

# Astrofísica del Sistema Solar

## Superficies e interiores planetarios

# Mineralogía y petrología:

La **petrología** es el estudio de las rocas, su composición, estructura y origen. Como el material planetario sólido consiste en rocas y hielo, y las rocas están compuestas de diferentes minerales, es esencial para el planetólogo tener conocimientos básicos de rocas y minerales.

Los **minerales** son compuestos químicos sólidos que ocurren naturalmente y que pueden ser separados mecánicamente. Cada mineral se caracteriza por una composición química y una estructura regular de átomos específicas.

Las fuerzas que mantienen las moléculas juntas dependen de la estructura electrónica de los átomos constituyentes. Algunos átomos (Si, Mg, Fe, Ti) tienden a ceder electrones creando un ión cargado positivamente (un catión). Otros (O) capturan electrones creando un ión cargado negativamente (un anión).

La ligadura química entre cationes y aniones se denomina **ligadura iónica** y se produce por la atracción electroestática entre partículas cargadas . Por ejemplo, el mineral Halita ( $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ ) o el óxido de magnesio ( $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{O}^{2-}$ ).

Otro tipo de ligadura es la **ligadura covalente** donde los átomos comparten electrones en sus capas más externas.

Un tercer tipo de ligadura, aunque mucho más débil, se produce por las **fuerzas de Van der Waals**, una fuerza de atracción eléctrica débil que existe entre todos los iones y átomos en un sólido.

La fuerza de la ligadura, usualmente una combinación de los 3 tipos mencionados, determina la **dureza del mineral**.

TABLE 5.1 Mohs Scale of Hardness<sup>a</sup>.

Mineral	Scale number	Common objects
Talc	1	
Gypsum	2	Fingernail (2.5)
Calcite	3	Copper coin
Fluorite	4	
Apatite	5	Teeth
Orthoclase	6	Window glass (5.5)
Quartz	7	Steel file (6.5)
Topaz	8	
Corundum	9	
Diamond	10	

<sup>a</sup> After Press and Siever (1986).

Un mineral se caracteriza por su **composición química** y su **estructura cristalina**. Una estructura levemente diferente produce un mineral diferente a pesar de una composición química igual. Un ejemplo clásico es el grafito (capas de C en estructura hexagonal por van der Waals) y el diamante (C en ligadura covalente).

Si bien se identifican algunos miles de minerales, cada uno de ellos con un conjunto de propiedades únicas, la mayoría puede clasificarse dentro de unas pocas clases generales.

El tipo de mineral más abundante en los planetas terrestres es el **silicato** que contiene silicio y oxígeno.

Los silicatos más comunes son el **cuarzo** ( $\text{SiO}_2$ ), olivina  $[(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4]$ , **feldespato**  $[(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$  o  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$  y **piroxeno**  $[(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6]$ .

TABLE 5.2 Chemical Classes of Minerals<sup>a</sup>.

Class	Defining anions	Example
Native elements	none	Copper Cu, gold Au
Sulfides and similar compounds	$\text{S}^{2-}$ similar anions	Pyrite $\text{FeS}_2$
Oxides and hydroxides	$\text{O}^{2-}$ $\text{OH}^-$	Hematite $\text{Fe}_2\text{O}_3$ Brucite $\text{Mg}(\text{OH})_2$
Halides	$\text{Cl}^-$ , $\text{F}^-$ , $\text{Br}^-$ , $\text{I}^-$	Halite NaCl
Carbonates and similar compounds	$\text{CO}_3^{2-}$	Calcite $\text{CaCO}_3$
Sulfates and similar compounds	$\text{SO}_4^{2-}$ similar anions	Barite $\text{BaSO}_4$
Phosphates and similar compounds	$\text{PO}_4^{3-}$ similar anions	Apatite $\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$
Silicates and similar compounds	$\text{SiO}_4^{4-}$	Pyroxene $\text{MgSiO}_3$

<sup>a</sup> After Press and Siever (1986).

Los **feldespatos** se encuentran en el 60% de las rocas de superficie en la Tierra. Tienen una densidad típica de  $\sim 2.7 \text{ g/cm}^3$ , por lo que son relativamente livianos y “flotan” en la superficie.

Los feldespatos ricos en potasio se denominan **feldespatos ortoclasa**, mientras que los ricos en sodio y/o calcio se denominan **feldespatos plagioclasa**.

El **cuarzo** es muy abundante en la Tierra y tiene una densidad similar a la de los feldespatos.

Los **piroxenos** forman el  $\sim 10\%$  de la corteza terrestre y son más pesados que los feldespatos al contener elementos más pesados. Su densidad es de  $2.8$  a  $3.7 \text{ g/cm}^3$ .

La **olivina** es un mineral color oliva y probablemente es el silicato más pesado. Es un constituyente importante de las rocas profundas y del manto terrestre.

Luego de los silicatos, los minerales más abundantes son los **óxidos**, compuestos por metales y oxígeno.

Los óxidos **magnetita** ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), **hematita** ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) y **limonita** ( $\text{HFeO}_2$ ) se encuentran en la superficie de Marte, mientras que la **ilmenita**  $[(\text{Fe}, \text{Mg})\text{TiO}_3]$  y la **espinela** ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ) se encuentra en los mares lunares.

Otros minerales comunes en la Tierra son la **pirita** ( $\text{FeS}_2$ ) y la **troilita** ( $\text{FeS}$ ), los cuales deben ser abundantes en los interiores planetarios dada su alta densidad ( $\sim 5 \text{ g/cm}^3$ ).

En el Sistema Solar exterior ( $r > 4 \text{ UA}$ ) los **hielos** conforman el 50% del material condensado de la nebulosa planetaria. Son importantes los hielos de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ), dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), amoníaco ( $\text{NH}_3$ ) y metano ( $\text{CH}_4$ ).

Una buena cantidad del agua se encuentra en la forma de **minerales hidratados**, pero también puede existir en forma de **clatratos** donde una molécula huésped ocupa el espacio dentro de la estructura del hielo de agua.

# Rocas:

Las rocas son agrupaciones de diferentes minerales y se clasifican en función de su proceso de formación. Se distinguen cuatro grupos principales: **primitivas, igneas, metamórficas, y sedimentarias**.

Dentro de estos grupos las rocas pueden separarse aún más basándose en los minerales que las constituyen y/o en su **textura** (tamaño del grano, por ejemplo).

Las **rocas primitivas** se formaron directamente del material que se condensó de la nebulosa solar. Estas rocas no sufrieron transformaciones debido a las altas temperaturas o presiones que existen en los interiores planetarios.

Las rocas primitivas son comunes en las superficies de asteroides y pueden estudiarse en los meteoritos. El material más primitivo son las partículas CHON presentes en los cometas y el material condrítico en meteoritos.

Las **rocas igneas** son las rocas más comunes en la Tierra y en otros cuerpos que han sufrido procesos de alta temperatura.

Las rocas igneas se forman cuando una gran cantidad de roca fundida, un **magma**, se enfría. Si el proceso se produce bajo la superficie se denominan **rocas intrusivas o plutónicas**, mientras que si se produce en la superficie se designan como **rocas extrusivas o volcánicas**.

El magma profundo se enfría muy lentamente y los cristales tienen mucho tiempo para crecer. La roca intrusiva resultante tiene **grandes granos** y los minerales pueden distinguirse fácilmente (p.e., granito común).

Cuando el magma atraviesa la corteza planetaria se enfría rápidamente a través de radiación. Las rocas volcánicas tienen **granos finos** y los minerales pueden distinguirse a través de un lente de aumento.

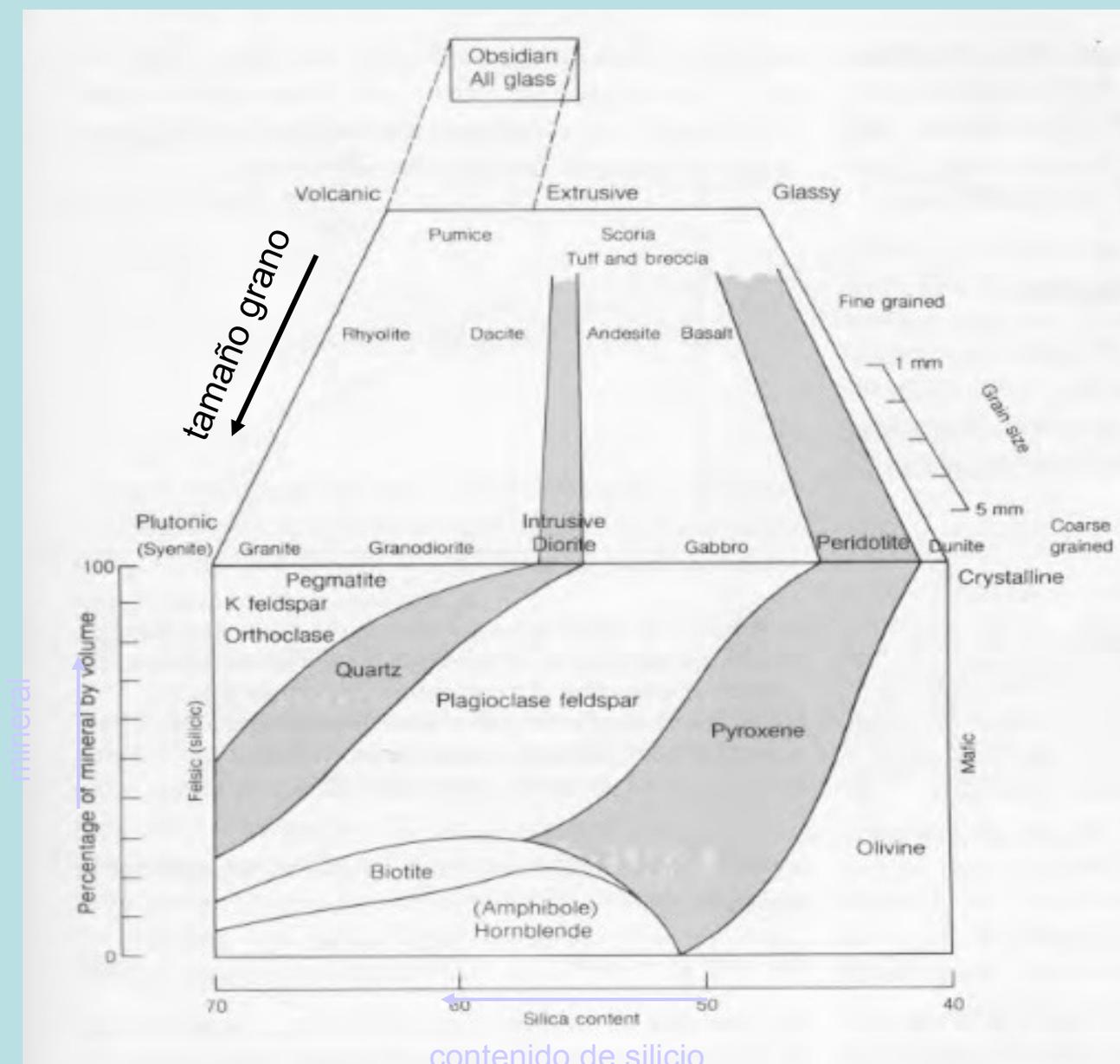
Si el enfriamiento es extremadamente rápido la roca se “congela” en un material que no forma **una estructura cristalina** sino **amorfa** (p.e., la obsidiana).

Por cuestiones prácticas, para clasificar las rocas en base a su composición química y mineralógica se utiliza el **contenido de silicio** que tienen.

Los dos tipos básicos de rocas son los **basaltos** (~40-50%) y el **granito** (~70%). Además de silicio, los basaltos contienen minerales pesados como piroxenos y olivinas.

Los basaltos se designan a veces como **rocas básicas o máficas** (de Mg, Fe). Las **rocas ultra-básicas** (o ultra-máficas) tienen un alto porcentaje de elementos pesados. En contraste, los **feldespatos** y el **cuarzo** son los minerales dominantes en el granito por lo que a estas rocas se las suele designar como **rocas félsicas** (de feldespato) o **silíceas**.

Los granitos son usualmente claros mientras que los basaltos son oscuros. Las rocas basálticas son probablemente las rocas más comunes en cuerpos planetarios ya que se crean de la lava (magma solidificado).



Las **rocas metamórficas** son rocas alteradas por temperatura, presión o procesos químicos. Estas rocas se nombran usualmente por el mineral constituyente que predomina (p.e., cuarcita del cuarzo).

Las rocas metamórficas pueden ser **regionales** o de **contacto**. El tipo regional son rocas que se transformaron varios kilómetros debajo de la superficie por temperaturas y presiones extremadamente altas. Las rocas metamórficas de tipo regional suelen presentar foliación.

Las rocas de tipo de contacto se transformaron principalmente por temperatura debido al contacto con magma.

Otro tipo de roca metamórfica son las **rocas alteradas por impacto**, aunque no son tan comunes como los otros dos tipos.

Las **rocas sedimentarias** se forman por deposición de material que es transportado por viento, agua, etc.

Este material son fragmentos de otras rocas que al ser transportado se ordena por tamaño y peso que al sedimentar forman rocas de diferente textura.

Las **breccias** (o brechas) son rocas partidas que consisten en fragmentos de bordes agudos que se han cementado juntos. Estas rocas pueden originarse por impactos de meteoritos o en fallas tectónicas donde los fragmentos se pegan por las altas temperaturas y presiones.

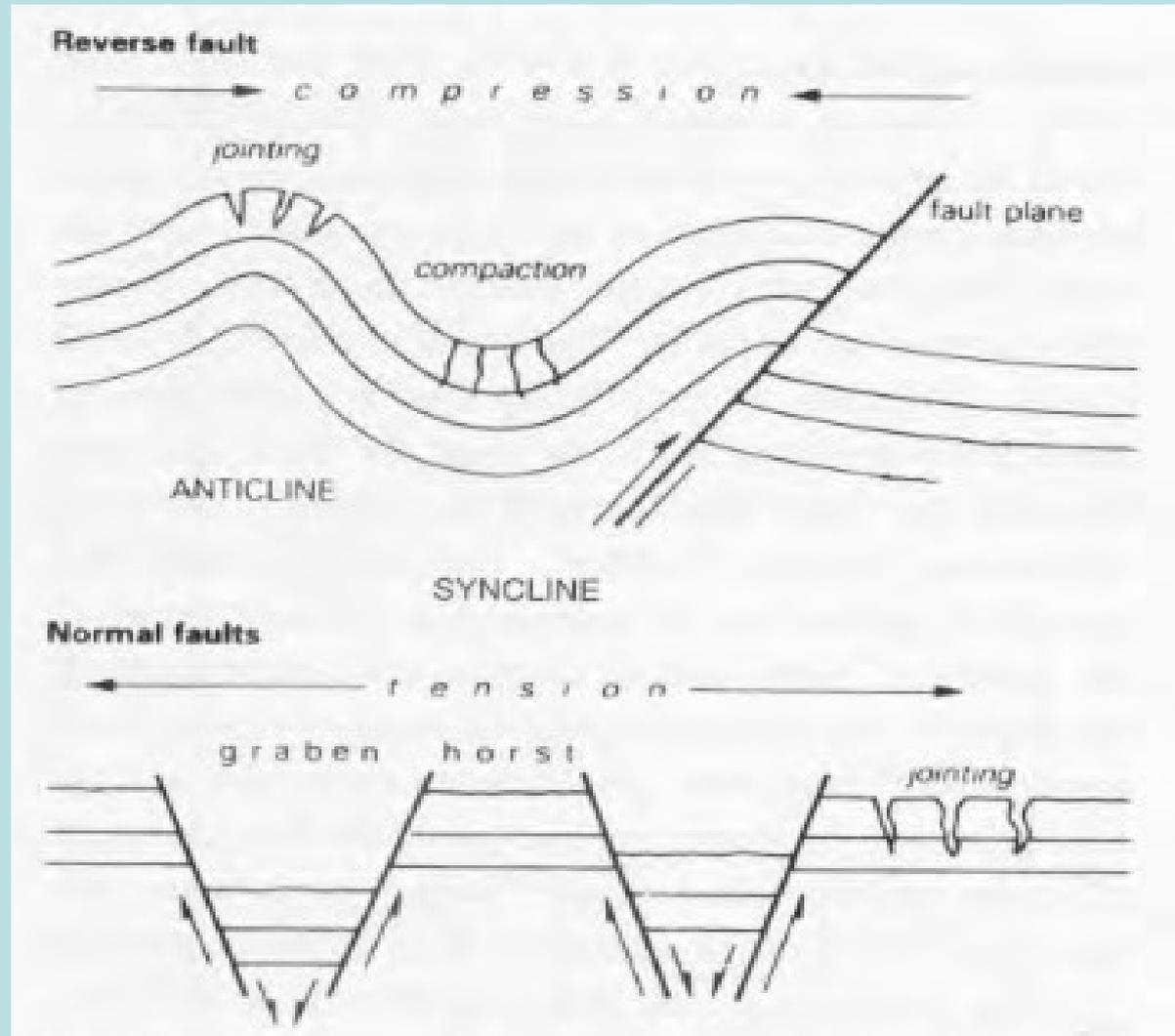
# Morfología de la superficie:

Las superficies de los planetas, asteroides, lunas y cometas muestran diferentes rasgos morfológicos, como cadenas montañosas, volcanes, cráteres, cañones, fallas, etc.

Los cuerpos pequeños con campos gravitatorios débiles pueden mantener formas irregulares muy apartadas de un esferoide, pero en los más grandes cualquier deformación de la corteza debido a movimientos de la superficie se denomina **actividad tectónica**. Muchos cuerpos planetarios muestran evidencia de movimientos de la corteza debido a **compresión o expansión** de las capas externas debido a antiguos procesos de calentamiento o enfriamiento.

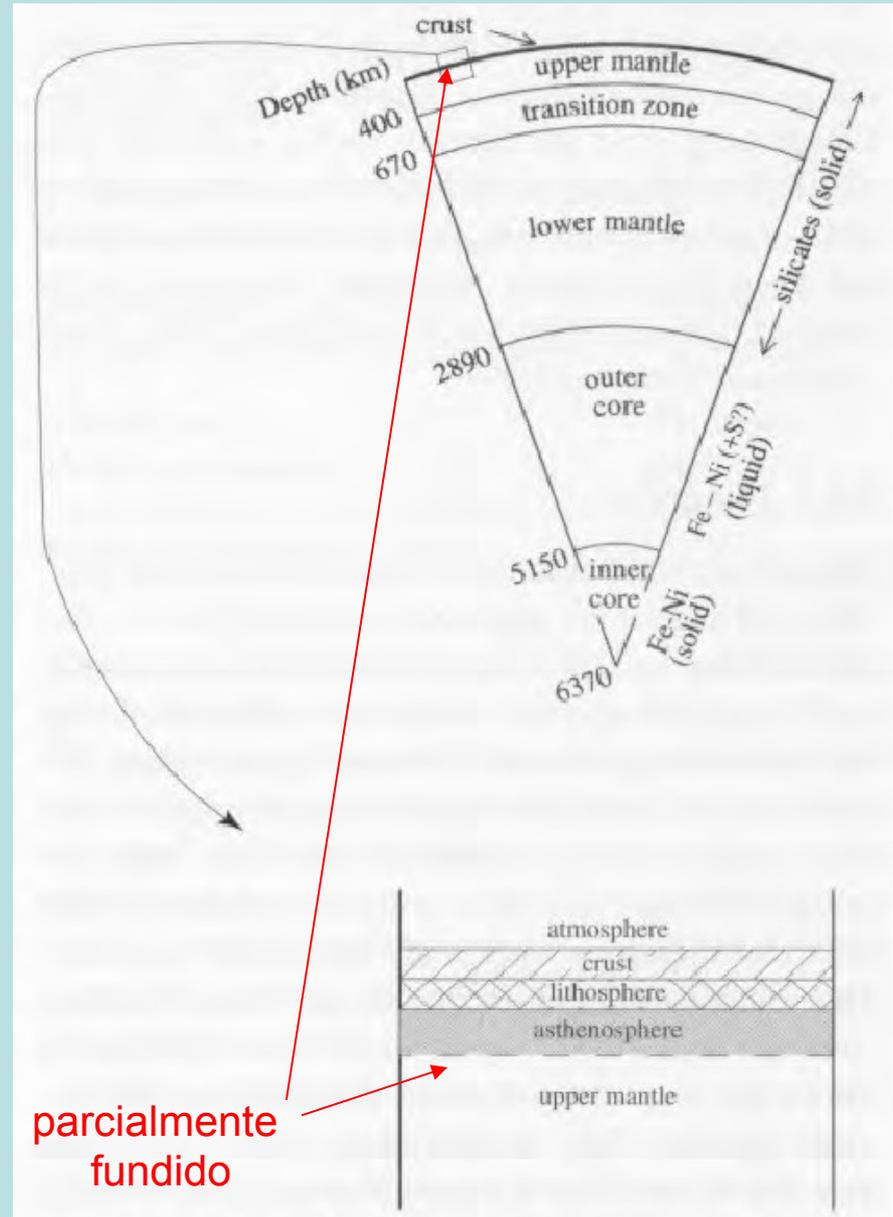
Si consideramos al cuerpo planetario en formación como una bola de magma, su capa más externa **se enfria rápidamente por radiación y se contrae**. El interior **se enfria por convección o conducción** y aparecen eyecciones volcánicas en lugares donde la corteza es suficientemente fina. El peso extra por el derrame de lava hace que la corteza se hunda generando depresiones locales.

# Morfología de la superficie:



# Estructura interna de la Tierra

- la litosfera flota en la astenósfera que se comporta como un fluido caliente y viscoso.
- la litósfera es una capa elástica y fría.
- la astenósfera es menos viscosa que el manto superior.
- la capa exterior es la corteza.
- el grosor de la corteza es de ~6 km en los océanos y ~50 km en los continentes.
- la corteza oceánica es más densa que la continental.



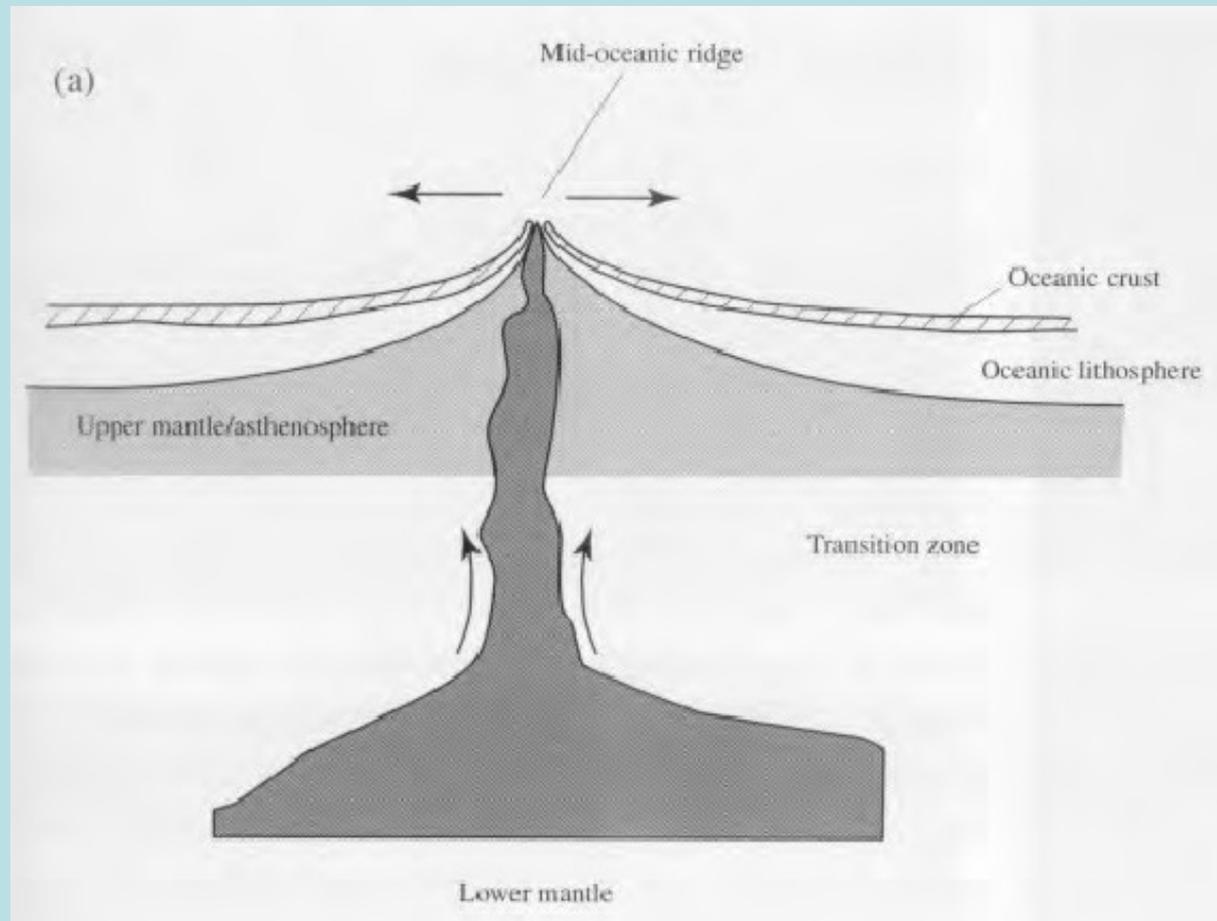
En la Tierra la litósfera consiste en una docena de grandes placas las cuales flotan sobre la astenósfera. Estas placas se mueven debido a convección en el manto que arrastran las placas. A este proceso se lo denomina **tectónica de placas**.

Si bien aún hay debate al respecto, parece claro que el magma tiende a subir en el manto superior y las placas frías tienden a superponerse en sus bordes. El resultado de este proceso es que las placas se separan una de otras en **grietas oceánicas** donde el magma llena el vacío creado.

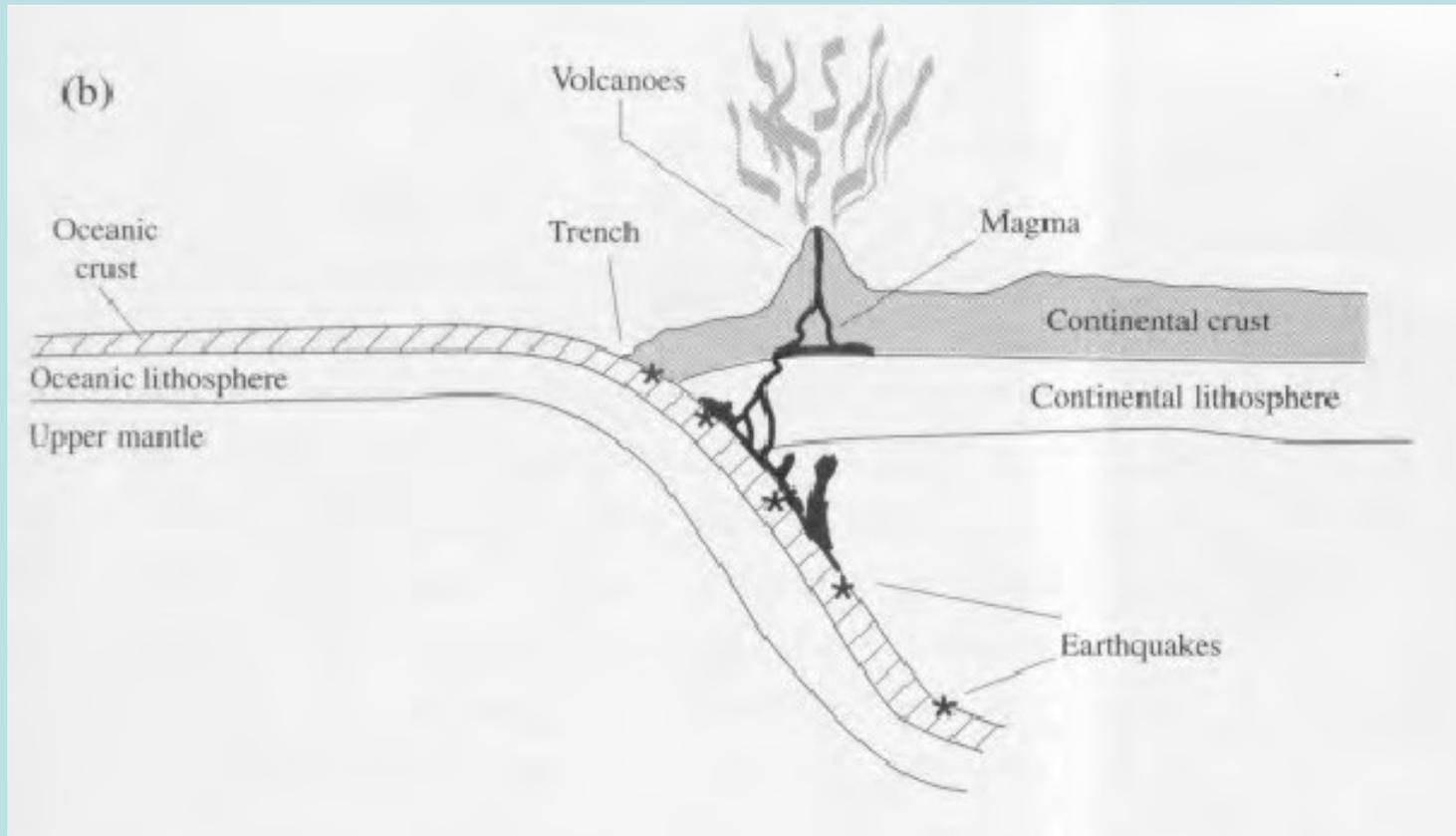
En otros lugares las placas chocan unas con otras y producen terremotos. Como el magma que rellena las grietas oceánicas es basalto, toda **la corteza oceánica es basáltica y densa**, en contraste con **la corteza continental que es granítica y liviana**. Cuando una placa oceánica choca con una continental se hunde por debajo en **zonas de subducción** y produce montañas y volcanes.

La tectónica de placas no se observa en otro cuerpo planetario de nuestro sistema solar, además de la Tierra, dado que los planetas más pequeños se enfriaron rápido y desarrollaron una placa litosférica gruesa.

# Estructura interna de la Tierra:



# Estructura interna de la Tierra:



# Modelado del interior:

- la masa y el tamaño nos dan una estimación de la densidad.
- para objetos pequeños,  $\rho < 1 \text{ g/cm}^3$  indica la presencia de hielo y porosidad.
- para objetos planetarios,  $\rho < 1 \text{ g/cm}^3$  indica hidrógeno y helio como componentes principales.
- una densidad de  $\sim 3 \text{ g/cm}^3$  indica un objeto rocoso. Densidades superiores corresponden a elementos más pesados, en particular hierro.
- un objeto diferenciado es aproximadamente esférico si el peso de la corteza y manto es lo suficientemente grande como para deformarlo.
- para generar modelos realistas es necesario conocer las fases de los materiales bajo diferentes temperaturas y presiones.
- las temperaturas planetarias van desde 50 - 150 K en la tropopausa hasta 10000 - 20000 K en el centro.
- las presiones parten de cero en la atmósfera exterior hasta 20-80 Mbar en el centro.

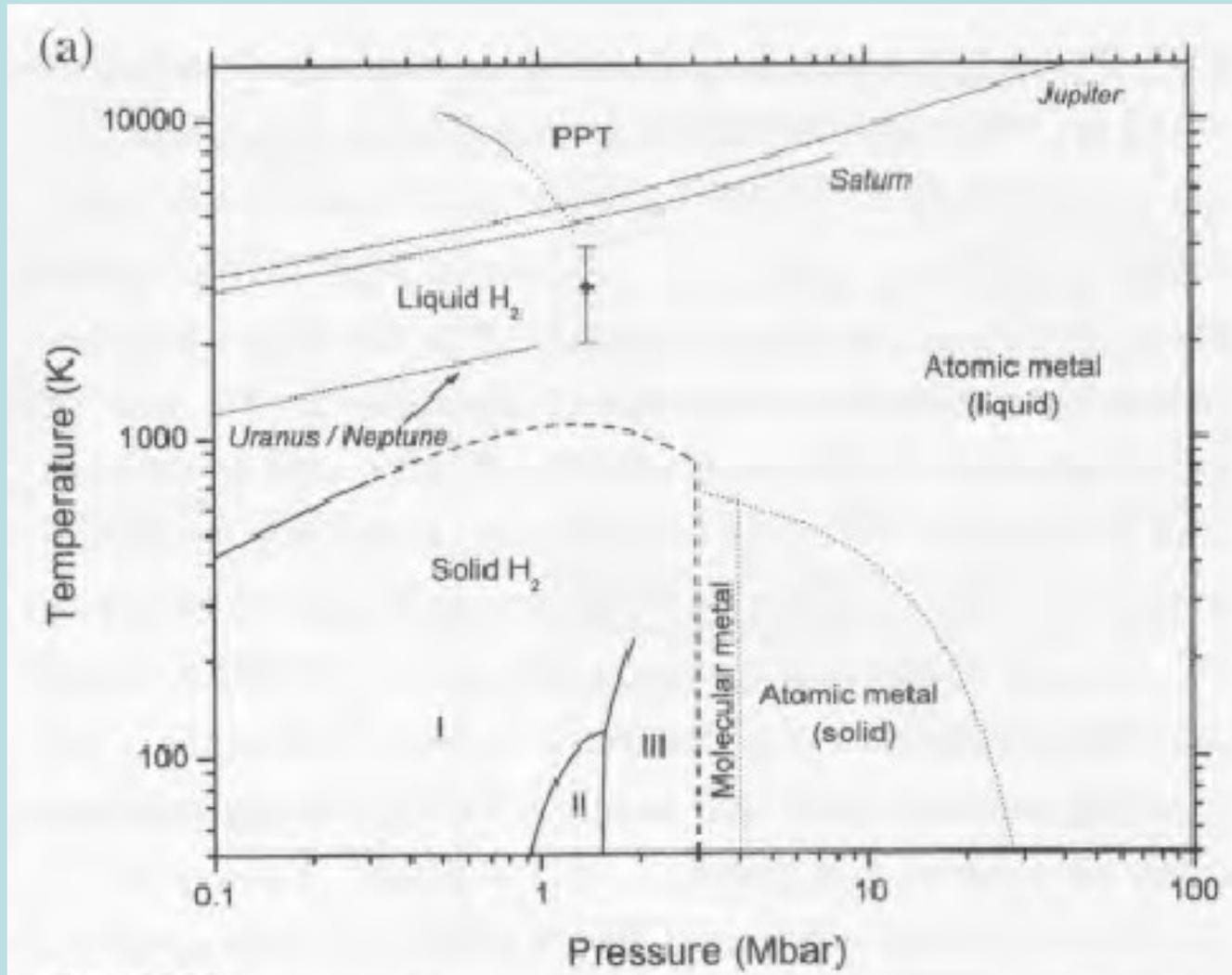
# Modelado del interior:

TABLE 6.1 Densities and Central Properties of the Planets and the Moon.

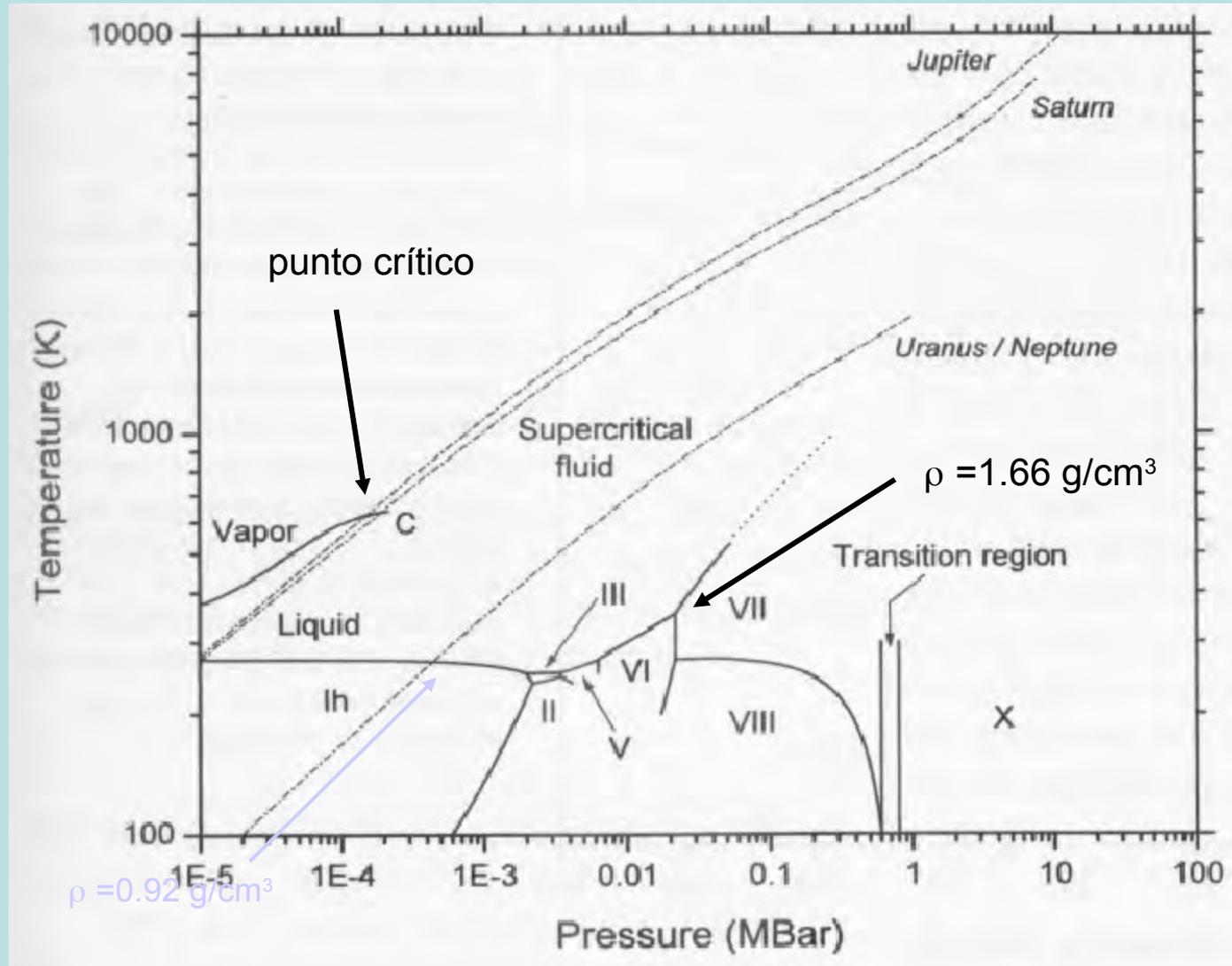
Planet	Radius (equatorial) (km)	Density ( $\text{g cm}^{-3}$ )	Uncompressed density ( $\text{g cm}^{-3}$ )	Central pressure (Mbar)	Central temperature (K)
Mercury	2 440	5.43	5.3	$\sim 0.4$	$\sim 2\,000$
Venus	6 042	5.20	4.3	$\sim 3$	$\sim 5\,000$
Earth	6 378	5.515	4.4	3.6	6 000
Moon	1 738	3.34	3.3	0.045	$\sim 1\,800$
Mars	3 390	3.93	3.74	$\sim 0.4$	$\sim 2\,000$
Jupiter	71 492	1.33		$\sim 80$	$\sim 20\,000$
Saturn	60 268	0.69		$\sim 50$	$\sim 10\,000$
Uranus	25 559	1.32		$\sim 20$	$\sim 7\,000$
Neptune	24 766	1.64		$\sim 20$	$\sim 7\,000$

Data from Hubbard (1984), Lewis (1995), Hood (1987), Guillot (1999), and Yoder (1995).

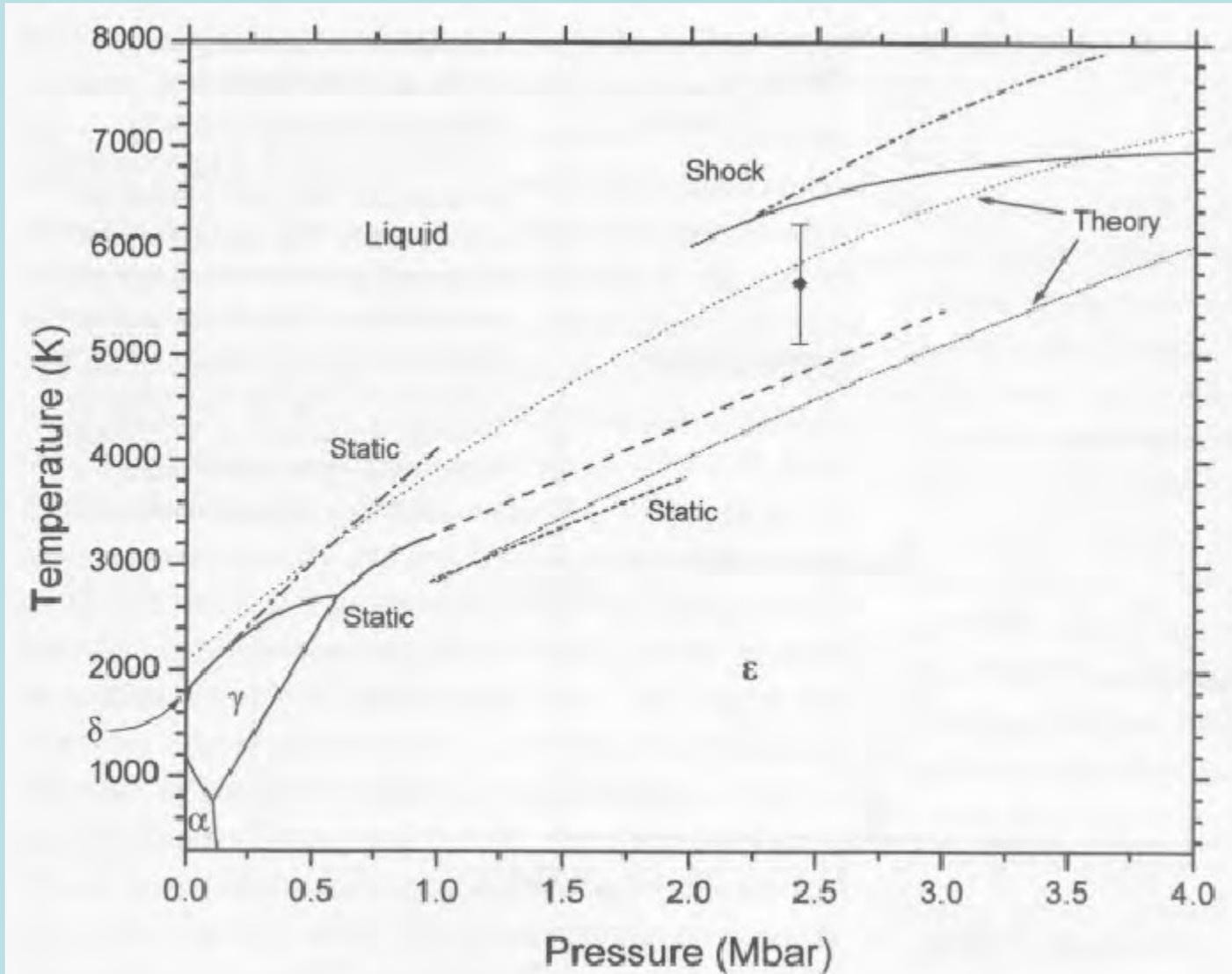
# Diagrama de fases para el H:



# Diagrama de fases para el H<sub>2</sub>O:



# Diagrama de fases para el Fe:



# Fuentes de calor internas:

- **gravitatoria:** producido por la acreción del planeta en su etapa de formación. Este calor se pierde lentamente y es un proceso aún efectivo para los planetas gigantes.
- **decaimiento radiactivo:** es producido por elementos con vidas medias del orden de 10 Gyr ( $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  y  $^{26}\text{Al}$ , con vidas medias de 0.71, 4.5, 13.9, 1.4, y 0.74 Gyr, respectivamente).
- **tidal:** producido por variaciones temporales en las mareas. Es importante en el caso de Io y Europa.
- **ohmica:** producida por la disipación de una corriente eléctrica inducida. Es importante en el caso de Io.

# Fuentes de calor internas:

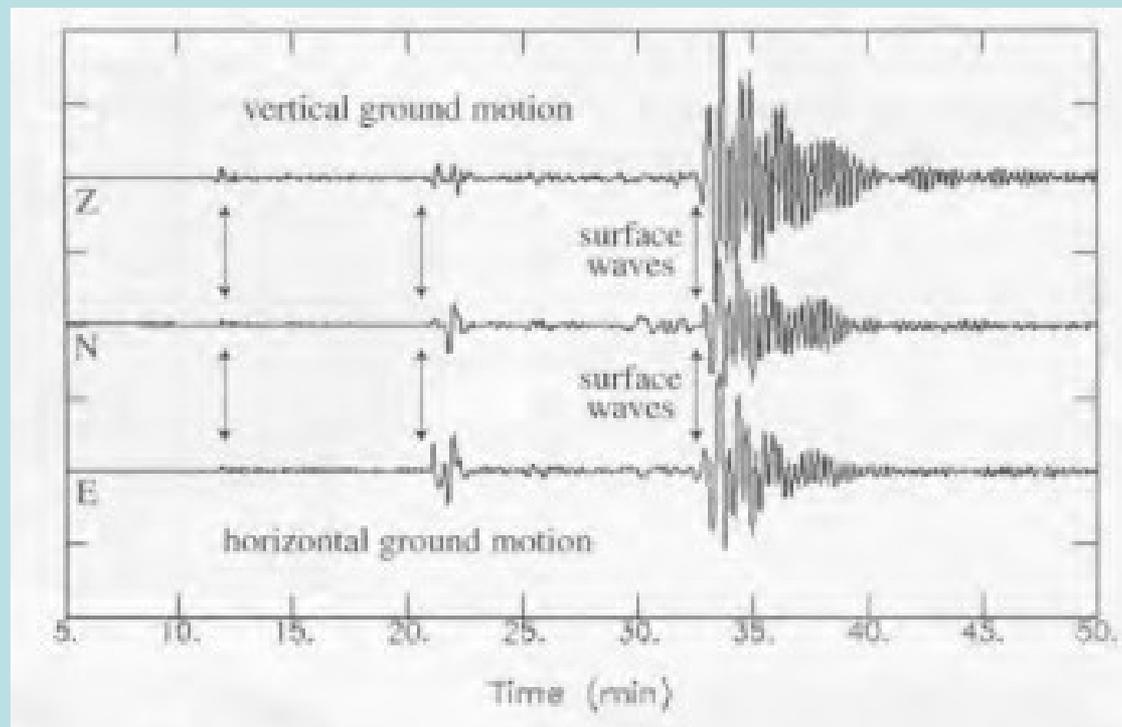
TABLE 6.3 Heat Flow Parameters.

Body	$T_e$ (K)	$T_{eq}$ (K)	$H_i$ (erg cm <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	$L/M$ (erg g <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> )	References
Sun	5770		$6.2 \times 10^{10}$	1.9	1
Carbonaceous chondrites				$4 \times 10^{-8}$	1
Mercury		446			3
Venus		238			3
Earth		263	75	$6.4 \times 10^{-8}$	1, 3, 4
Moon		277	~26	$\sim 1.3 \times 10^{-7}$	3, 5
Mars		222	40	$9 \times 10^{-8}$	1, 3, 4
Io			~2500	$\sim 10^{-5}$	5
Jupiter	124.4	113	5440	$1.8 \times 10^{-6}$	1, 2, 3
Saturn	95.0	83	2010	$1.5 \times 10^{-6}$	1, 2, 3
Uranus	59.1	60	<42	$< 4 \times 10^{-8}$	1, 2, 3
Neptune	59.3	48	433	$3.2 \times 10^{-6}$	1, 2, 3

1: Hubbard (1984). 2: Hubbard *et al.* (1995). 3: Tables 4.1, 4.2. 4: Carr (1999). 5: Lodders and Fegley (1998).

# Sismología:

Una forma de estudiar el interior planetario es haciendo pasar ondas elásticas a través del planeta. Estas ondas pueden crearse artificialmente o ser generadas por terremotos, colisiones o procesos volcánicos.



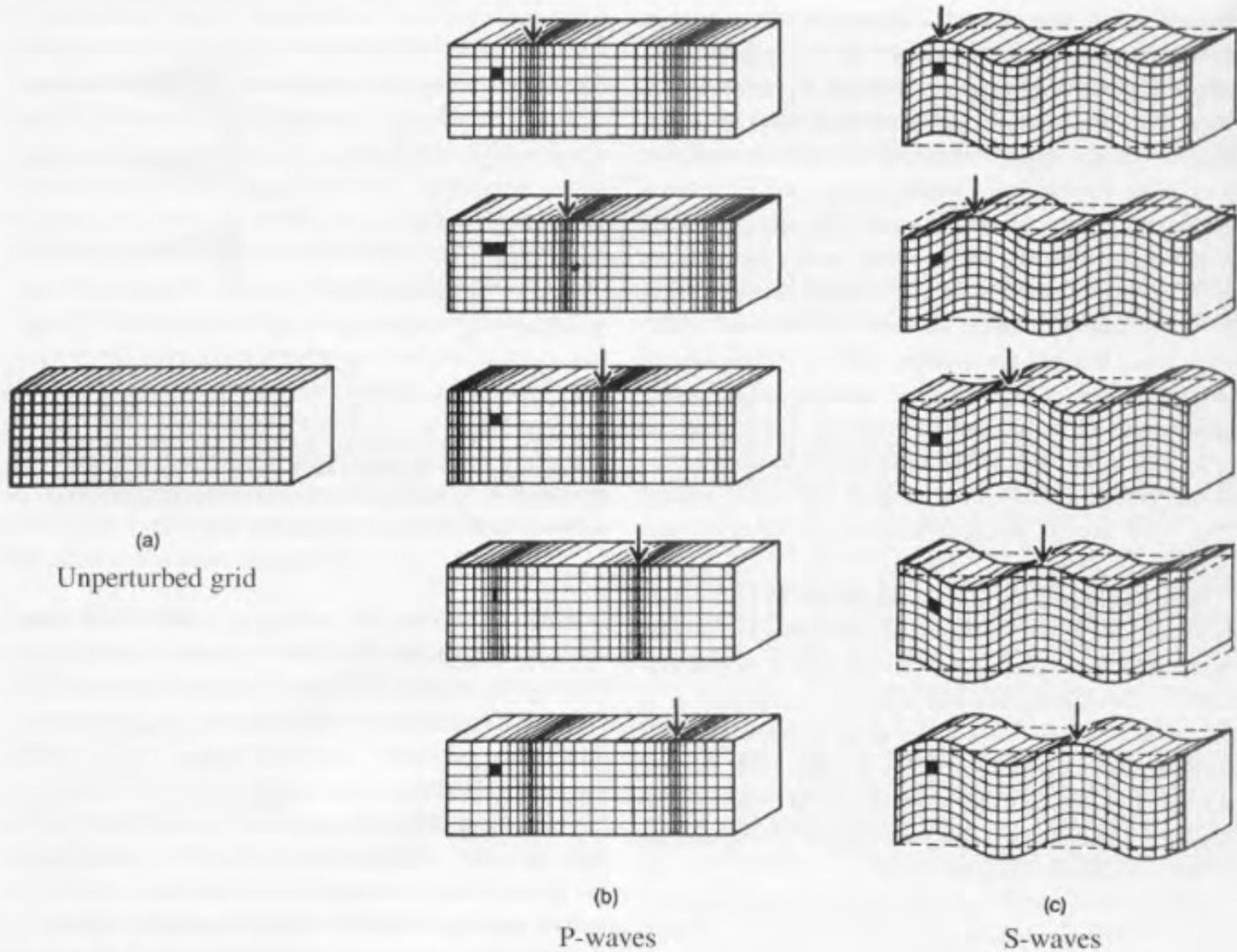
# Sismología:

Las **ondas de profundidad** son ondas que se propagan a través del interior planetario. Las **ondas de superficie** se propagan sólo a través de la superficie.

Las ondas sísmicas de profundidad cumplen con la **Ley de Snell**, o sea que se reflejan o transmiten en lugares donde cambia la densidad del medio. Las **ondas P** (primarias) son ondas de presión que oscilan en el sentido de propagación. Las **ondas S** (secundarias) son ondas que oscilan perpendicularmente al sentido de propagación. Las ondas P viajan más rápido que las S.

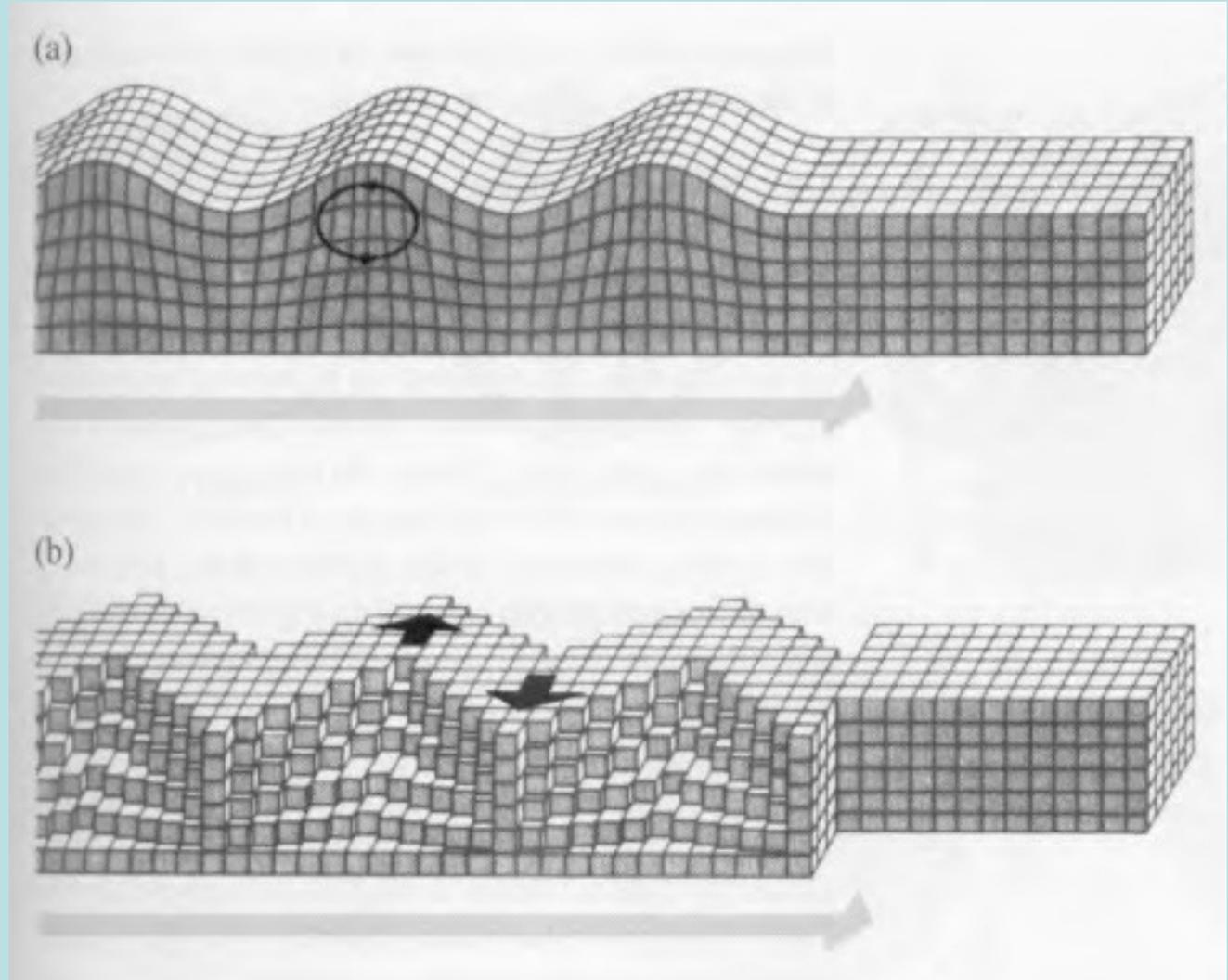
Las ondas superficiales están limitadas a las capas cercanas a la superficie. Su amplitud y duración son mayores, y su velocidad menor, que las ondas de profundidad. En las **ondas de Rayleigh** las partículas se mueven en una elipse vertical. En las **ondas de Love** el movimiento es horizontal pero perpendicular a la propagación.

# Ondas de profundidad:



# Ondas de superficie:

Rayleigh



Love

# Propagación de ondas:

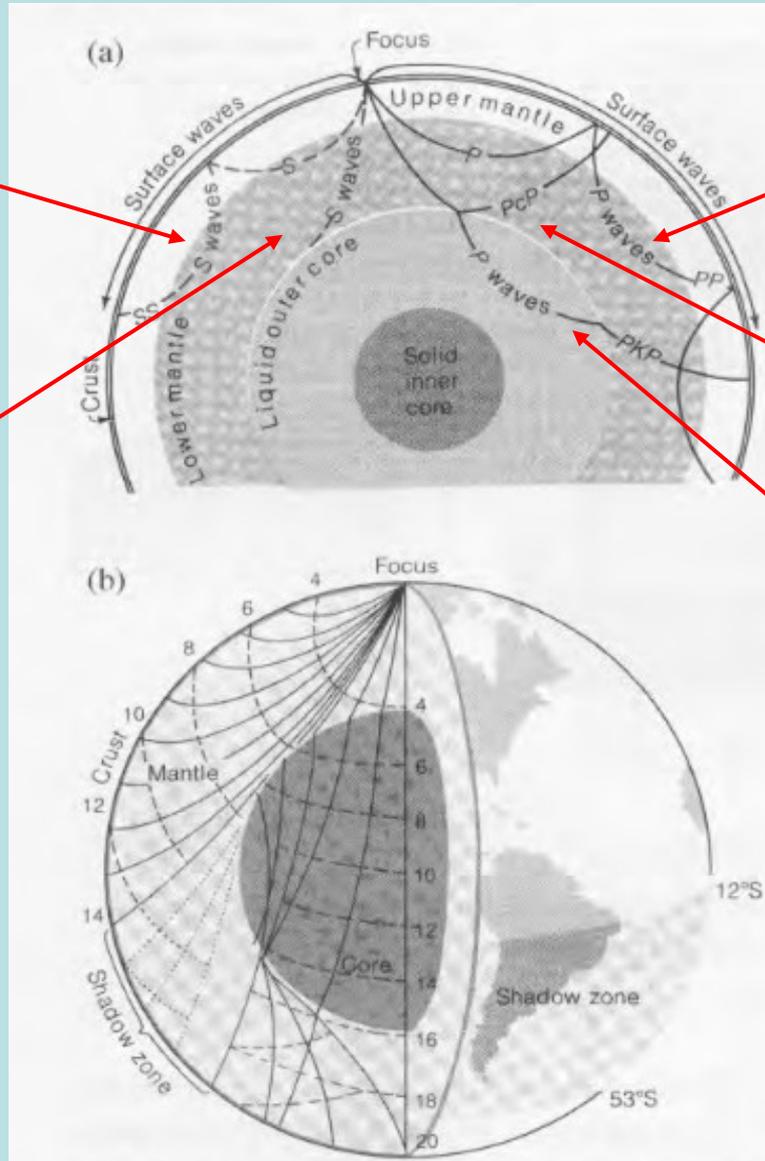
S reflejada en superficie (SS)

S no se propaga en el núcleo líquido

P reflejada en superficie (PP)

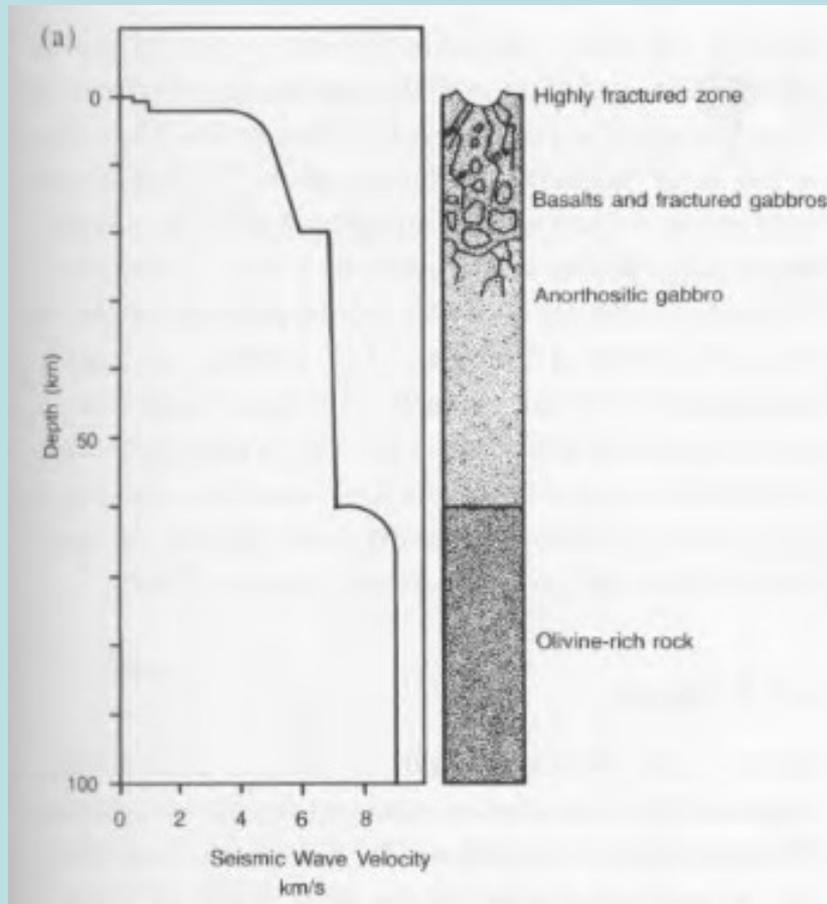
P reflejada en el núcleo líquido (PCP)

P refractada en el núcleo líquido (PKP)

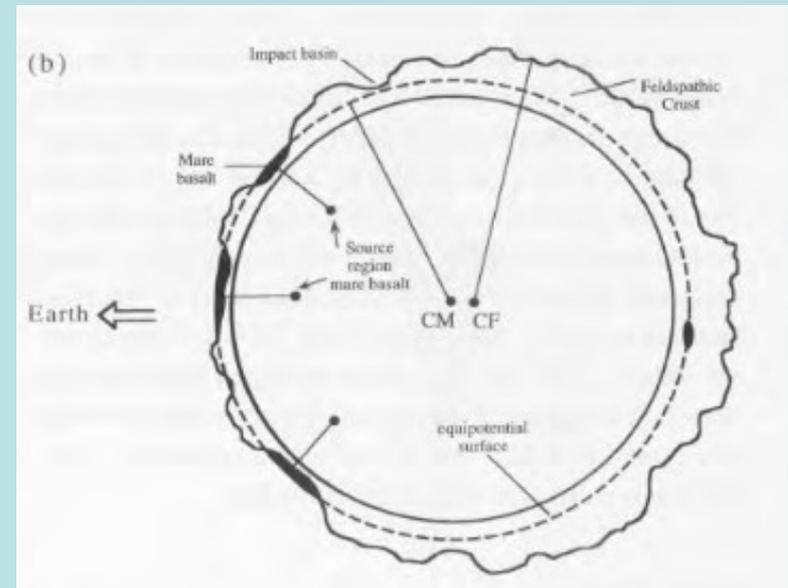


# Propagación de ondas:

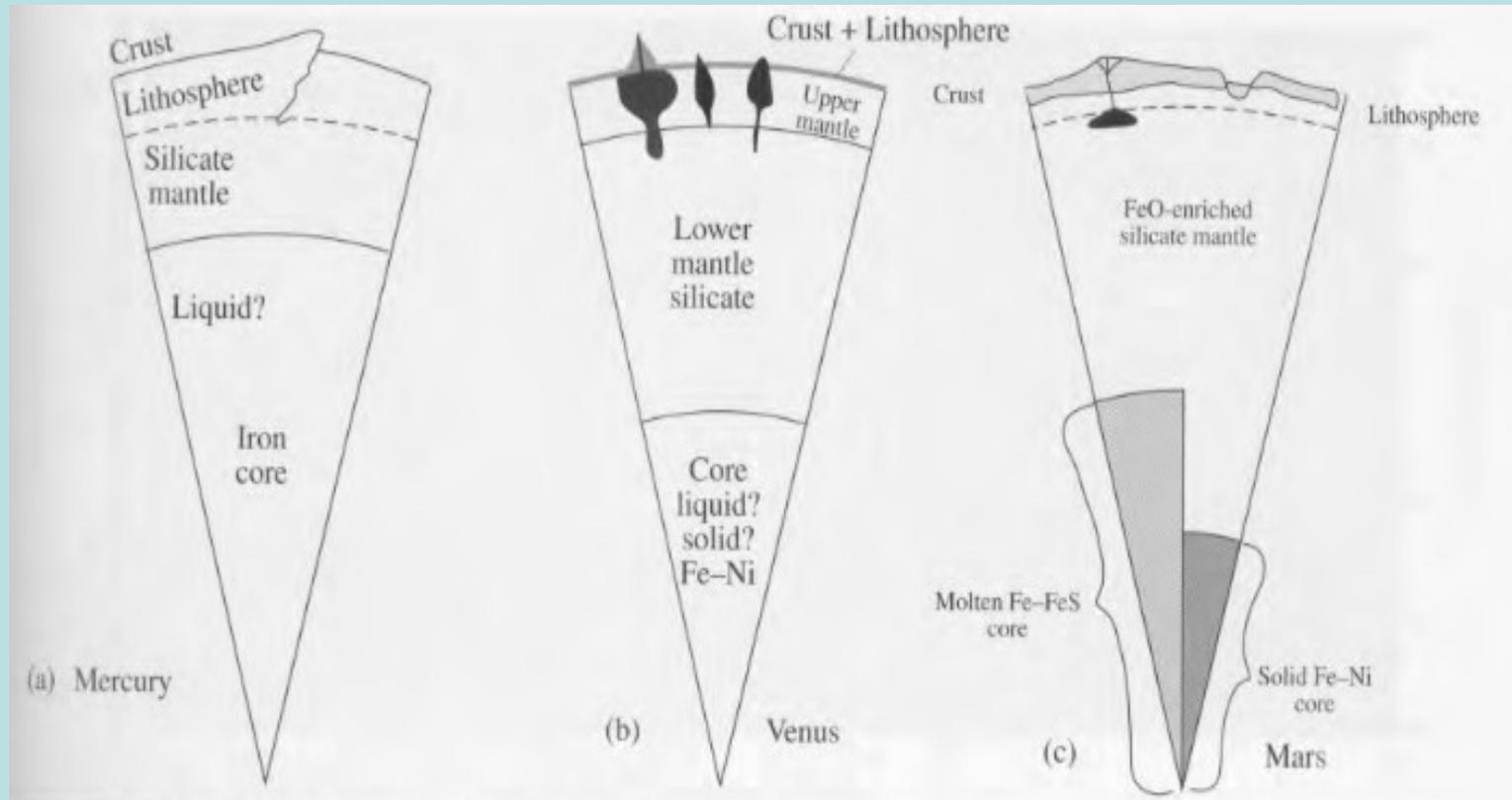
## Perfil de velocidad para la Luna



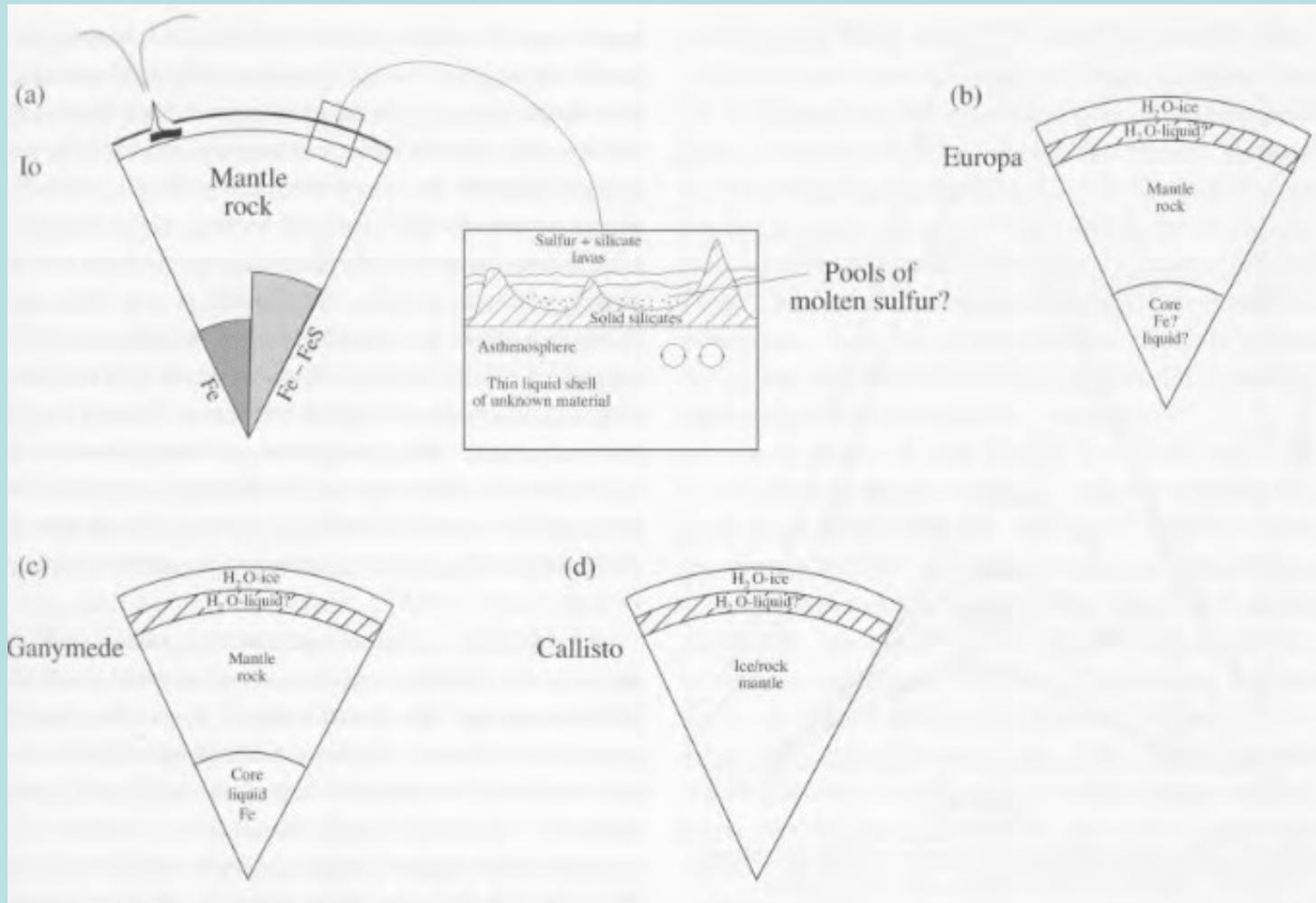
## Estructura interior de la Luna



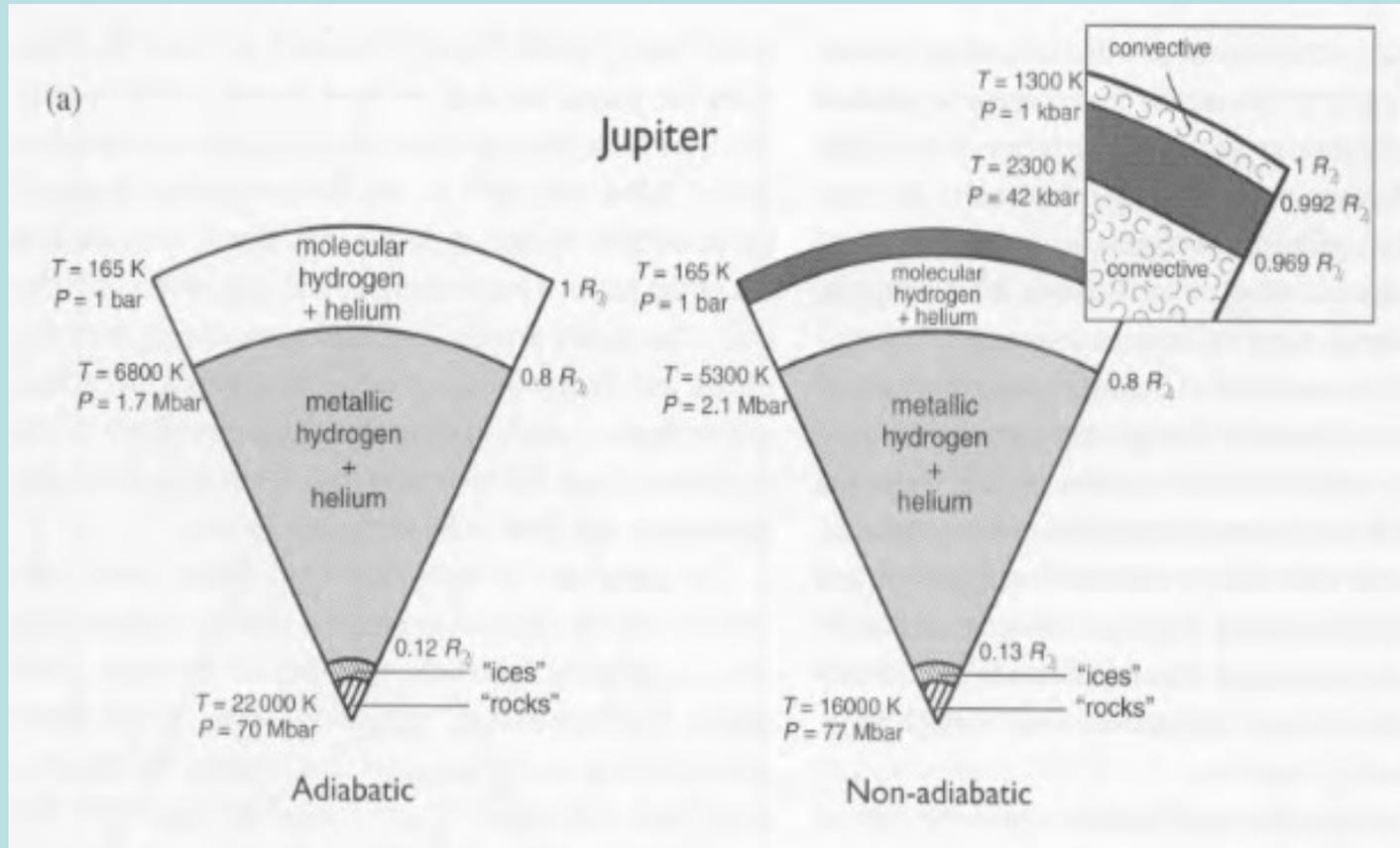
# Planetas internos:



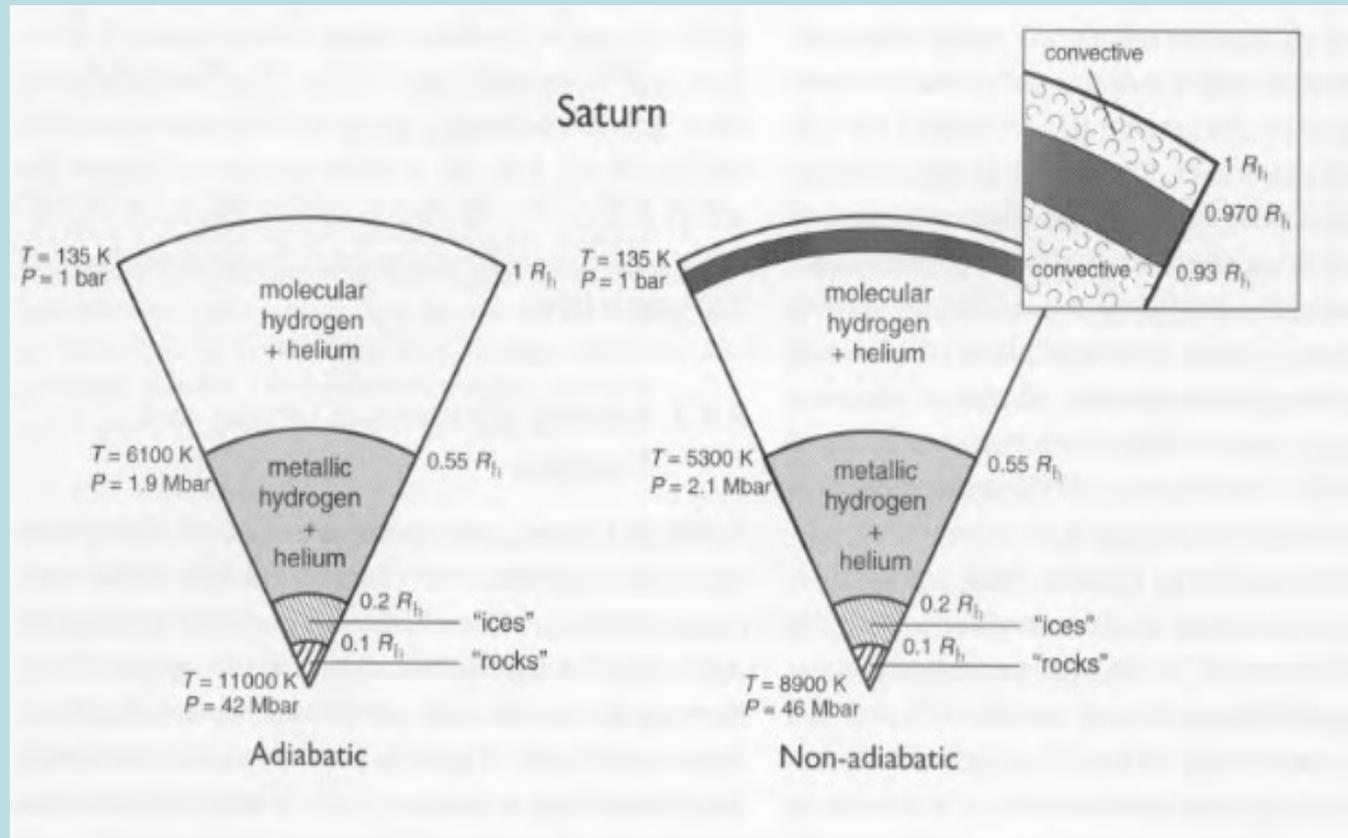
# Satélites Júpiter:



# Júpiter:



# Saturno:



# Urano y Neptuno:

