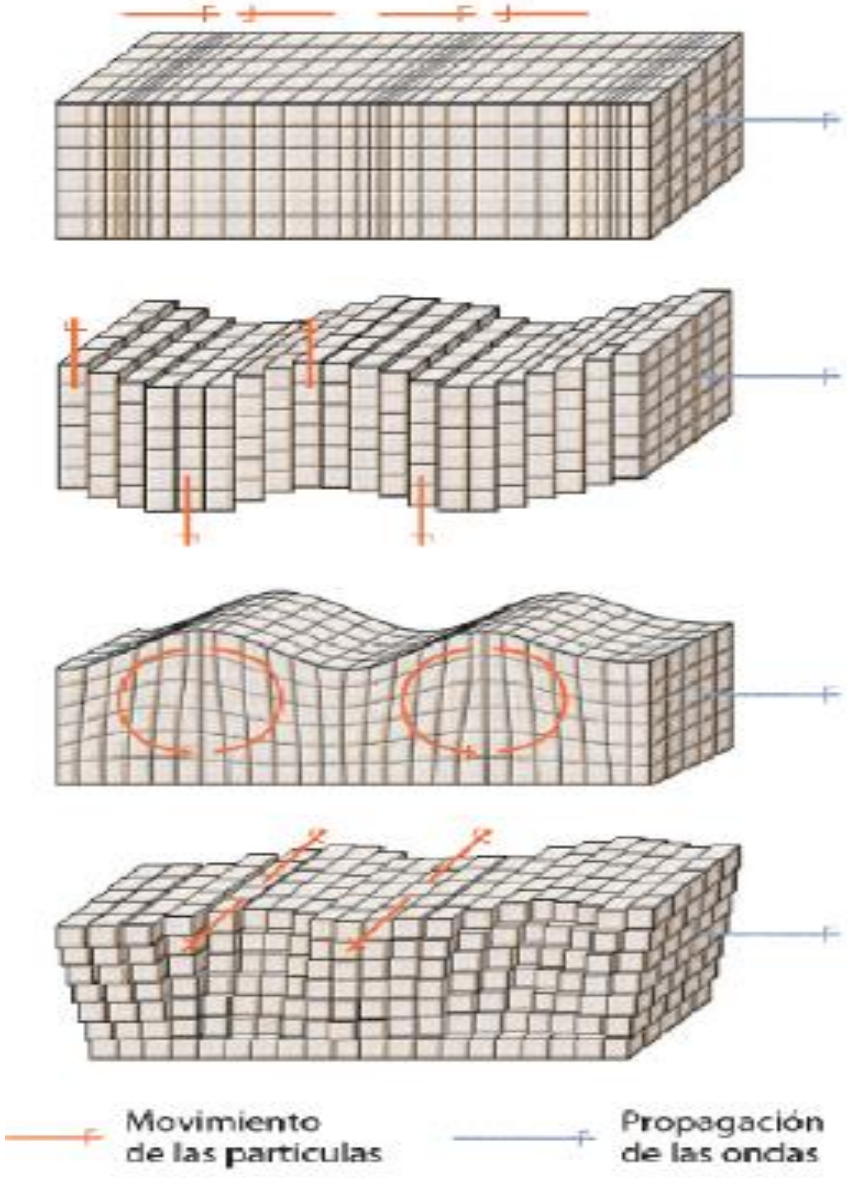




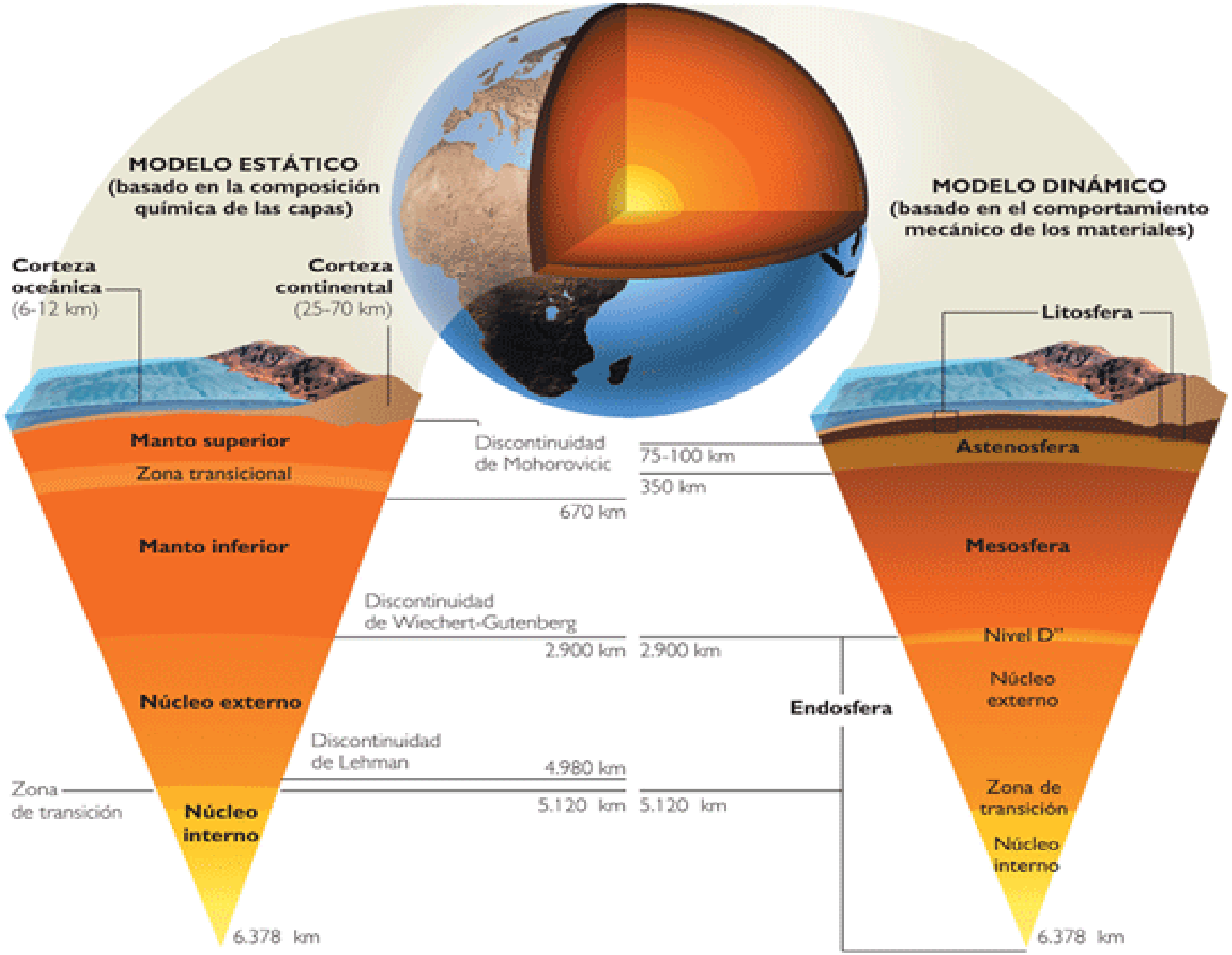
Propagación ondas sísmicas en el interior terrestre

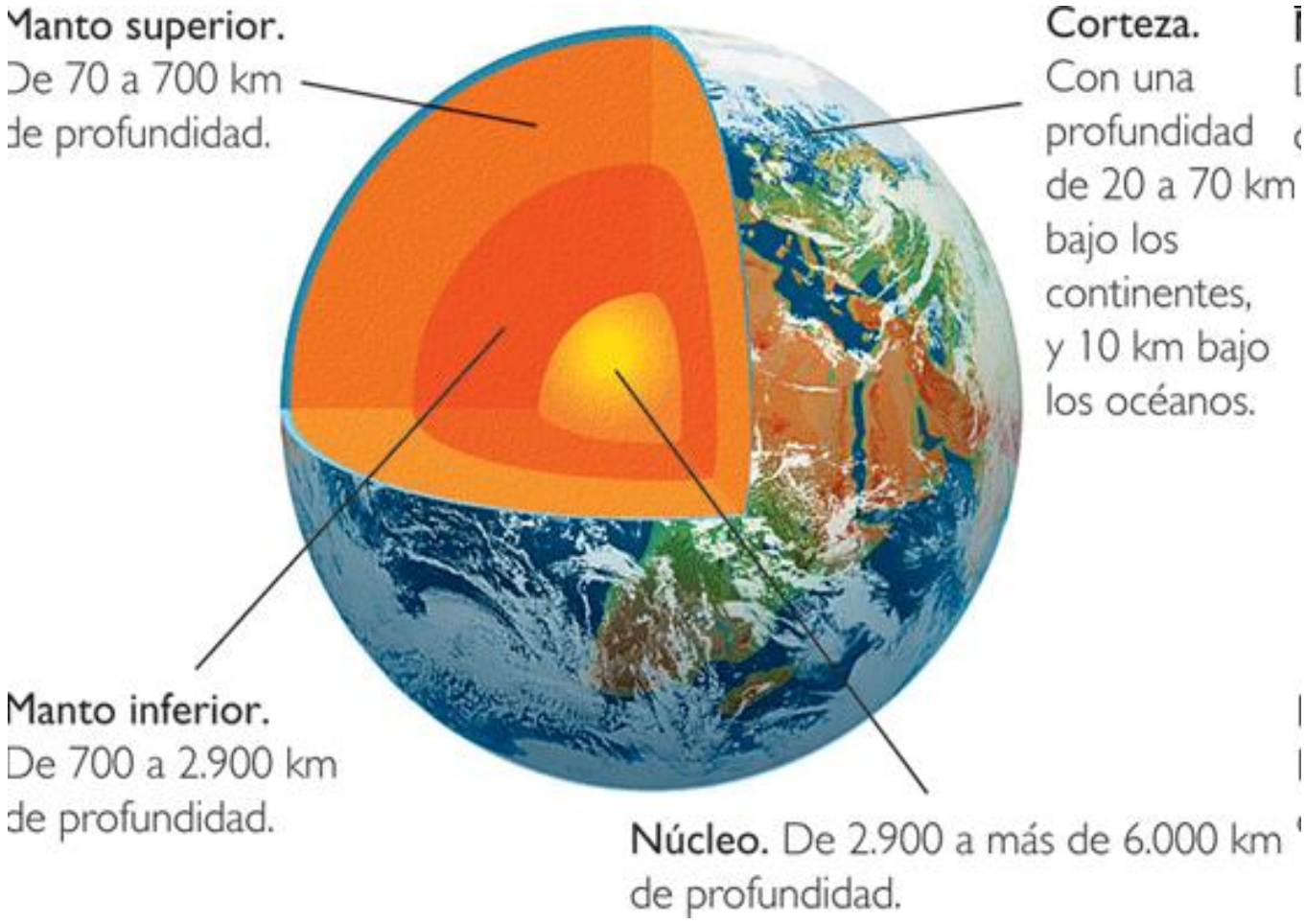


Modos de vibración de las partículas de terreno tras sufrir una perturbación. Cada partícula **oscila** alrededor de su punto de equilibrio. Al hacerlo empuja a las que tiene al lado que a su vez comienzan a oscilar y mueven a las próximas… A lo largo del espacio (y del tiempo) se transmite energía (ninguna partícula se aleja de su posición de equilibrio, pero la perturbación puede alcanzar miles de kilómetros



De arriba abajo: ondas P, S, Raleigh y Love


MODELO ESTÁTICO
(basado en la composición química de las capas)
MODELO DINÁMICO
(basado en el comportamiento mecánico de los materiales)
Corteza oceánica
(6-12 km)
Corteza continental
(25-70 km)
Litosfera
Manto superior
Zona transicional
Discontinuidad de Mohorovicic
75-100 km
350 km
Astenosfera
670 km
Manto inferior
Mesosfera
Discontinuidad de Wiechert-Gutenberg
2.900 km
2.900 km
Nivel D''
Núcleo externo
Endosfera
Núcleo externo
Discontinuidad de Lehman
4.980 km
Zona de transición
5.120 km
5.120 km
Zona de transición
Núcleo interno
Núcleo interno
6.378 km
6.378 km


Manto superior.
De 70 a 700 km de profundidad.
Corteza.
Con una profundidad de 20 a 70 km bajo los continentes, y 10 km bajo los océanos.
Manto inferior.
De 700 a 2.900 km de profundidad.
Núcleo. De 2.900 a más de 6.000 km de profundidad.