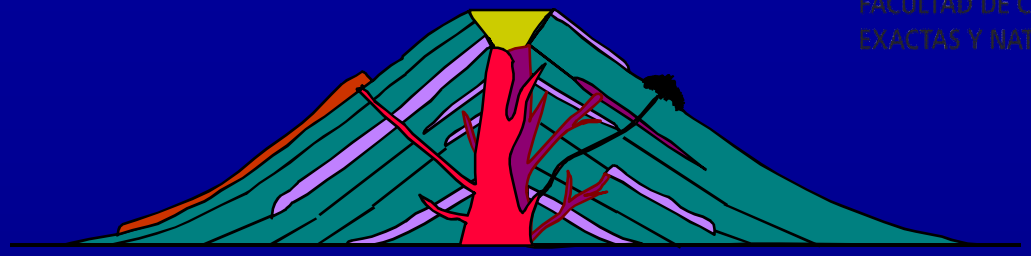
UNCUYO
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE CUYO

FCEN
FACULTAD DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES



Petrología Ígnea y Metamórfica

Prof. Licenciado Javier Gomez Figueroa

UNIDAD I: Generalidades de Petrología y Petrografía

1- Concepto de petrología. Estructura interna y composición química de la tierra. Nociones sobre geoquímica de rocas ígneas: elementos mayores, minoritarios, traza e isótopos como indicadores petrogenéticos. Características y distribución de las rocas ígneas en diferentes ambientes geotectónicos.

2- Minerales más comunes de las rocas ígneas, minerales primarios, secundarios, esenciales, accesorios y accidentales. Definición y descripción de las estructuras y texturas más comunes de las rocas volcánicas y plutónicas.

El Interior de la Tierra

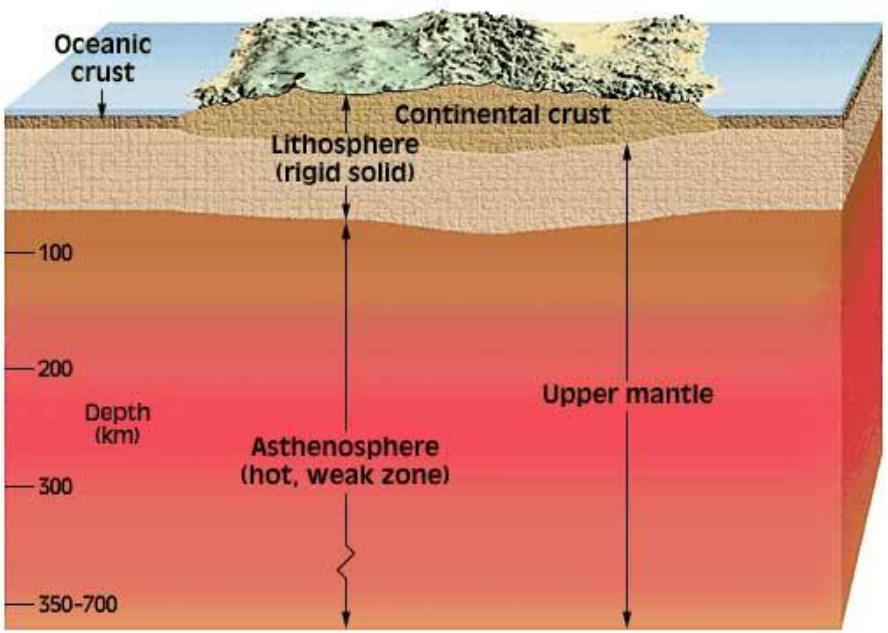
Corteza:

Corteza Oceánica

Espesor: 10 km

Uniformidad estratigráfica relativa

- sedimentos
- pillow basalt
- Suite de diques máficos
- Estratos de gabros masivos
- Rocas ultramáficas (manto)



Corteza Continental

Espesor: 20-90 km promedio ~35 km

Alta variación composicional

- Promedio ~ granodiorita

El Interior de la tierra

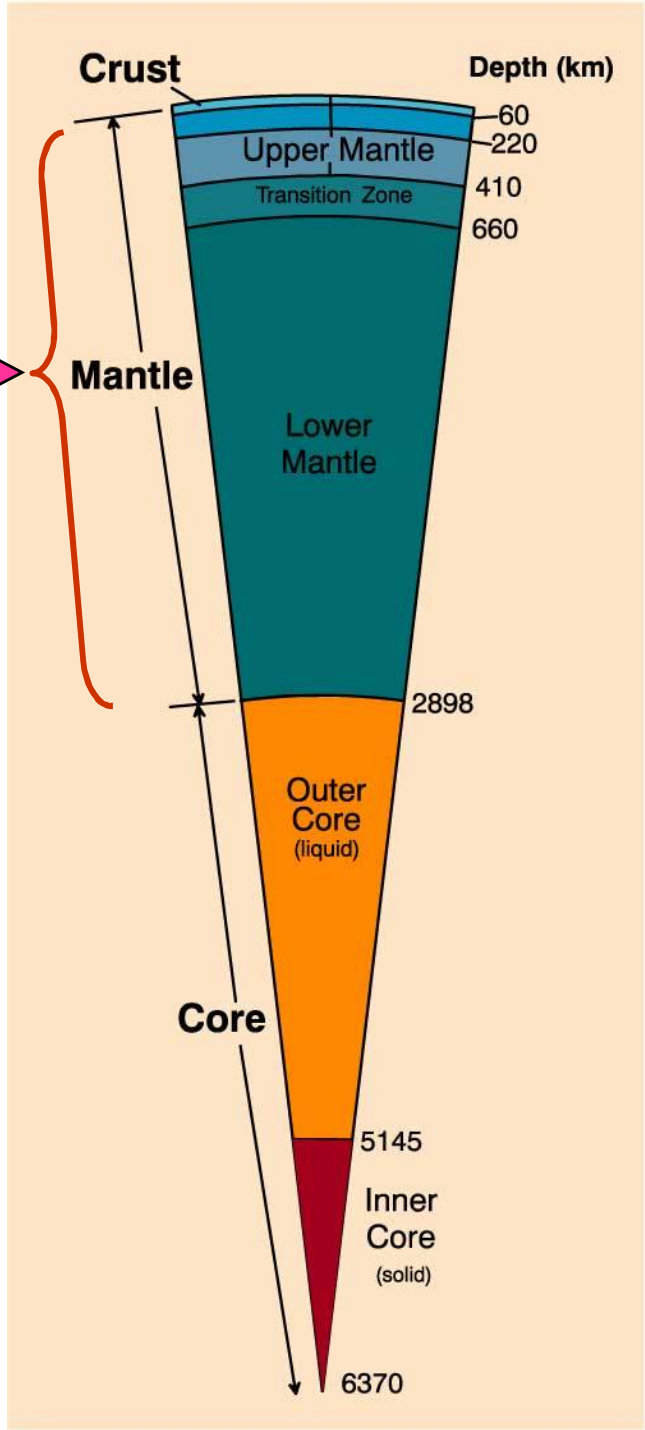
Manto:

Peridotita (ultramáfica)

Manto superior Hasta los 410 km (olivino → spinelo) Capas de baja velocidad 60-220 km

Zona de Transición velocidad de onda aumenta rapidamente. Hasta los 660 km spinelo → perovskita-tipe $Si^{IV} \rightarrow Si^{VI}$

El manto inferior tiene un aumento de velocidad más gradual



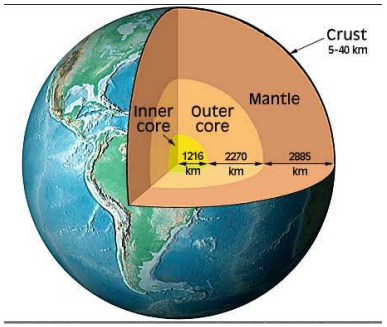


Figure 1.2 Major subdivisions of the Earth. Winter (2001) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

El Interior de la Tierra

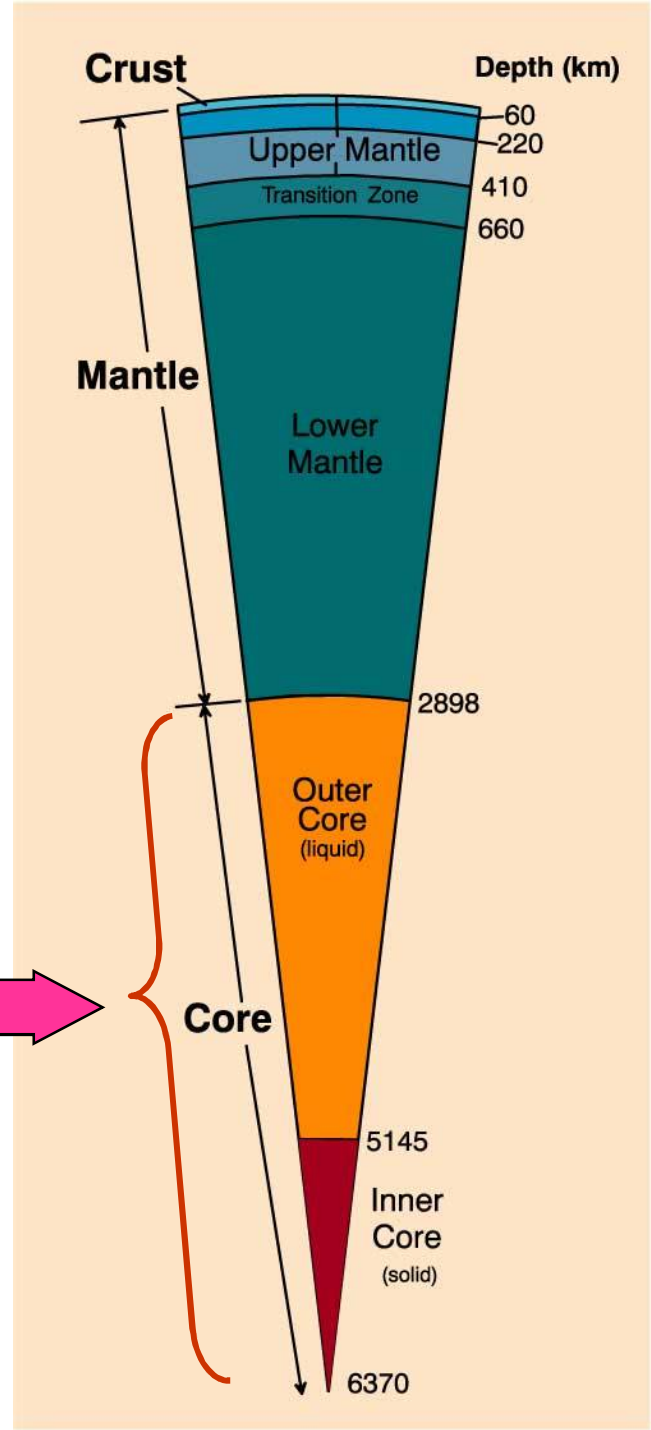
Núcleo:

Aleación de Fe-Ni metálico

Núcleo exterior es líquido

- No S-ondas

Núcleo interno es solido



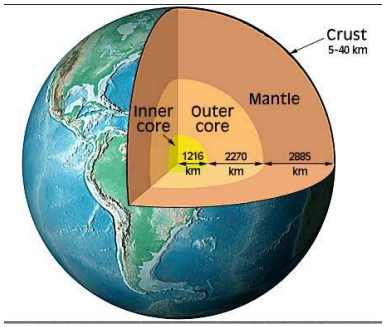


Figure 1.2 Major subdivisions of the Earth. Winter (2001) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

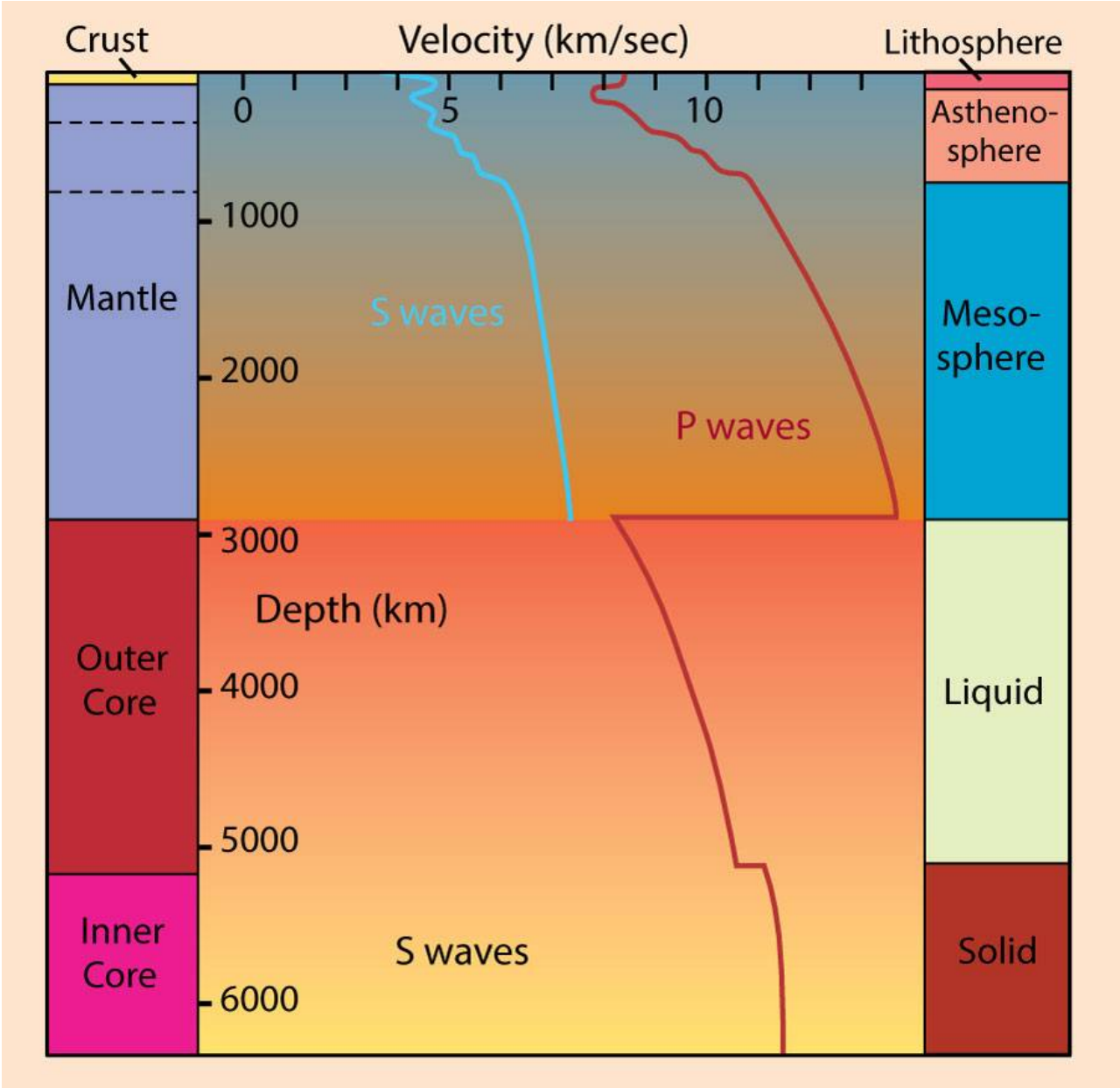


Figura 1.3 Variación en las velocidades de onda P y S con la profundidad. Las subdivisiones compositivas de la Tierra están a la izquierda, las subdivisiones reológicas a la derecha. Después de Kearey y Vine (1990), Global Tectonics. © Blackwell Scientific. Oxford.

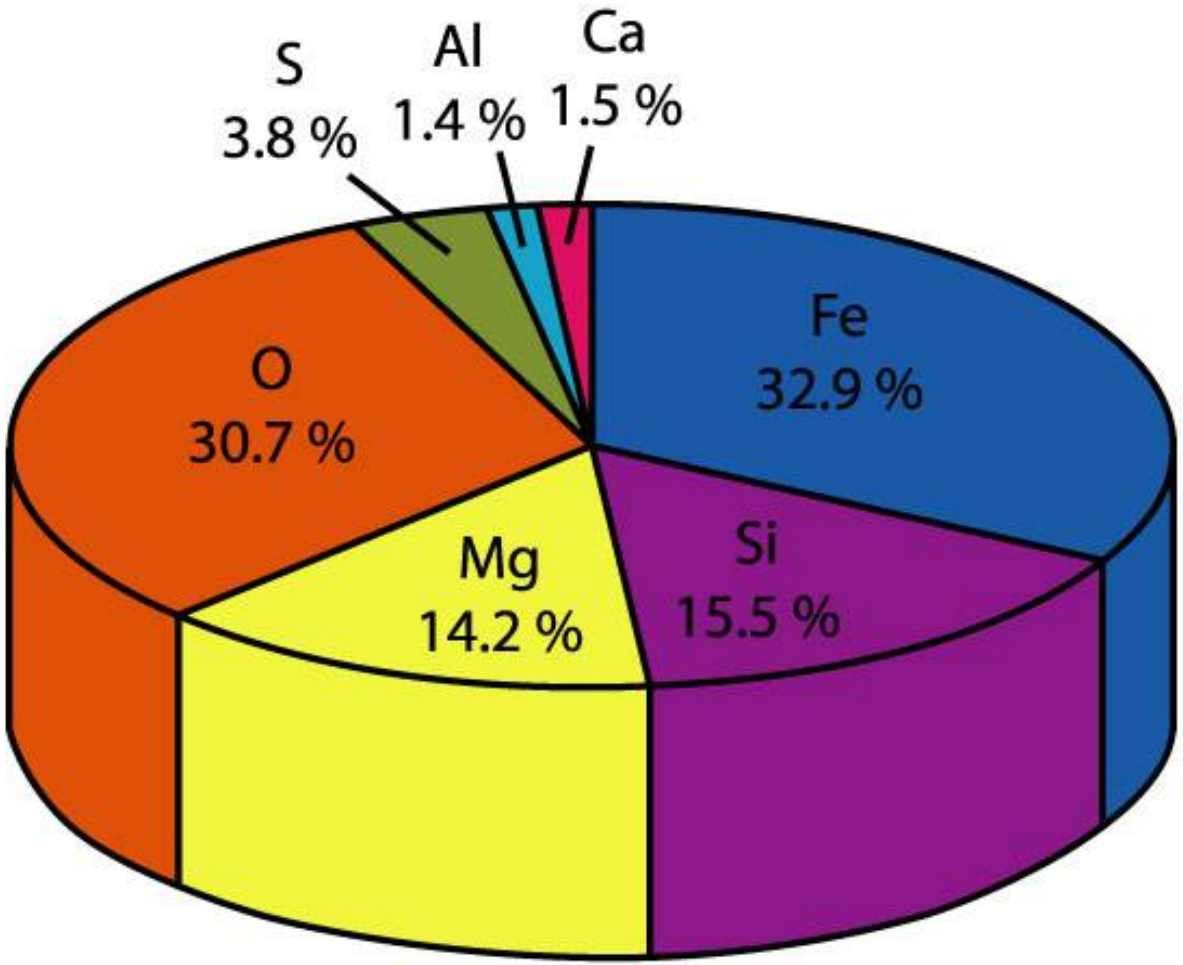


Figura 1.5 Abundancia atómica relativa de los siete elementos más comunes que constituyen el 97% de la masa de la Tierra. Una introducción a la petrología ígnea y metamórfica, por John Winter, Prentice Hall.

El gradiente de Presión

- P aumenta considerablemente = ρgh
- Cercano al contacto con el núcleo
  - ~ 90 MPa/km
- Núcleo: ρ se incrementa más rapidamente desde el núcleo externo al interno

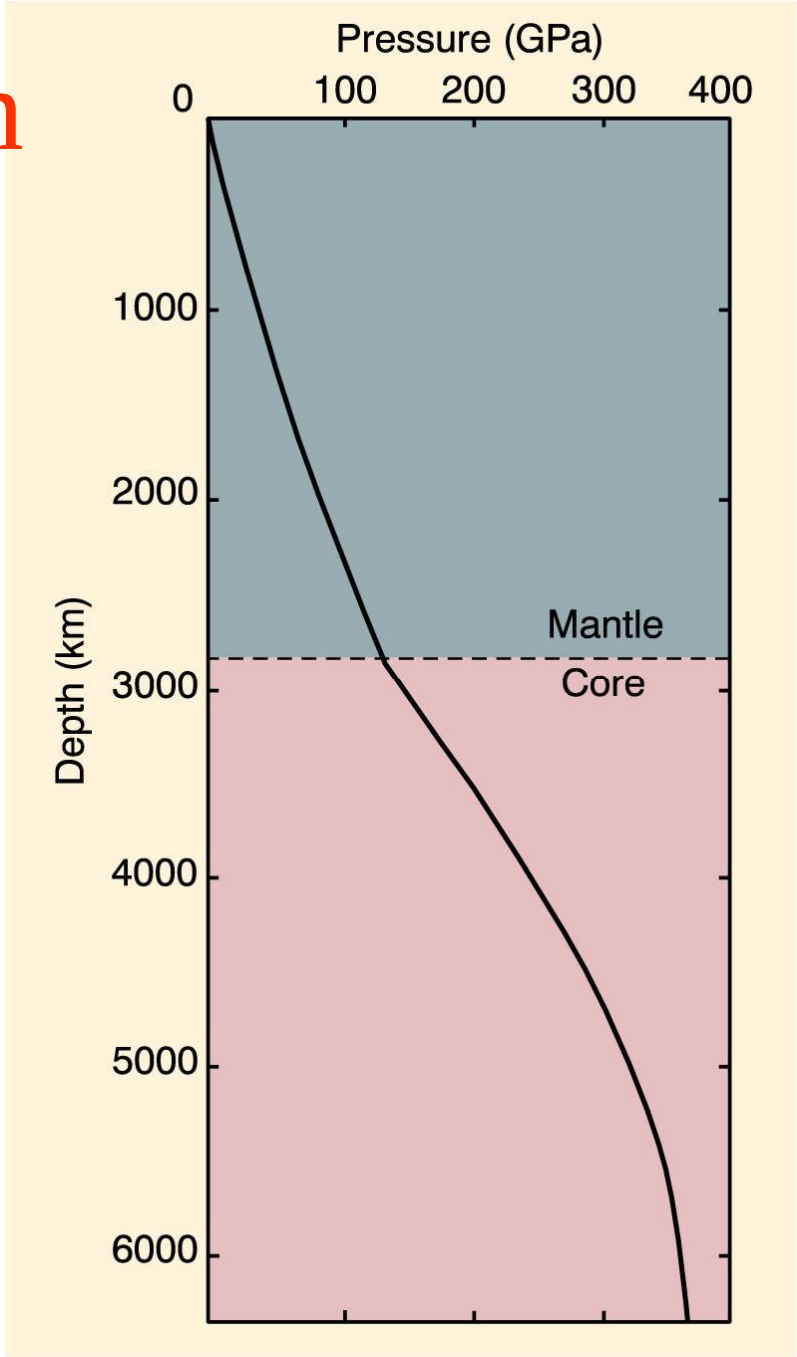


Figura 1.8 Variación de la presión con la profundidad. De Dziewonski y Anderson (1981). Fis. Planeta Tierra. Int., 25, 297-356. © Elsevier Science.

Fuentes de calor en la tierra

1. Calor de la temprana acreción y diferenciación de la tierra.
   - todavía llegando lentamente a la superficie

Fuentes de calor en la tierra

1. Calor de la temprana acreción y diferenciación de la tierra.
   - todavía llegando lentamente a la superficie
2. Calor liberado por la descomposición radiactiva de nucleidos inestables.

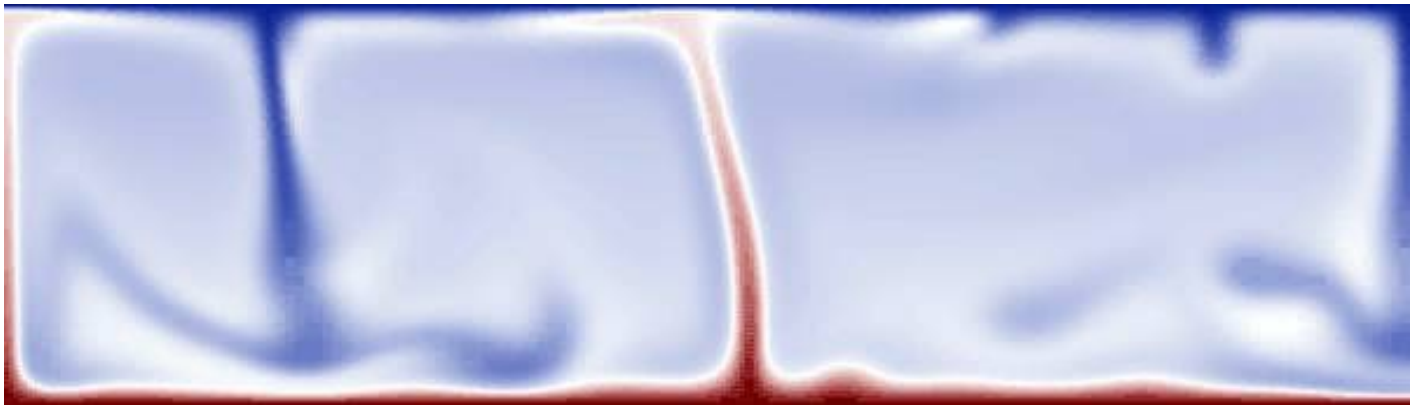
Transferencia de Calor

1. Radiación
   - Requiere un medio transparente
   - Las rocas no están (excepto quizás a gran profundidad)

2. Conducción
   - Las rocas son pobres conductoras del calor
   - Proceso muy lento

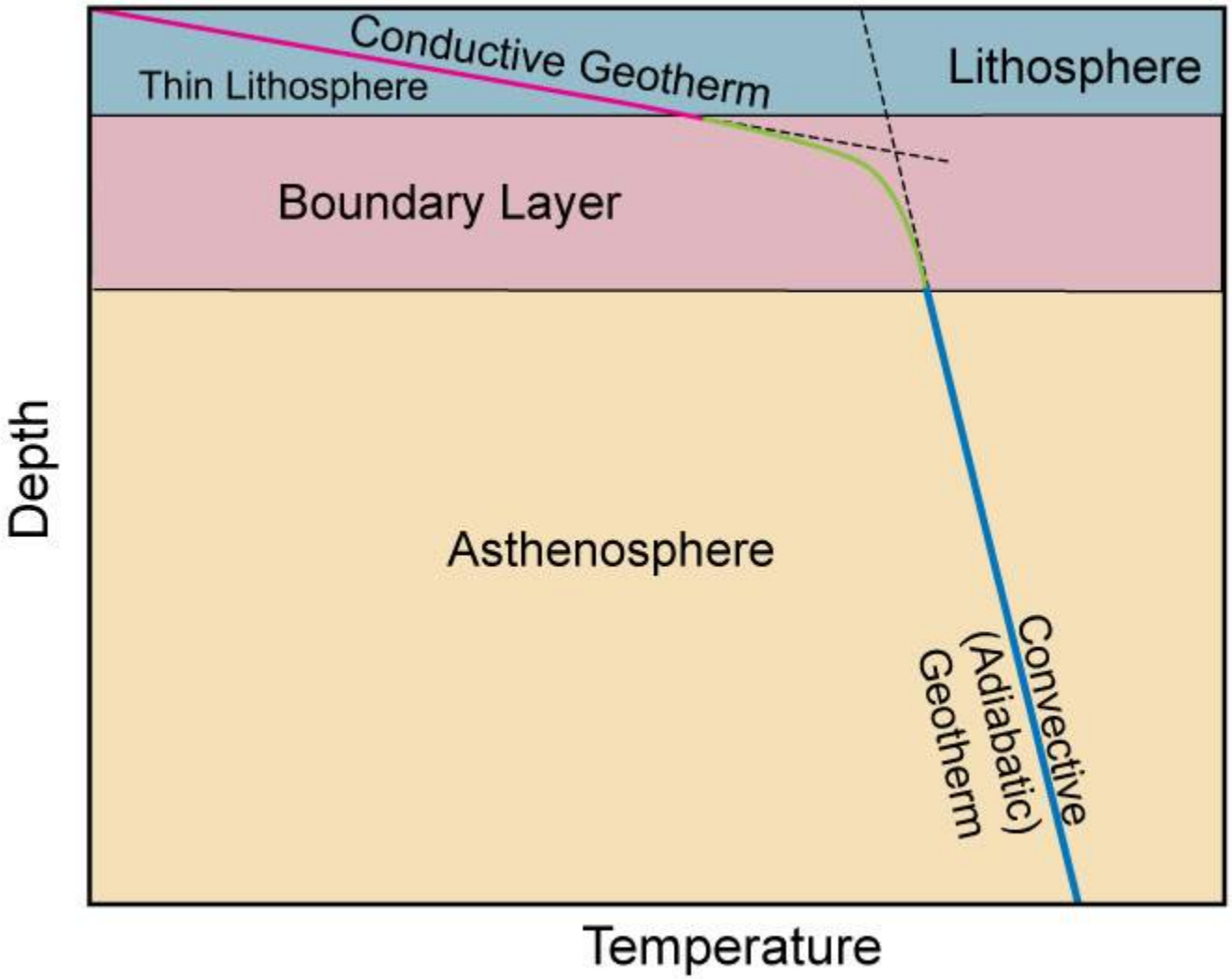
Transferencia de Calor

1. Radiación
2. Conducción
3. Convección



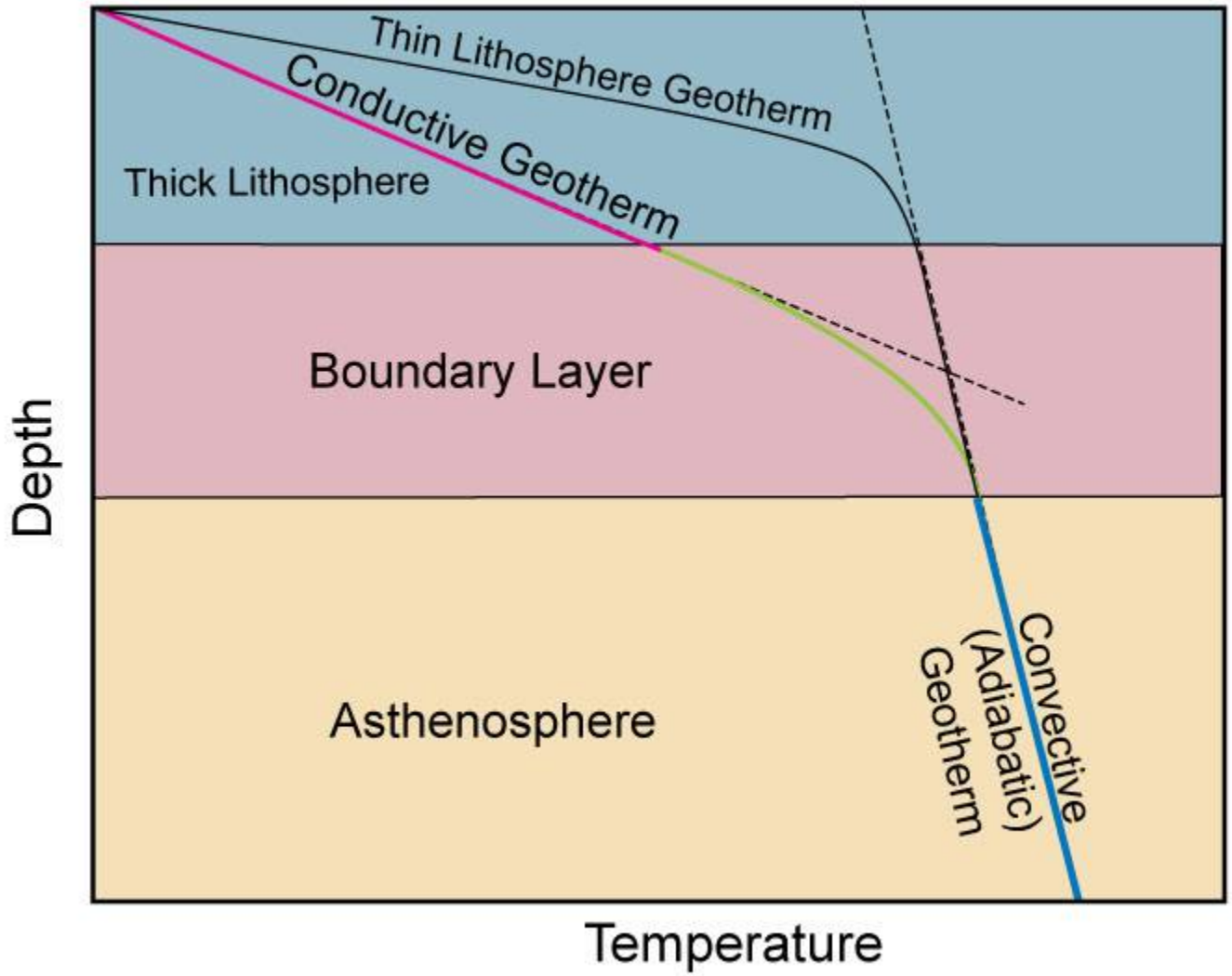
El Gradiente Geotérmico

Figura 1.9 Sección transversal esquemática a través de los 200-300 km superiores de la Tierra que muestran gradientes geotérmicos que reflejan una convección de calor adiabática (contenido de calor constante) más eficiente en la astenosfera móvil (gradiente más pronunciado en azul) y una transferencia de calor conductora menos eficiente a través del más Litosfera rígida (gradiente menos profundo en rojo). La capa límite es una zona a través de la cual se produce la transición en la reología y el mecanismo de transferencia de calor (en verde). El grosor de la capa límite se exagera aquí para mayor claridad: probablemente sea menos de la mitad del grosor de la litosfera.



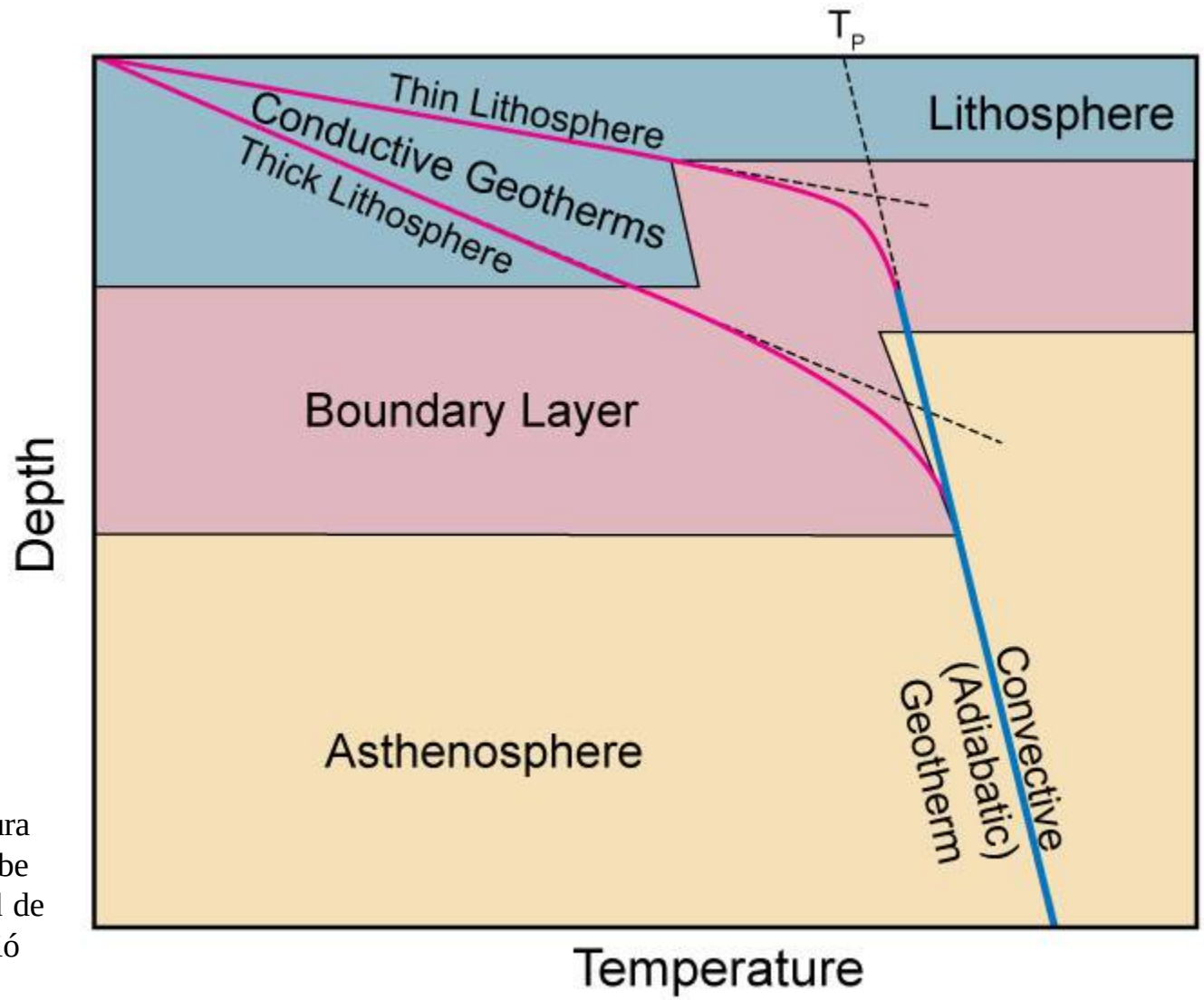
El Gradiente Geotérmico

Figura 1.9 Un ejemplo similar para la litosfera gruesa (continental).



El Gradiente Geotérmico

Figura 1.9 Observe que una litosfera más delgada permite la transferencia de calor por convección a profundidades más bajas, lo que resulta en un gradiente geotérmico más alto a través de la capa límite y la litosfera.



TP es la temperatura potencial. Permite la comparación de temperaturas (estimadas) en profundidad de una localidad a otra. Debido a que la temperatura varía con la profundidad, se debe seleccionar alguna profundidad de referencia. En este caso se eligió la superficie. Uno simplemente extrapola adiabáticamente de la T y la P en cuestión a la superficie.

El Gradiente Geotérmico

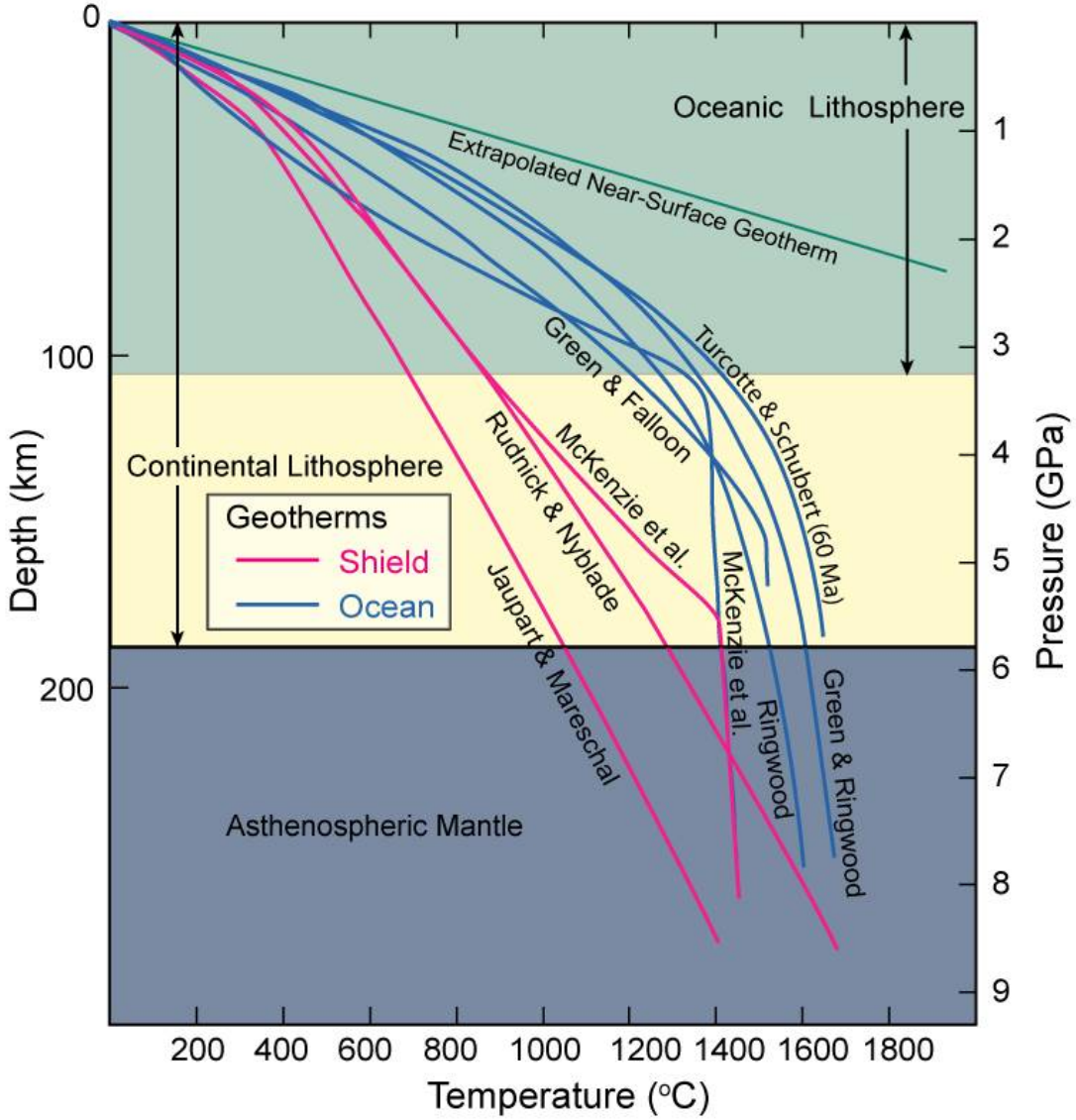


Figura 1.11 Estimaciones de geotermas oceánicas (curvas azules) y escudo continental (curvas rojas) a una profundidad de 300 km. El grosor de la litosfera oceánica madura (> 100Ma) está rayado y el de la litosfera del escudo continental es amarillo. Datos de Green and Falloon ((1998), Green & Ringwood (1963), Jaupart y Mareschal (1999), McKenzie y otros (2005 y comunicación personal), Ringwood (1966), Rudnick y Nyblade (1999), Turcotte y Schubert. (2002).

El Gradiente Geotérmico

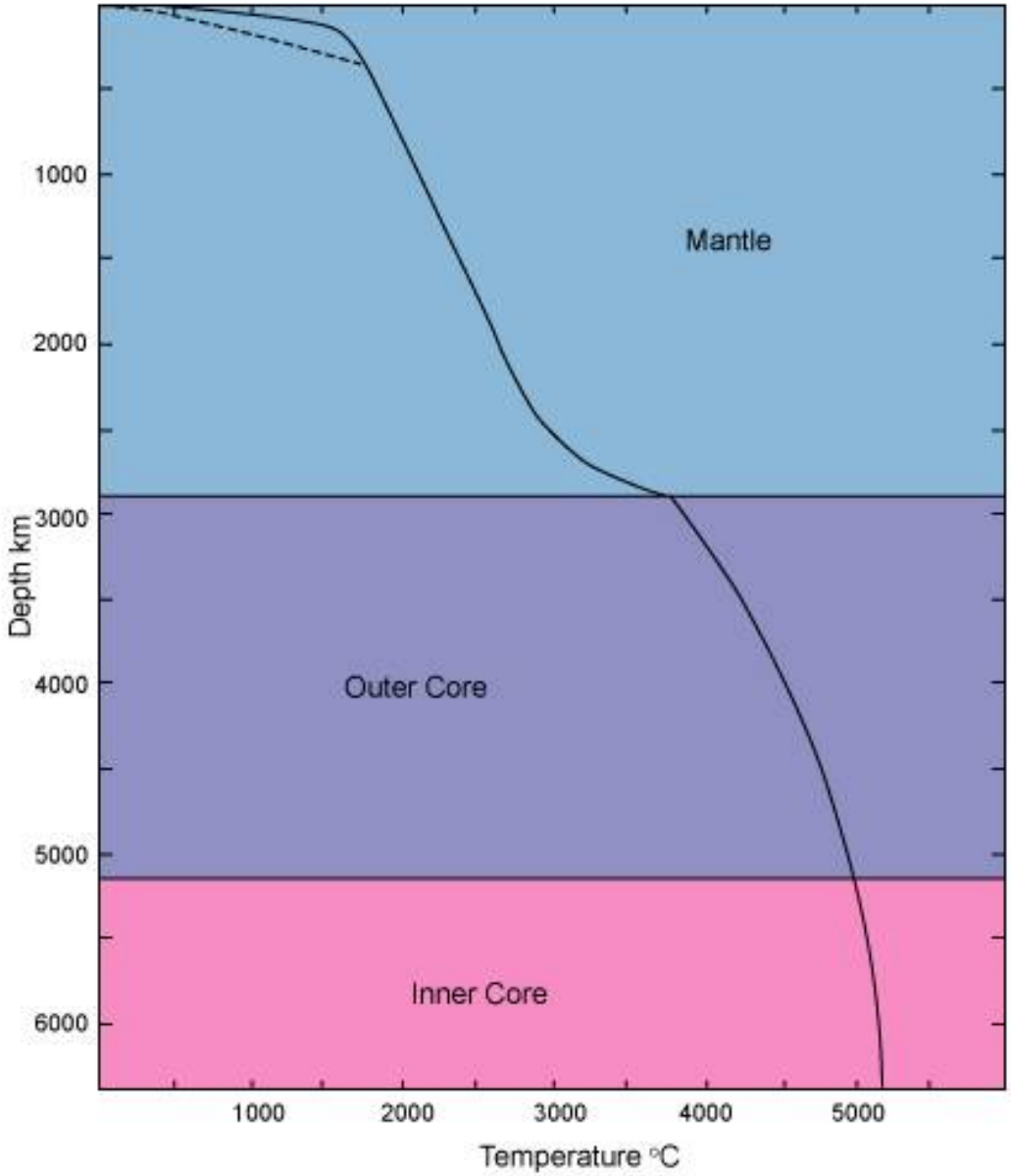


Figura 1.12 Estimación del gradiente geotérmico al centro de la Tierra (después de Stacey, 1992). La parte sólida poco profunda está muy cerca de la geotermia oceánica Green & Ringwood (1963) en la figura 1-11 y la geoterma discontinua es la geoterma continental Jaupart & Mareschal (1999).

El Gradiente Geotérmico

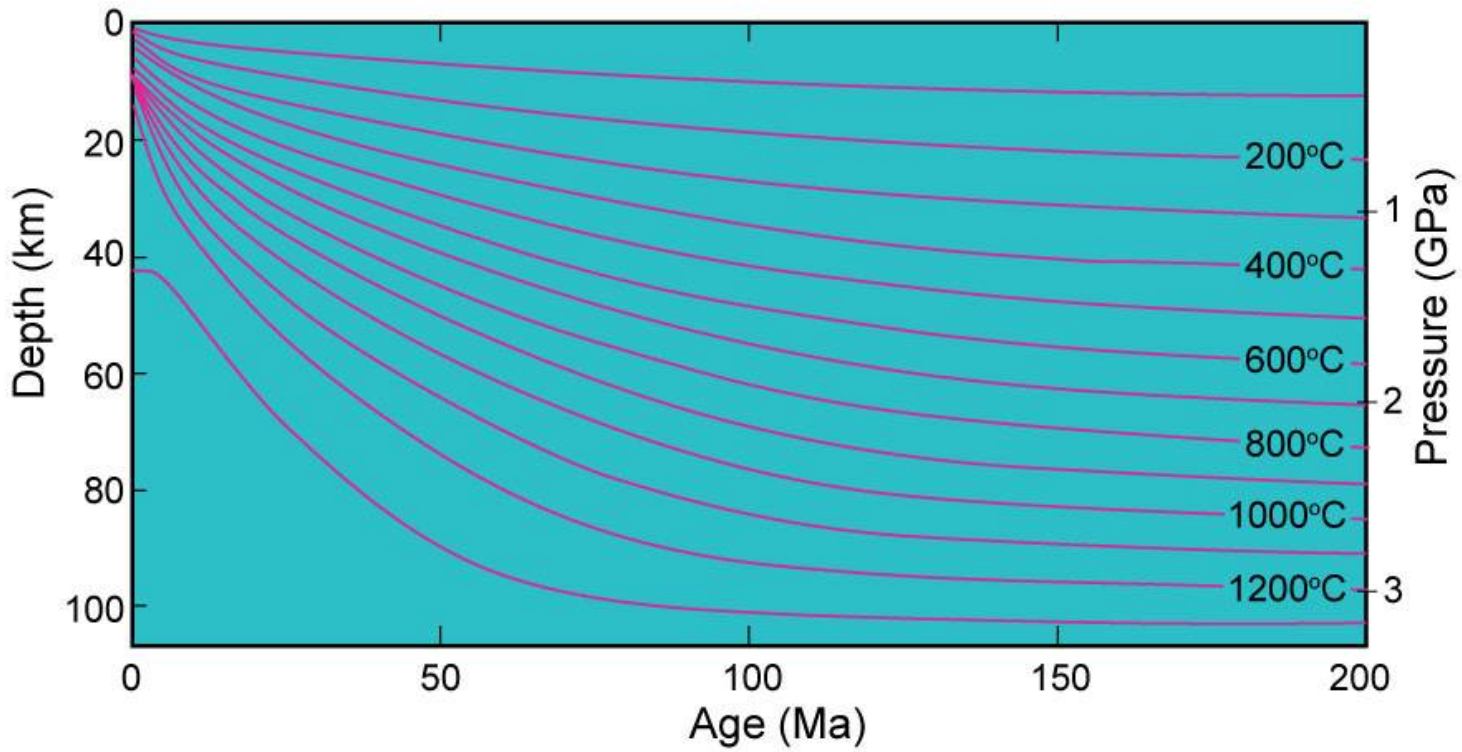


Figura 1.10 Los contornos de temperatura calculados para una placa oceánica generada en una cordillera en medio del océano (edad 0) y el engrosamiento a medida que se enfría. La isoterma 1300oC es una aproximación razonable para la base de la litosfera oceánica. La placa se espesa rápidamente de cero a 50 Ma y es esencialmente constante más allá de 100 Ma. De McKenzie et al. (2005).

El Gradiente Geotérmico

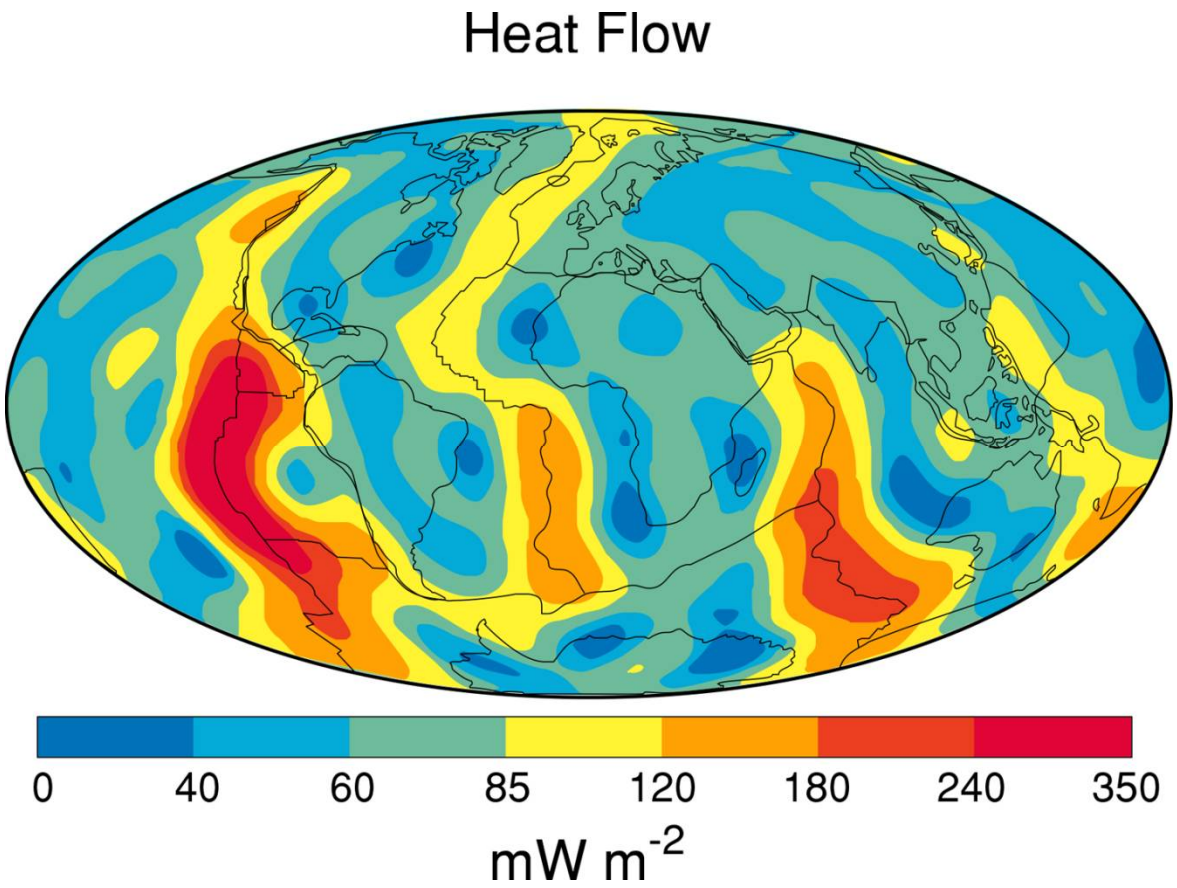
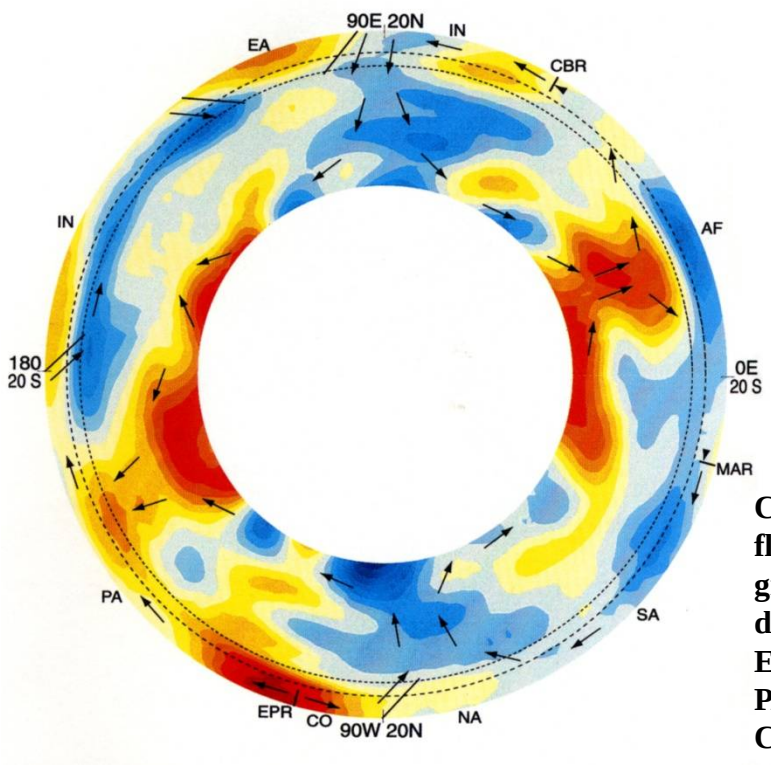
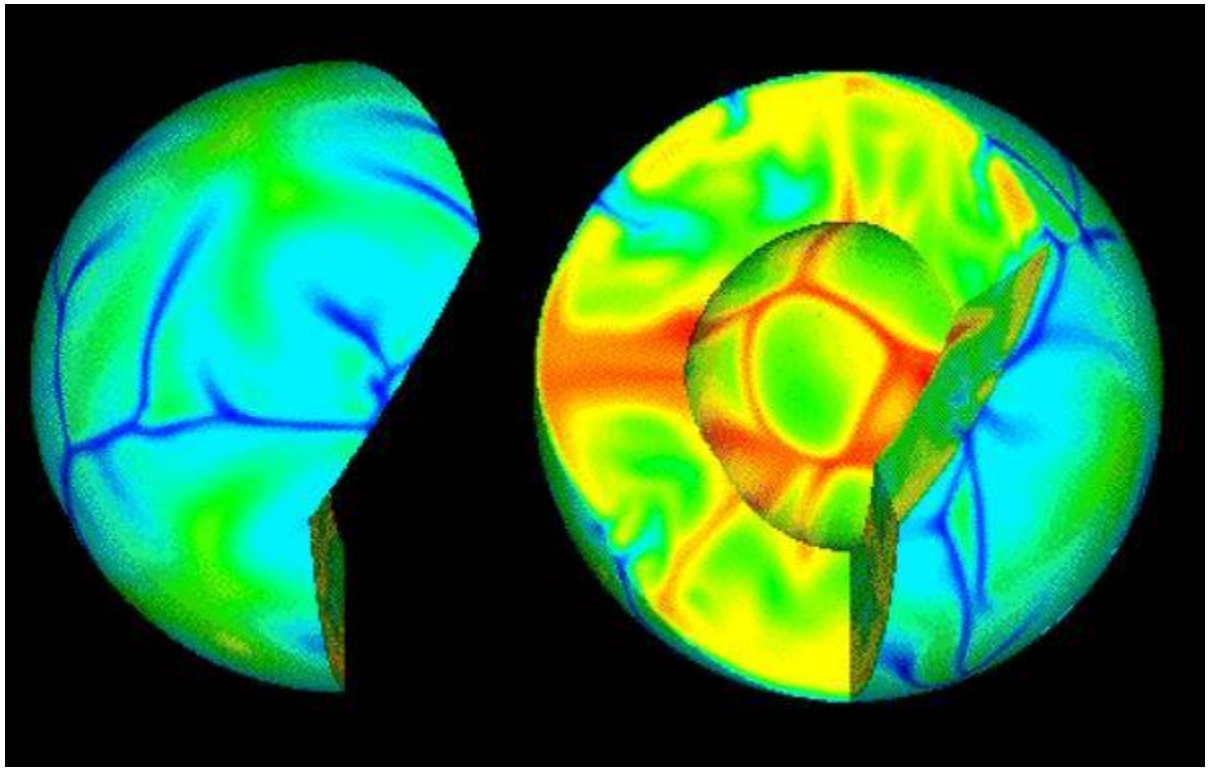


Fig 1.13. **Patrón de variaciones del flujo de calor global compilado a partir de observaciones en más de 20,000 sitios y modelado en una expansión armónica esférica al grado 12. De Pollack, Hurter y Johnson. (1993) Rev. Geophys. 31, 267-280.**



Corte transversal del manto basado en un modelo de tomografía sísmica. Las flechas representan movimientos de placa y zonas de subdivisión y flujo de manto a gran escala representadas por segmentos de línea de inmersión. EPR = - Aumento del Pacífico oriental, MAR = Mid-Atlantic Ridge, CBR = Carlsberg Ridge. Placas: EA = Euroasiática, IN = India,
PA = Pacífico, NA = América del Norte, SA = América del Sur, AF = África, CO = Cocos. De Li y Romanowicz (1996). J. Geophys. Investigación, 101, 22,245-72.

El Gradiente Geotérmico

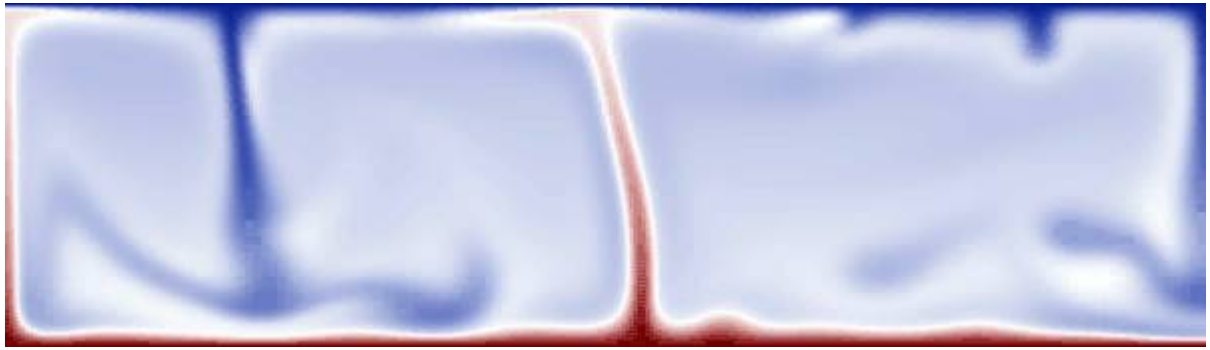


Estructura térmica en un modelo de convección de manto esférico 3D (el rojo es cálido, el azul es frío). J. H. Davies y H.-Peter Bunge
http://www.ocean.cf.ac.uk/people/huw/AGU99/mantlecirc.html

Placas tectónicas

Mecanismos de enfriamiento para un planeta caliente.

Si la viscosidad es lo suficientemente baja, las columnas (en azul) descenderán de la capa superior enfriada: una forma de convección.



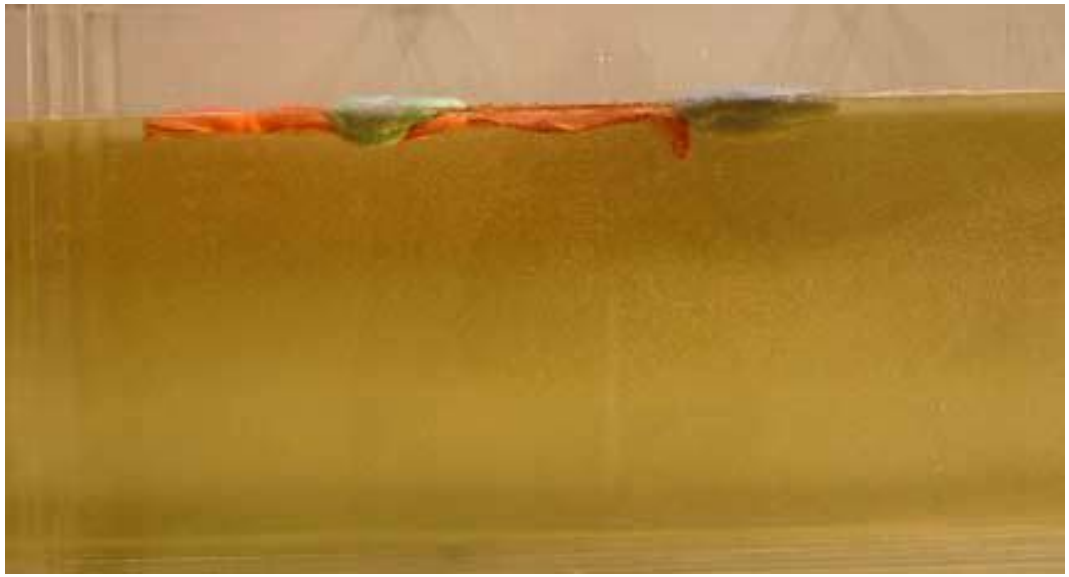
Pero el manto superior es demasiado viscoso para esto.

Figura 12-18. Plumas frías que descienden de una capa límite superior enfriada en un tanque de aceite de silicona. Foto cortesía de Claude Jaupart.

Placas tectónicas

Mecanismos de enfriamiento para un planeta caliente.

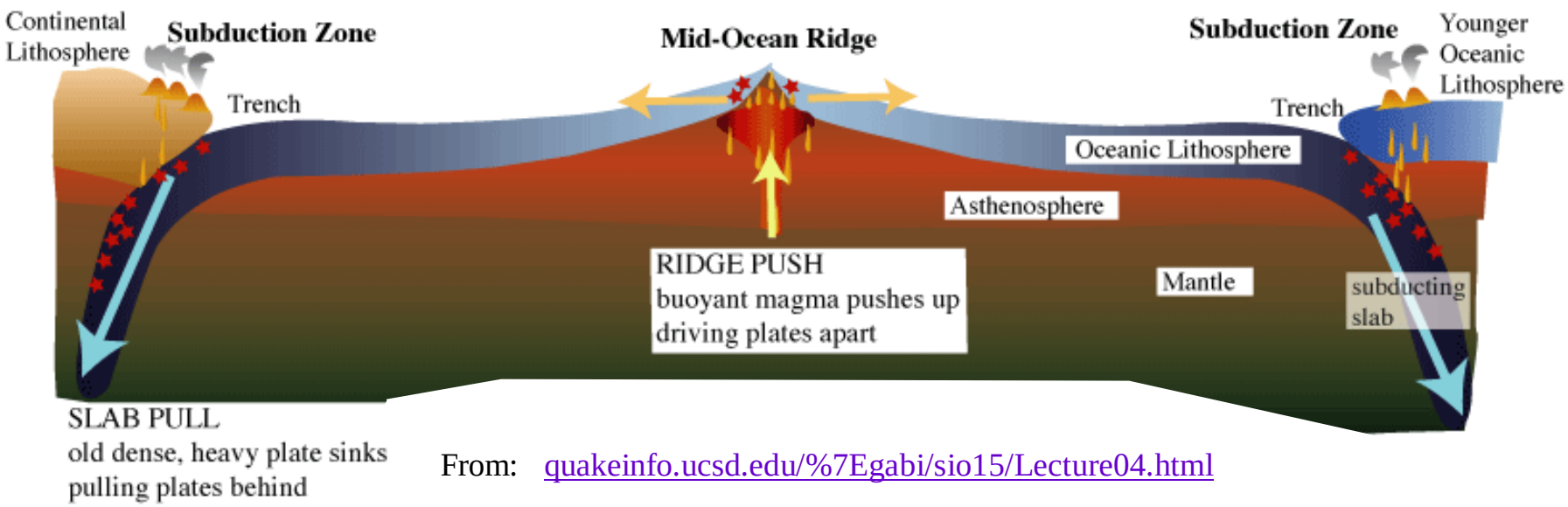
Para una viscosidad similar a la de la Tierra, las losas se despegan y descienden



If this avi fails to play, click this link: Videos\PuttySubduction15s.mov

Movie clip from Randall Perry, U Maine.
http://www.geology.um.maine.edu/geodynamics/analogwebsite/UndergradProjects2005/Perry/html/index.html

Placas tectónicas



From: quakeinfo.ucsd.edu/%7Egabi/sio15/Lecture04.html

"Slab Pull" es por lo tanto mucho más efectivo que "Ridge Push"

Pero ambos son malos términos: "tirar losa" es realmente una fuerza corporal (la gravedad actúa sobre toda la losa densa).

La vieja cuestión de si la convección impulsa o no la tectónica de placas también es discutible: la tectónica de placas es la convección del manto.

Sin embargo, el núcleo se enfría por convección más vigorosa, que calienta la base del manto por conducción e inicia las columnas (viscosidad más baja)

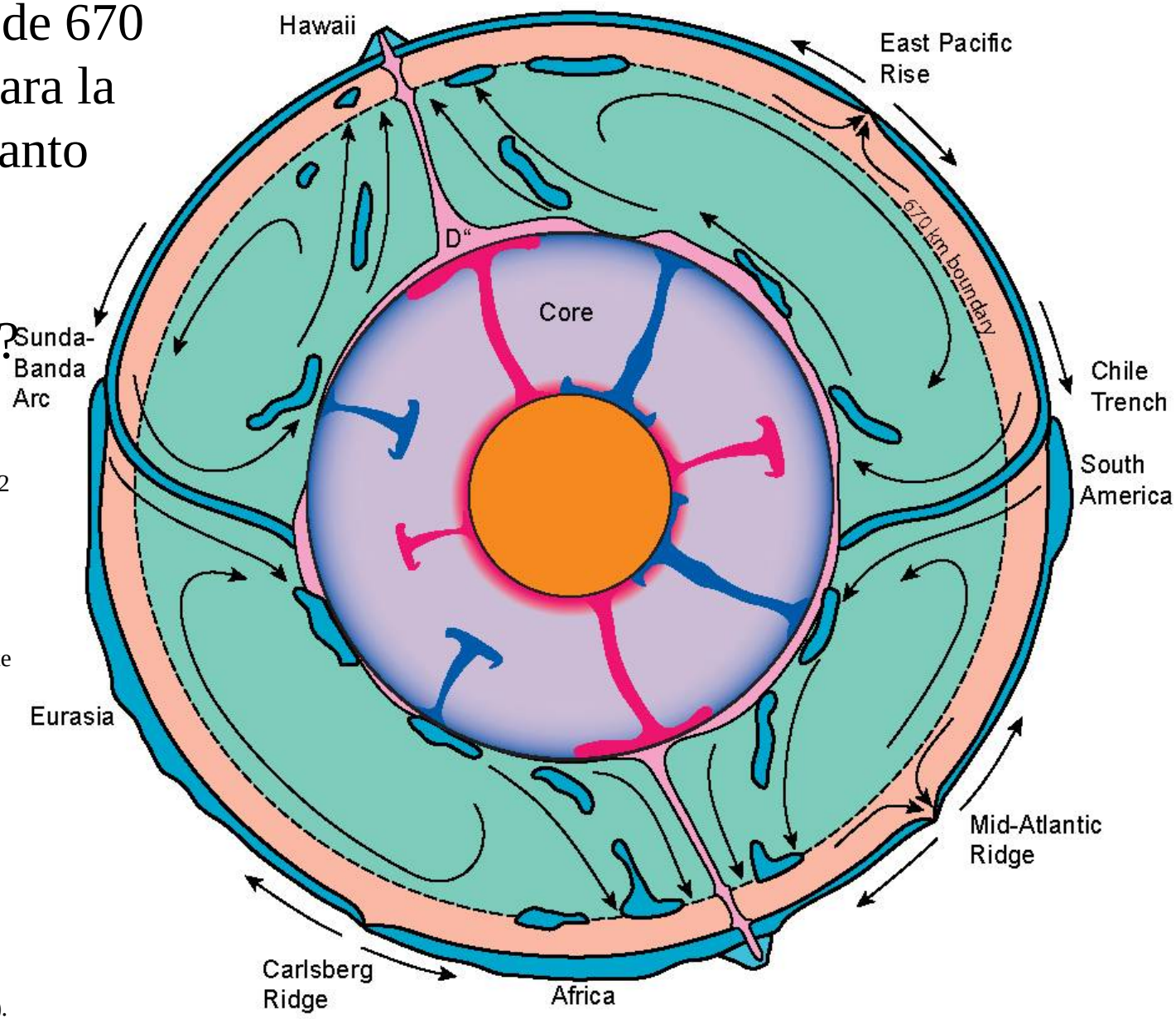
Manto dinámico

¿Es la transición de 670 km una barrera para la convección de manto completo?

Puede ser?

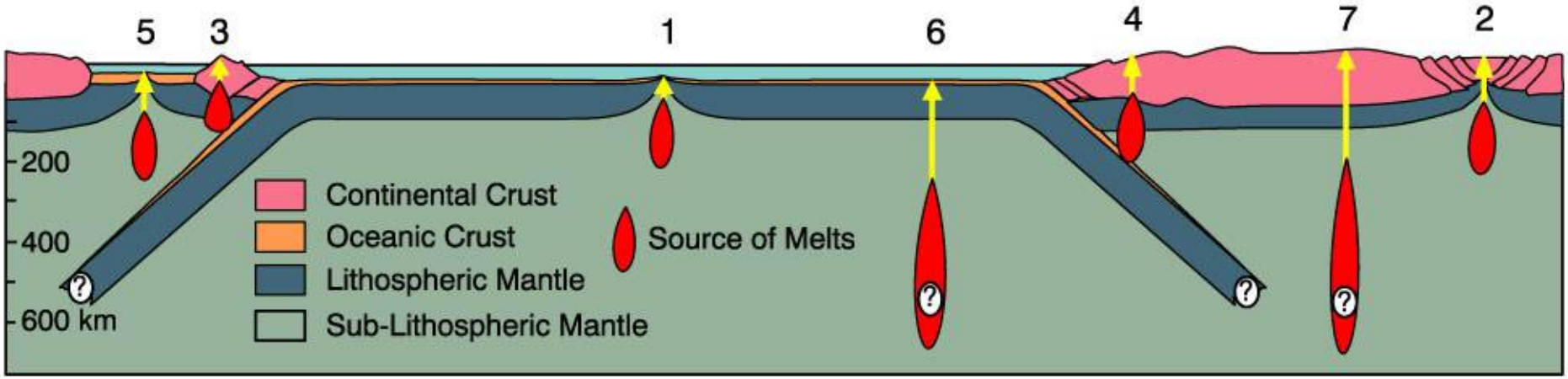
Parcialmente?

No?



Figurea1.14. Diagrama esquemático de un modelo de manto dinámico de 2 capas en el que la transición de 660 km es una barrera de densidad suficiente para separar la convección del manto inferior (las flechas representan patrones de flujo) del flujo del manto superior, en gran parte una respuesta a la separación de la placa. Las únicas cosas importantes que pueden penetrar en esta barrera son los penachos de puntos calientes en ascenso y la litosfera subducida (que se hunden para incorporarse en la capa D ", donde pueden ser calentados por el núcleo y regresar como penachos). Los penachos en el núcleo representan una convección relativamente vigorosa (ver Capítulo 14). Después de Silver y otros (1988).

Plácas Tectónicas - Génesis de Rocas Ígneas

1. **Cordillera del océano medio**
2. **Intracontinental Rifts**
3. **Arcos de islas**
4. **Actividad de margen Continental**
5. **Cuencas de Back-Arc**
6. **Islas Oceánicas Basalticas**
7. **Actividad Miscellaneous Intra-Continental**

   kimberlites, carbonatites, anorthosites...