

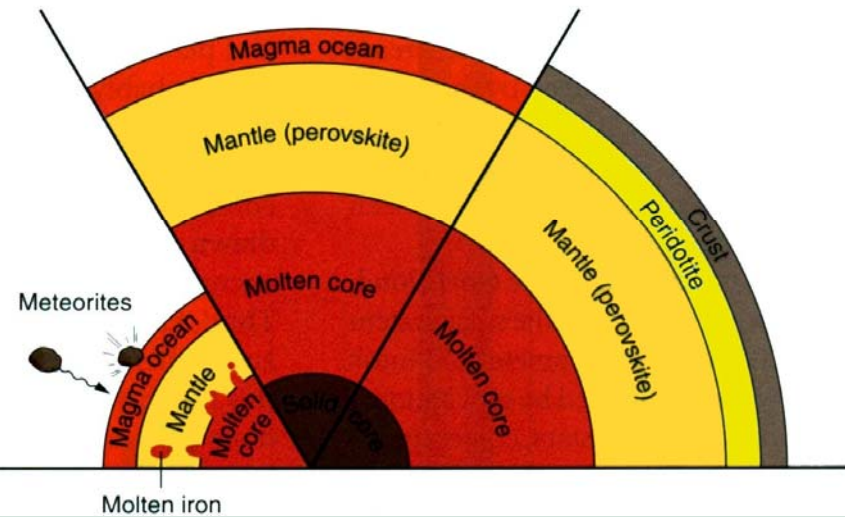


# Hadeano

10 million years

50 million years

200 million years



## Historia Temprana de la Tierra

Diferenciación del interior de la Tierra:

**ORIGEN DEL NÚCLEO, MANTO, CORTEZA**  
CONTINENTES, OCEANOS, ATMÓSFERA

# Preguntas del tema

La estructura del interior de la Tierra, el campo magnético, ¿cómo, cuándo pudieron haberse formado?

## Otras preguntas importantes relacionadas

¿Cuál es la edad de la Tierra?, ¿cómo podemos saberla?

¿Cómo era la Tierra primigenia? ¿que tan similar o diferente de la actual? ¿las playas, las montañas? ¿la atmósfera, el océano?

¿Cómo era la corteza e interior de la Tierra primigenia?

¿La danza de las placas tectónicas cuándo se inició?

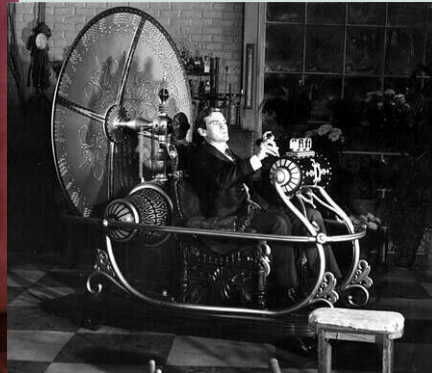
¿Cómo, cuándo, se formó la Tierra, el Sistema Solar?



*Solo que viajando en el tiempo.....*

# Entonces, ¡Hagamos un viaje imaginario en el tiempo!

Con alguna de las múltiples máquinas que el hombre ha diseñado para ello, ó



Guiados, no por la fantasía sino, por la imaginación y la evidencia científica

La Tierra tendrá que contarnos su pasado sentada al banquillo, ya que no puede mentirnos pues su historia está escrita en .....

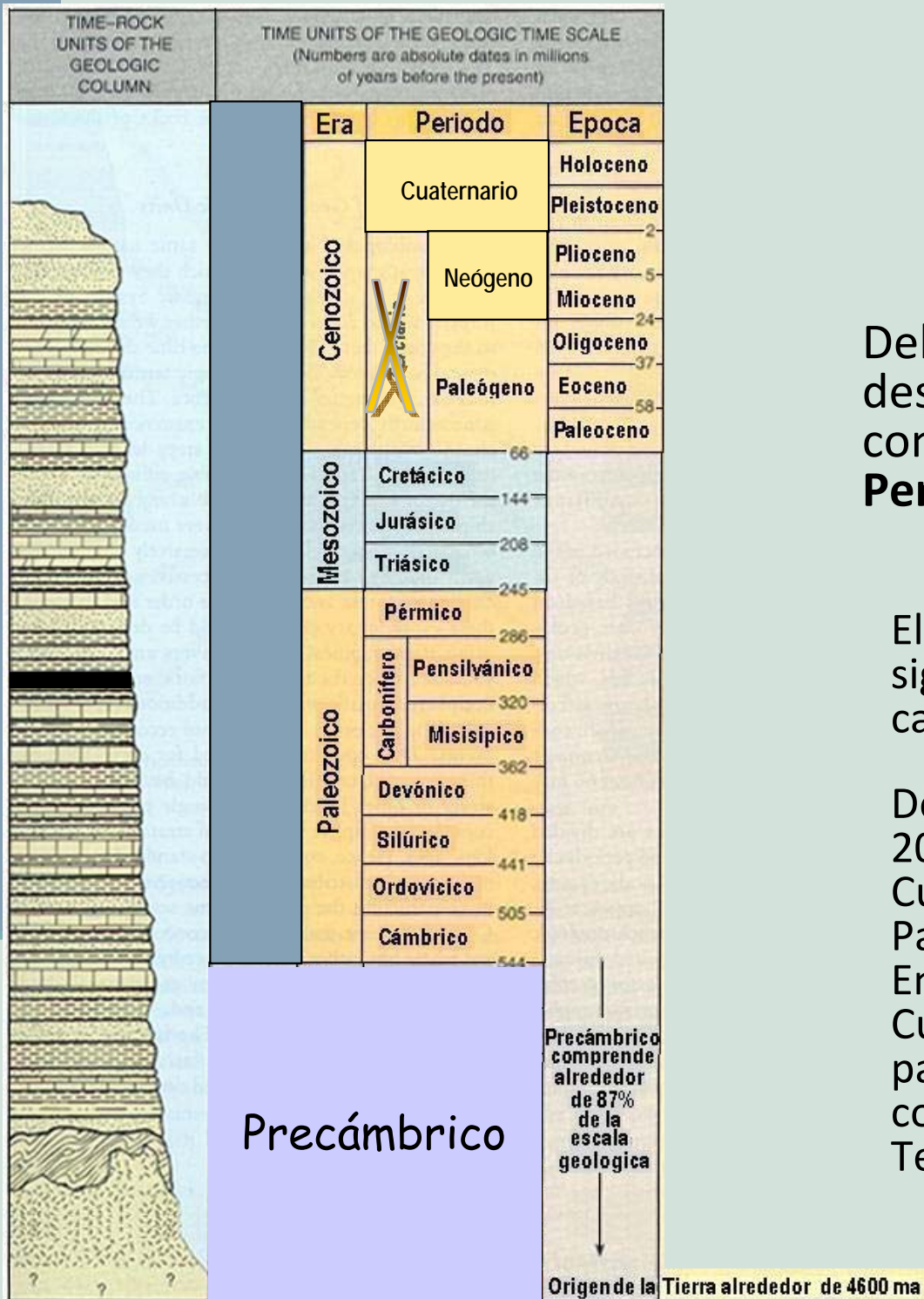
# Marco de referencia: La tabla estratigráfica y escala del tiempo geológica

EON	ERA	PERIODO	Significado y origen de los nombres		
FANEROZOICO	CENOZOICA Vida reciente	Neógeno	Derivado de clasificación de G. Arduino. (Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria) Jules Desnoyers, 1829; lo propuso para ciertos sedimentos y volcánicos del norte de Francia		
		Paleógeno	Derivado de clasificación de Arduino. Descripción en 1759 de sedimentos inconsolidados en <i>montes tertiarri</i> al pie de los Alpes Italianos		
	MESOZOICA Vida intermedia	Cretácico <sup>1</sup>	Derivado de la palabra latina <i>Creta</i> . Aplicado a depósitos calcáreos de los blancos acantilados del canal de la Mancha (otros en Bélgica y Holanda). Omalius d'Halloy (belga), 1822		
		Jurásico <sup>0,2</sup>	Tomado de las montañas del Jura (Francia - Suiza). A. von Humboldt, 1795 (Leopold von Buch, 1839, lo redefinió como sistema de validez)		
		Triásico <sup>3</sup>	De la palabra "trias" en reconocimiento al carácter triple de estas rocas en Alemania. Frederich von Alberti, 1834 (el estandar de referencia en Alpes)		
		Pérmico <sup>4</sup>	Tomado de la provincia Permia, Rusia, antiguo reino entre los Urales y el Volga. Murchison, 1841		
		Carboní-fero <sup>0</sup>	Pensilvánico	Su nombre es por las capas de carbón expuestas en la región nor-central de UK. William Conybeare & W. Phillips, 1822	Por el estado de Pensilvania. Henry S. Williams, 1891
			Misisípico		Tomado del Valle del Rio Mississippi. Alexander Winchell, 1870
		PALEOZOICA Vida antigua	Devónico <sup>3</sup>	Del condado Devonshire, UK, donde se estudiaron por primera. Sedgwick & Murchison, 1839	
	Silúrico <sup>2</sup>		Tomado de la tribu celta Siluros, que vivieron en Gales en la durante la conquista romana. Sir Roderick I. Murchison; Murchison & Sedgwick, 1835		
	Ordovícico <sup>5</sup>		Tomado de la tribu celta Ordovicios, quienes vivieron en Gales en la época romana. Charles Lapworth, 1879		
	Cámbrico <sup>1</sup>		Procede del nombre romano para Gales (Cambria), donde se estudiaron por primera vez rocas de esta edad. Adam Sedgwick, 1830		
		Precámbrico	El primer nombre usado para referirse al Precámbrico fue: Serie Primaria (de Arduino)		



antes: Era Secundaria

antes: Era Primaria

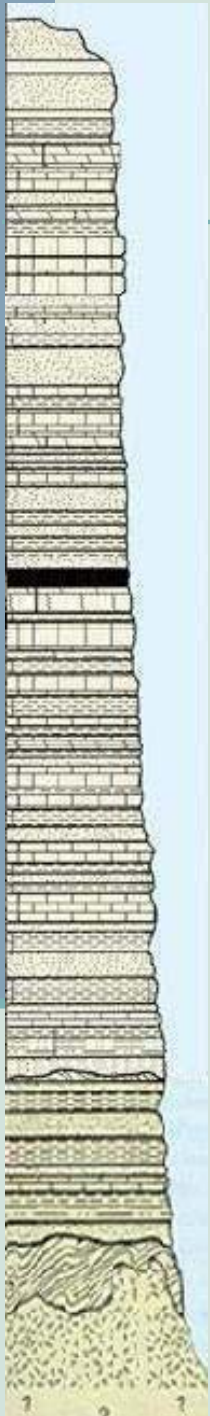


# Construcción de la tabla del tiempo geológico

Del Cámbrico al Reciente (Holoceno) se desarrollo en su mayoría en el siglo XIX con 3 grandes **Eras** subdivididas en **Periodos**.

El Precámbrico fue desarrollado en el siglo XX, con la creación de una nueva categoría de clasificación: **Eones**

Después de haber descontinuado en el 2010 los términos Terciario y Cuaternario e introducido los nuevos Paleógeno y Neógeno. En el 2012 se regresó al término del Cuaternario restringiendo el Neógeno para el Mioceno-Plioceno y se continuó con la discontinuación del Terciario



EON	ERA/ERATEMA	PERIODO/SISTEMA	Época/Serie	Ma
FANEROZOICO	CENOZOICA CZ	Cuaternario Q	Holoceno	0.0117
			Pleistoceno	2.588
		Neógeno N	Plioceno	5.3
			Mioceno	23
		Paleógeno E	Oligoceno	33.9
			Eoceno	56
			Paleoceno	66
	MESOZOICA MZ	Cretácico K	Tardío/Superior	
			Temprano/Inferior	145
		Jurásico J	Tardío/Superior	
			Medio	
			Temprano/Inferior	201.3
		Triásico TR	Tardío/Superior	
			Medio	
	PALEOZOICA PZ	Pérmico Pe	Tardío/Superior	252.2
			Medio	
		Carbónífero C	Pensilvánico C2	298.9
			Misisípico C1	358.9
		Devónico D	Tardío/Superior	
			Medio	
			Temprano/Inferior	419.2
		Silúrico S	Tardío/Superior	
			Medio	
Temprano/Inferior			443.4	
Ordo­vícico O	485.4			
Cámbrico €	Tardío/Superior			
	Medio			
	Temprano/Inferior	541		
Precámbrico PE	Proterozoico PR	Neoproterozoico NP	1000	
		Mesoproterozoico MP	1600	
		Paleoproterozoico PP	2500	
	Archeano AR	Neoarcheano NA	2800	
		Mesoarcheano MA	3200	
	Paleoarcheano PA	3600		
	Eoarcheano EA	4000		
	Hadeano		4570	

## TABLA DEL TIEMPO GEOLOGICO

Todo este tiempo tiene un registro en rocas en algún o muchos lugares en la Tierra.

Aunque se procura conservar términos (usos y costumbres), a veces cambian. Las fechas cambian continuamente intentando dar mayor precisión.

registro más escaso

sin registro rocoso

Time Divisions for the Precambrian

Time in Billions of Years	Time Divisions Followed in This Book*	Events
0.51		
1.0	Neo-Proterozoico	Glaciation Grenville orogeny
1.5	Meso-Proterozoico	
1.6		
2.0	Paleo-Proterozoico	Red beds Glaciation
2.5		
2.5	Neo-Archeano	Kenoran orogeny
2.8		
3.0	Meso-Archeano	Earliest BIF
3.2		
3.5	Paleo-Archeano	
3.6		
4.0	Eo-Archeano	Origin of Life
4.0		Oldest sediments
4.5	Hadeano	Major outgassing Development of internal structure Origin of Earth
4.6		

registro rocoso escaso

sin registro rocoso

Para conocer los primeros eventos de la Tierra, se tendría que buscar en:

1. las rocas viejas de la Tierra

3. La elaboración de inferencias, modelos, empleo de evidencias indirectas, extrapolar información sobre: firmas isotópicas, funcionamiento de otros planetas rocosos, composición de rocas terrestres vs meteoritos vs Sol.  
Funcionamiento actual de la Tierra, en particular de la TecPlacas

2. Los meteoritos y Rs lunares

# ¿Dónde están las rocas viejas de la Tierra?



**FIGURE 7.20** The distribution of the shields and cratons of the continents. Archean rocks help form the “cores” of continents around which other rocks accreted as the continents grew.

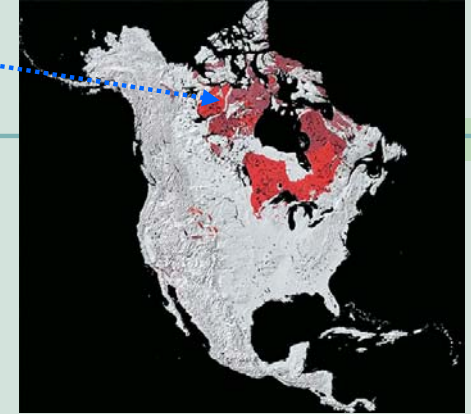
**Escudos y Plataformas** conforman a los **Cratones**: zonas tectónicamente estables  
Son el núcleo de los continentes, grandes áreas constituidas por las rocas más viejas, con muy pocas diferencias de relieve por extrema erosión



Las roca más antigua fechada en la Tierra proviene del Escudo Canadiense, es el gneiss de Acasta: **4030 millones de años (Ma)**



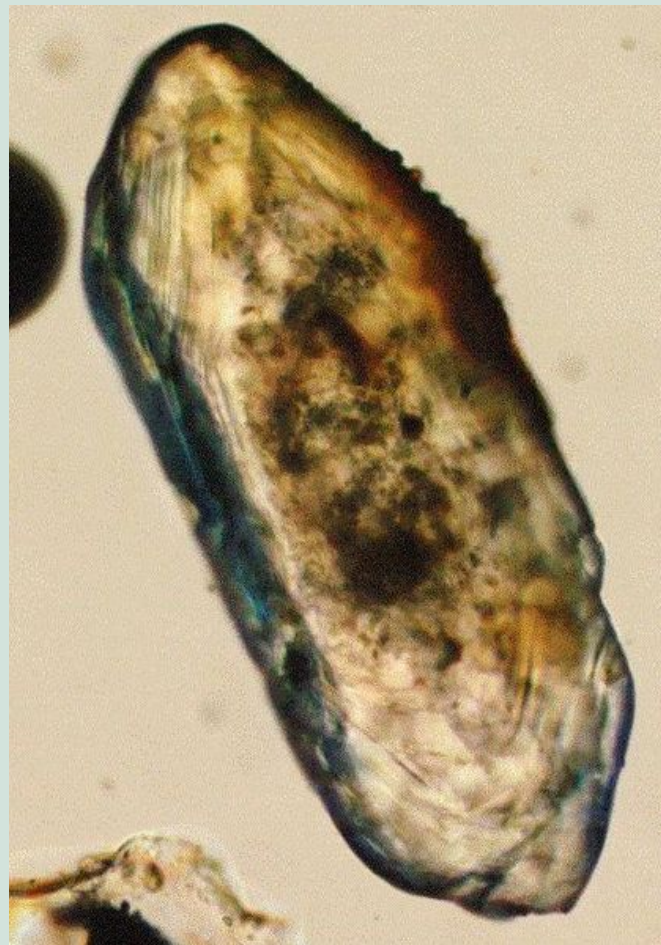
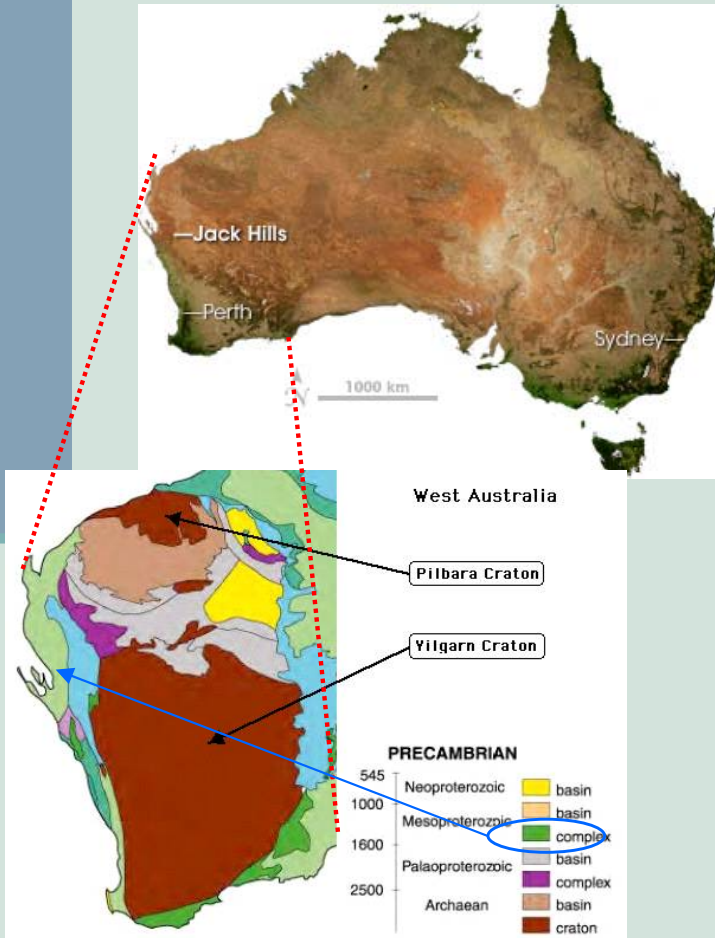
pero el gneiss es roca metamórfica formada a partir de otra roca que ya existía y que debió haberse formado tiempo antes, ¿qué tanto?



**La Tierra, la primera corteza, debe ser más vieja que esta edad!!!!**

En el oeste del Escudo Australiano, en Jack Hills, se encontraron, dentro de una arenisca de 3000 Ma, pequeños circones detríticos, provenientes de la erosión de una roca previa, tal vez ígnea; el circón se fechó con: **4350 Ma !!!**  
*¡Granos de arena de 4350 millones de años que se depositaron 1350 millones de años después de que se formaran inicialmente!*

Para 4350 Ma debió haber habido ya una corteza que para el tiempo del depósito de la arenisca, debió haber sido destruida



# Meteoritos y la Tierra

Decenas de cientos de meteoritos entran a la Tierra, tal vez  $> 100,000$ , caen tan solo en continentes.

Uno de los sitios mas prolíficos para recolectarlos es: la Antártica, donde son fáciles de detectar y se concentran por los procesos glaciares en las zonas de ablación

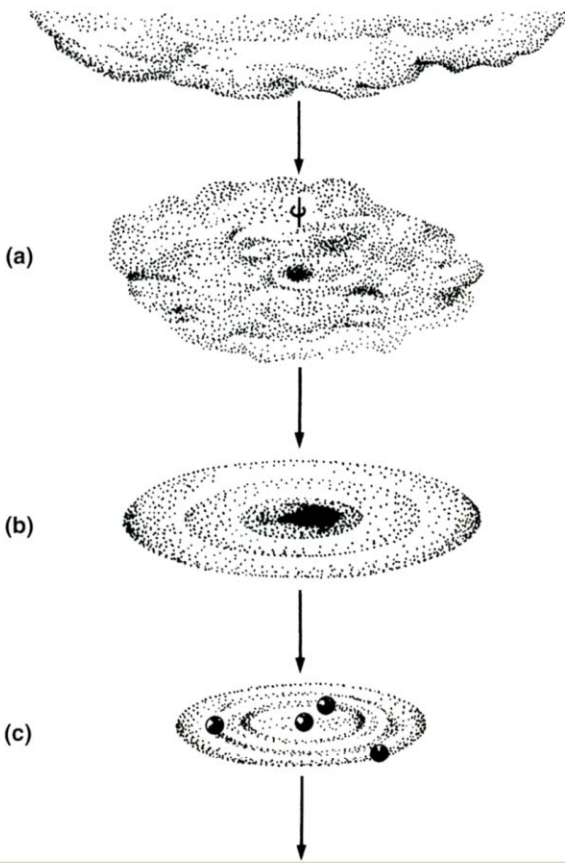
La mayoría de los meteoritos provienen del cinturón de asteroides.

Son representativas del material promedio del Sistema Solar, si se compara su composición con el análisis de la luz emitida por el Sol (con excepción de algunos gases: C, H, O, N, He)

Los meteoritos se consideran fragmentos similares a los originales, durante la formación del sistema Solar, que se acrecieron y dieron lugar a los planetas

**Origen del Sistema Solar y de la Tierra**



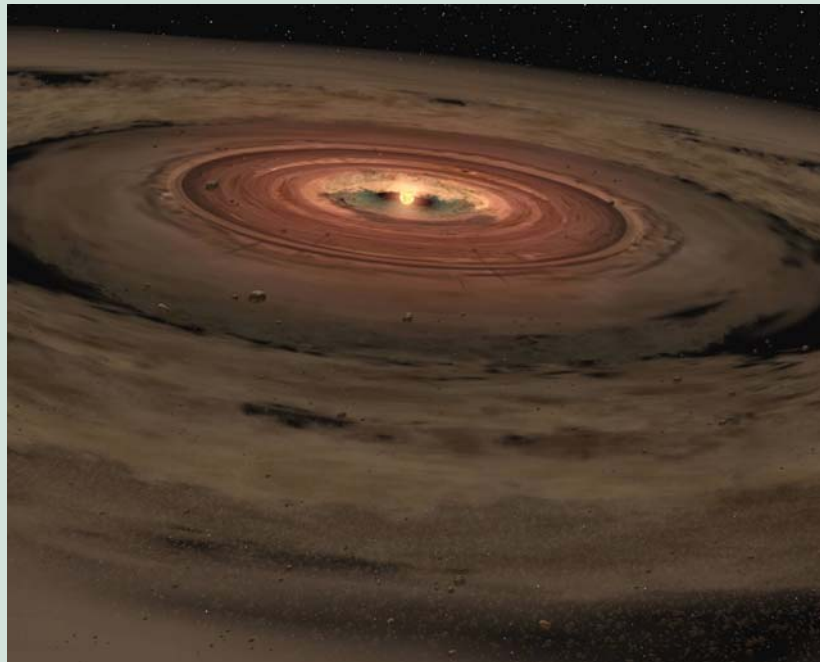


**El Sistema Solar se inició hace aprox 4600 Ma**  
**A partir de la fragmentación y colapso gravitacional de una**  
**nébula (nube de gas y polv) formada debido a la explosión**  
**de una supernova (estrella de 2ª generación en virtud del**  
**contenido de Fe).**

Formación de disco primitivo con el Sol en el centro, material  
alrededor en anillos, lo ligero en periferia

La materia de los anillos se agrupa en **Planetesimales** (m a  
centenas de km diám). Aumentan en tamaño, disminuyen en no.

En los primeros momentos de la **Proto-Tierra** hay frecuentes  
y muy grandes impactos de planetesimales. Los meteoritos  
de hoy son restos de su existencia



Teoría derivada de las  
propuestas por Kant  
(1754) y Laplace (1796)

Al menos 1,000 millones de planetesimales de 10 km de diámetro se habrían requerido para formar la Tierra, pero en realidad se debió haber formado con solo unos 100 de este tamaño y una lluvia de menores tamaños y alguno(s) cuántos impactos “gigantes”

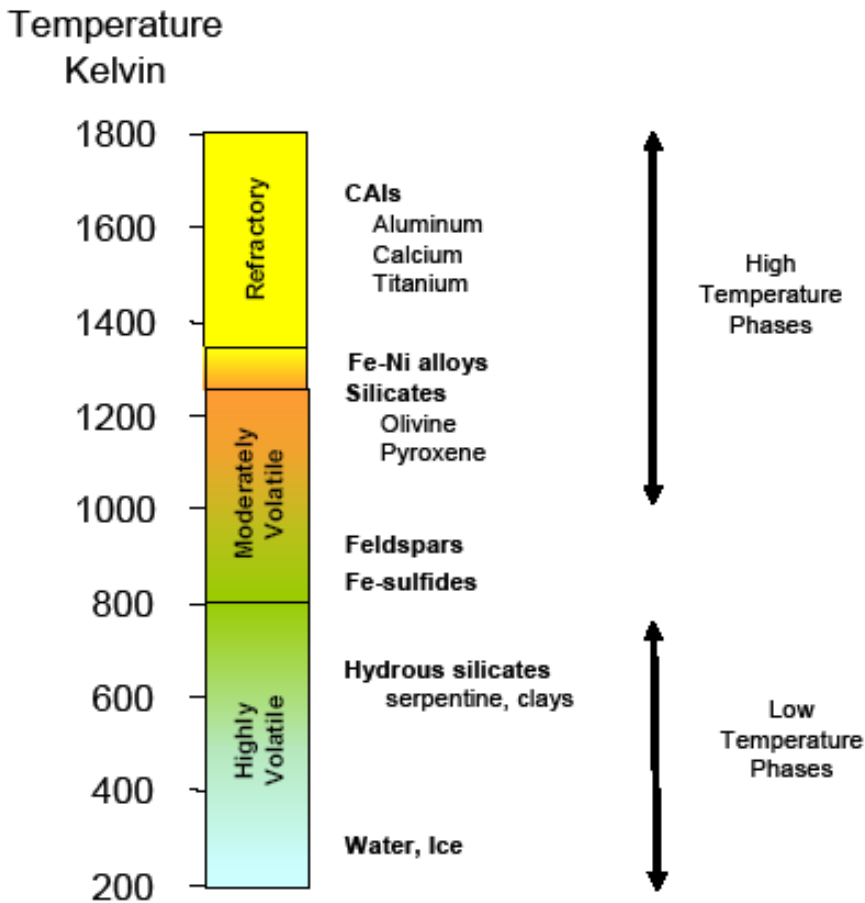
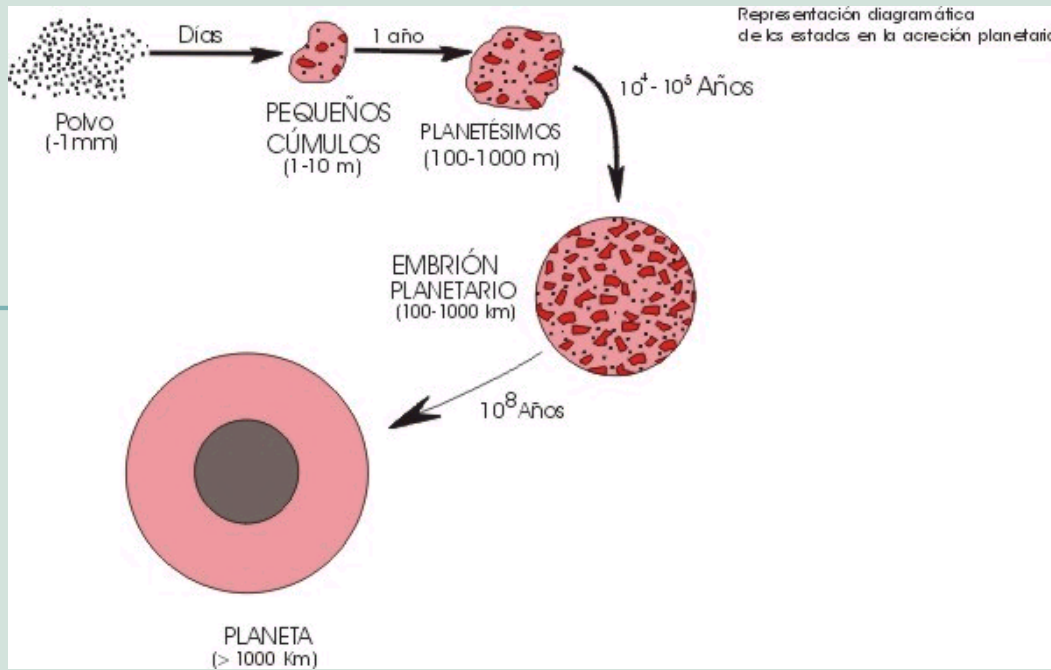


Figure 2.12. Sequence of condensation reactions from a cooling solar nebula. Simplified from [Grossman, 1972].

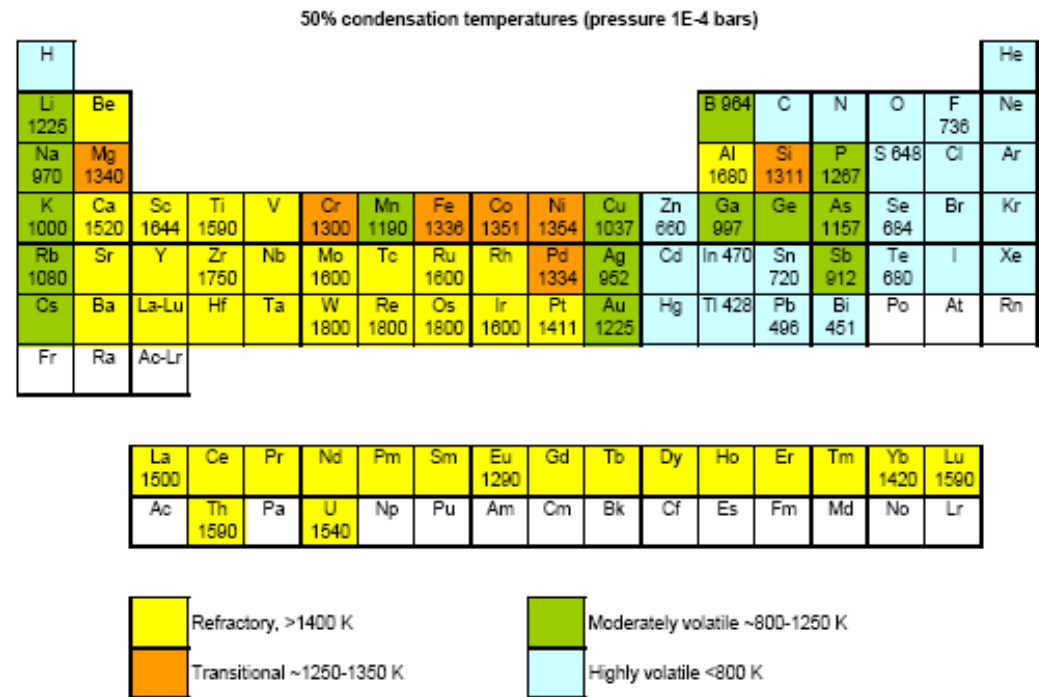


Figure 2.13. 50% condensation temperatures taken from [Wasson, 1985] and [O'Neill and Palme, 1998].

# Meteoritos

## 1. Rocosos (pétreos)

### Condritas

Ordinarias, con cóndrulos (cerca del Sol?)

Carbonáceas, primitivas, ricas en materiales volátiles (lejos del Sol?)

De Enstatita

### Acondritas

Corteza de planetesimales?

## 2. Férricos (metálicos)

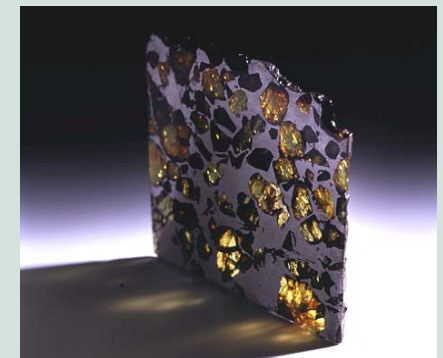
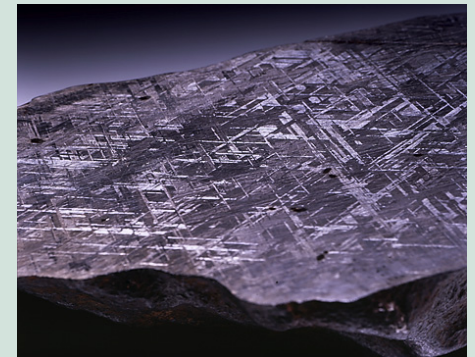
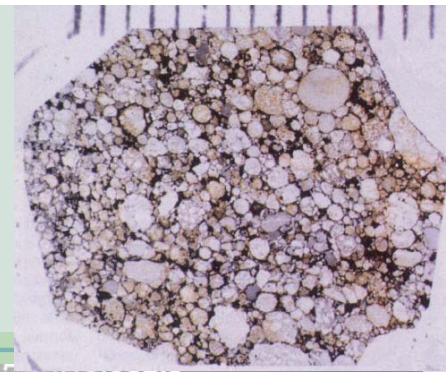
Núcleos de planetesimales?

## 3. Rocos-férricos (metálico-rocosos)

Mezclas de Fe, Ni y roca

Las condritas tienen materiales ricos en la Tierra y Fe metálico (raro en la superficie terrestre)

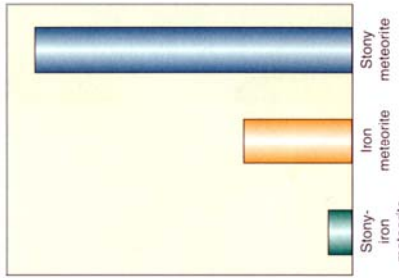
La edad promedio de diversos meteoritos fechados con U-Pb (Pb-Pb) dan **4.55 Ga** (Patterson, 1956)



(c)

(b)

(a)



Types and frequency of meteorites. From left to right are shown: stony-iron, iron, and stony meteorites.

# Rocas lunares

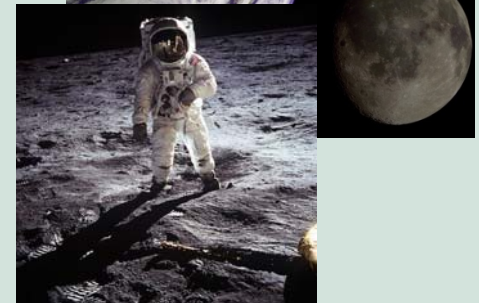
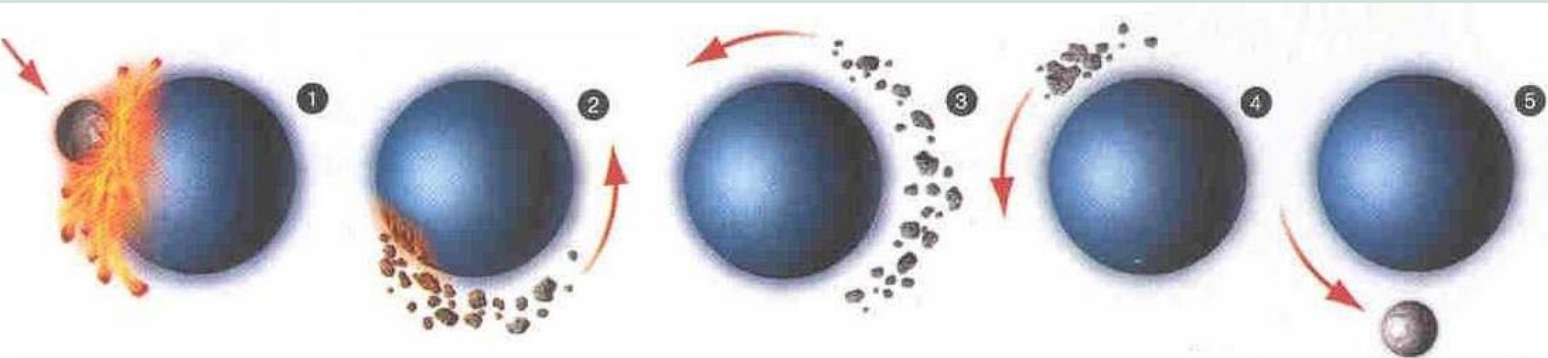
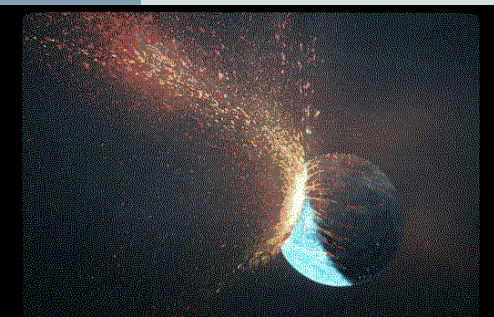
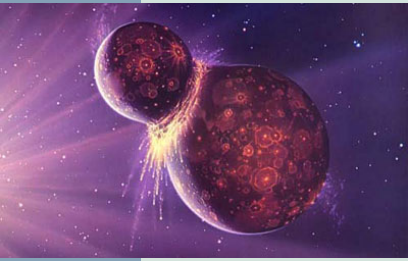
Fue un evento común durante la formación de la Tierra y demás planetas, el choque de cuerpos planetesimales mayores.

Prueba de ello es la inclinación diferente que tienen sus ejes de rotación ej: Marte y Tierra; Venus totalmente se volteó en virtud a su rotación retrógrada; Urano con eje rotación casi paralelo a eclíptica

Un “planetesimal”: **Theia**, del tamaño de Marte choca contra la proto-Tierra, la cual se funde en gran medida. De los restos en órbita se forma la Luna

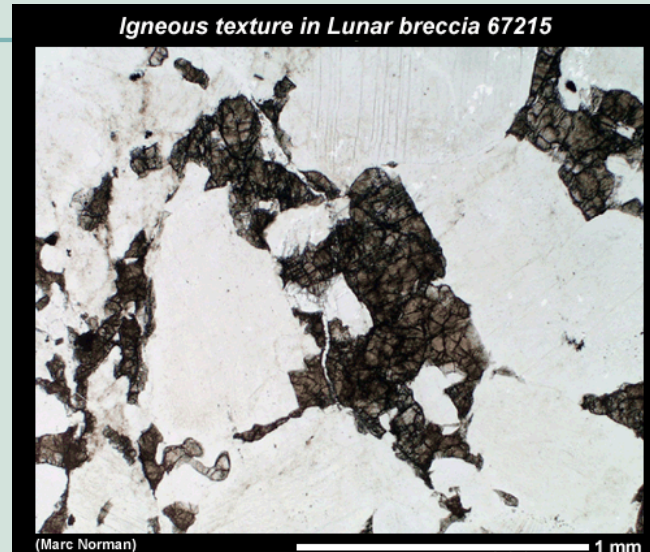
Dado que las rocas de la luna no han sufrido recirculación (erosión, subducción placas tectónicas)

Y que ya hemos ido a “campo” a recoger algunas con los Apollos, .....



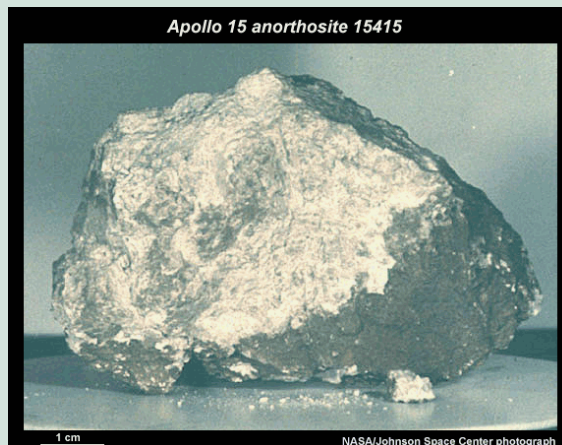
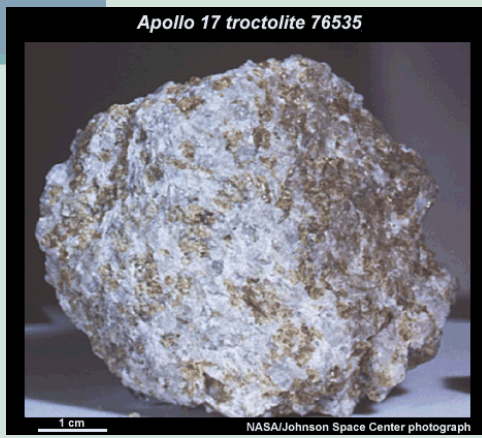
# Rocas lunares

..... su fechamiento indicará más fielmente su tiempo de formación, solo perturbadas por meteoritos, que también pudieran resetear los relojes radiométricos



Norman M.D et al. (2003) describen que se han fechado rocas lunares tipo anortositas que contienen casi solo Pg-Ca, con muy amplios rangos de error 4.3 a 4.5 Ga

Brechas noríticas anortosíticas traídas por el Apollo 16 dan edades (Sm-Nd) de **4.4 + 0.1 Ga**



El fechamiento Sm-Nd empleando por separado los Px y Ol, de otras anortositas dan edades más precisas, de **4.46 Ga**



# Meteoritos y rocas lunares

Dado que isótopos radioactivos de U y Th se convierten a Pb:

$^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$   $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$   $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$  hay más Pb hoy que al inicio del SS

Para conocer el Pb original de cada isótopo basta con analizar muestras que no contengan (o contengan muy poco) U ni Th, ya que en ellas la > del Pb sería no radiogénico

En estas muestras se calcularía la entre los diferentes isótopos de Pb

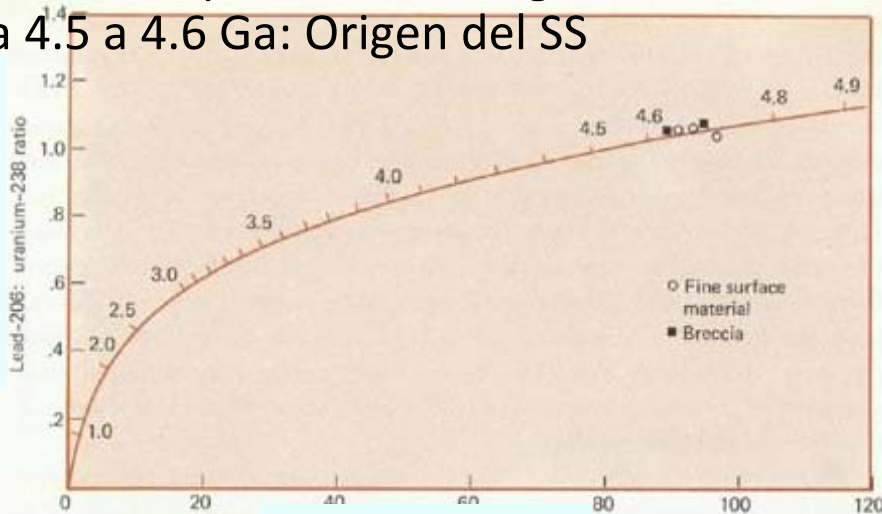
Así podríamos restar el Pb original del radiogénico y hacer fechamientos mas precisos: fechamientos cruzados coincidirán

Muestras con casi nada de U son algunos meteoritos

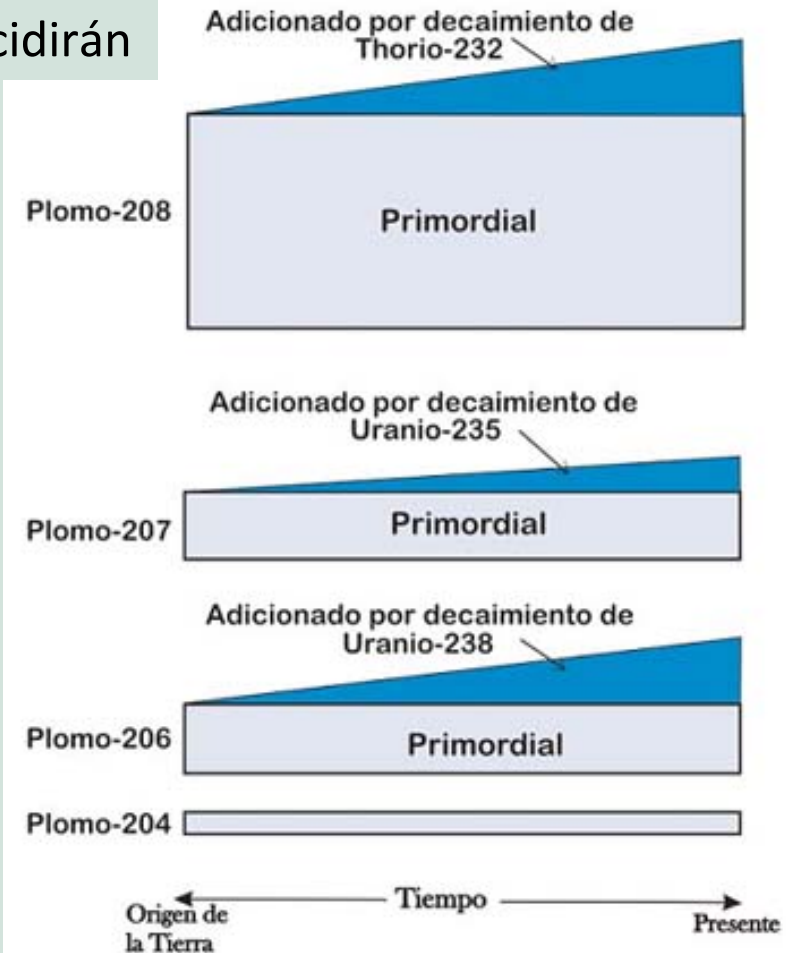
En ellos se tiene la relación original de isótopos de Pb así se puede calcular el tiempo requerido para pasar de las relaciones isotópicas del Pb original a las actuales, cálculo

que da 4.5 a 4.6 Ga: Origen del SS

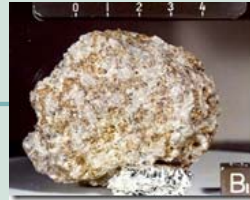
Pb-206 : U-238



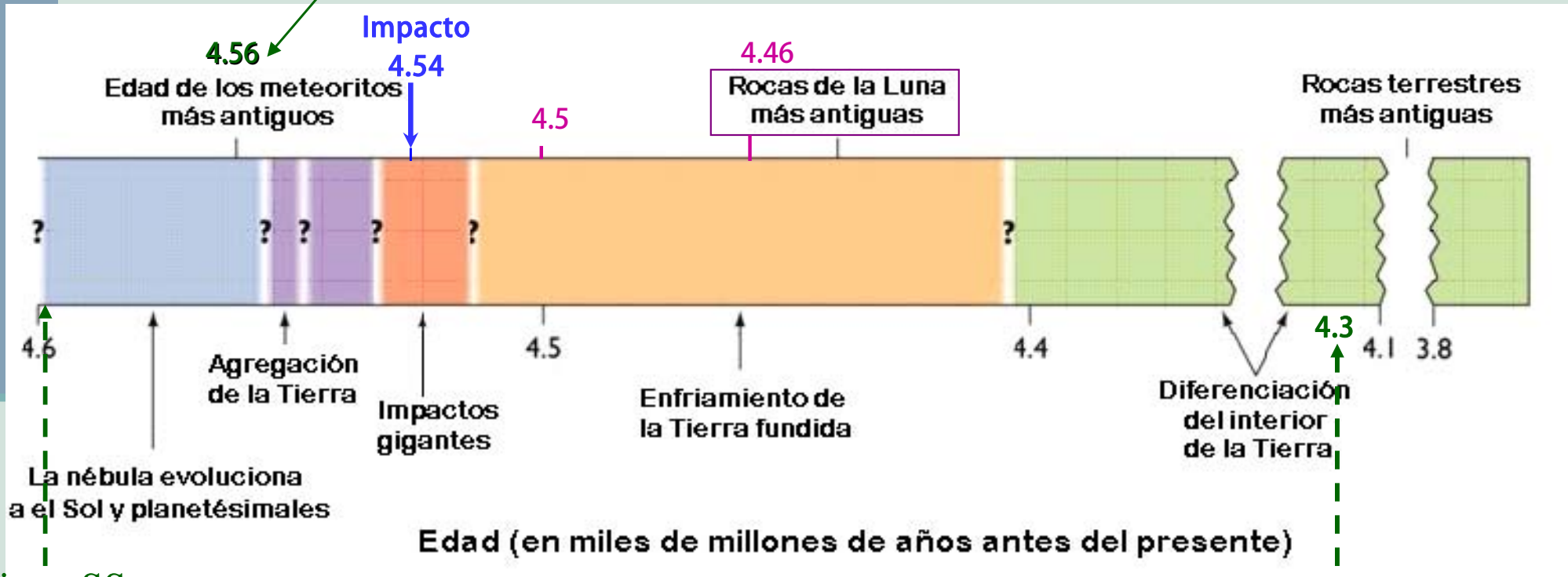
Uranium-lead concordia showing concordant ages (in billions of years) of lunar soil and breccia collected by Apollo 11. Age between 4.6 and 4.7 billion years accords with the age of the solar system. (Wetherill, 1971)



# Los primeros 600 Ma



Los meteoritos  $\approx$  el núcleo de la Tierra,

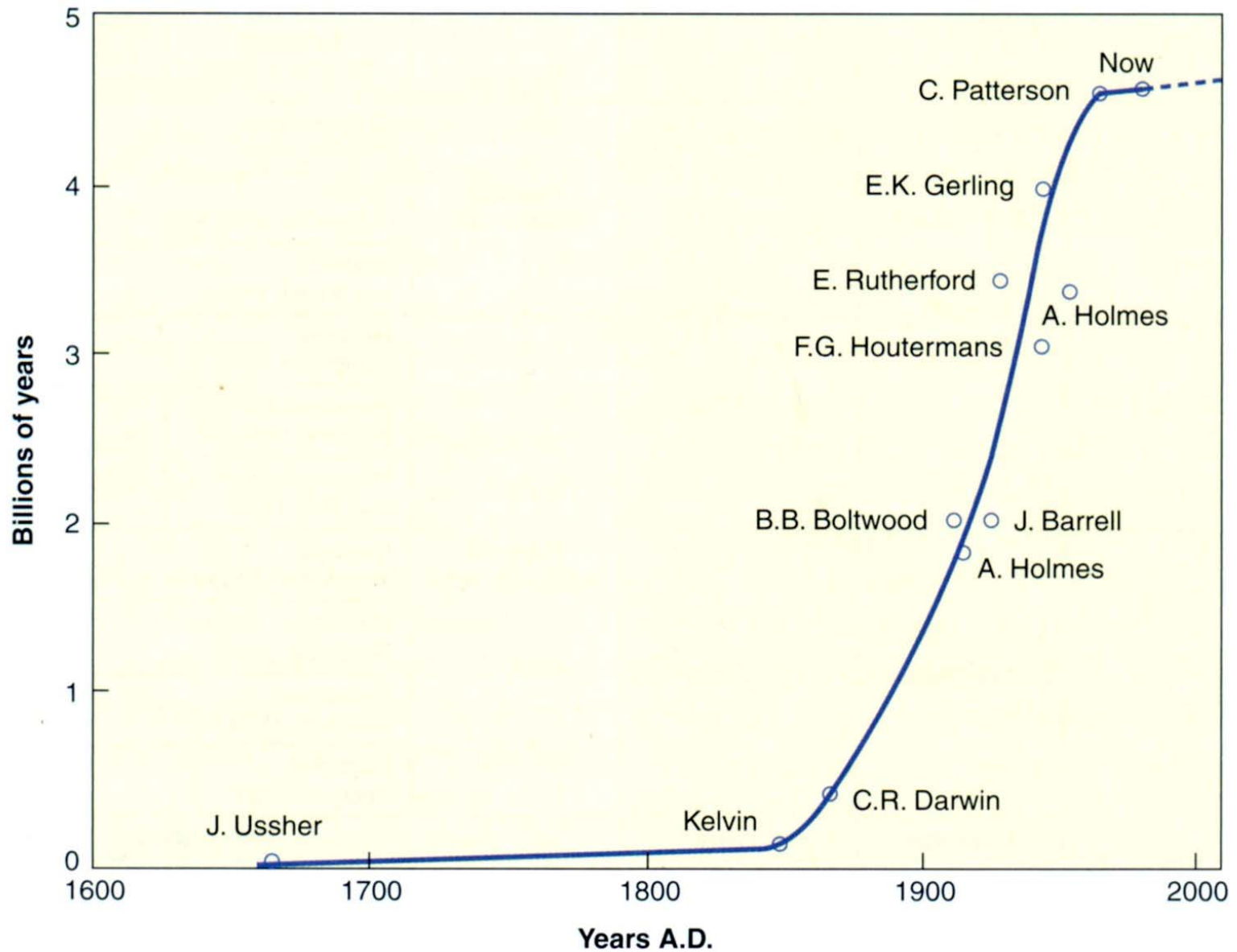


origen SS

Tal vez solo 30 Ma para tener un núcleo diferenciado

Evidencia de 1ª (?) corteza

Al menos 100 Ma se requieren para el crecimiento de la proto-Tierra a su tamaño actual



**BOX FIGURE 5.B1** Changing estimates of the age of the Earth. [Reproduced from: Cloud, P. *Oasis in Space: Earth History from the Beginning*. W.W. Norton. NY,NY. Figure 4.6 (p. 89).]

# Origen del núcleo de la Tierra

- **Formación inicial rápida: dentro de los primeros 30 (ó unas pocas decenas) de millones de años del inicio de la acreción de la Tierra.** Esto se desprende de las estimaciones basadas en las relaciones de los sistemas isotópicos  $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$  que son litófilo-siderófilos

Crecimiento del núcleo metálico favorecido por:

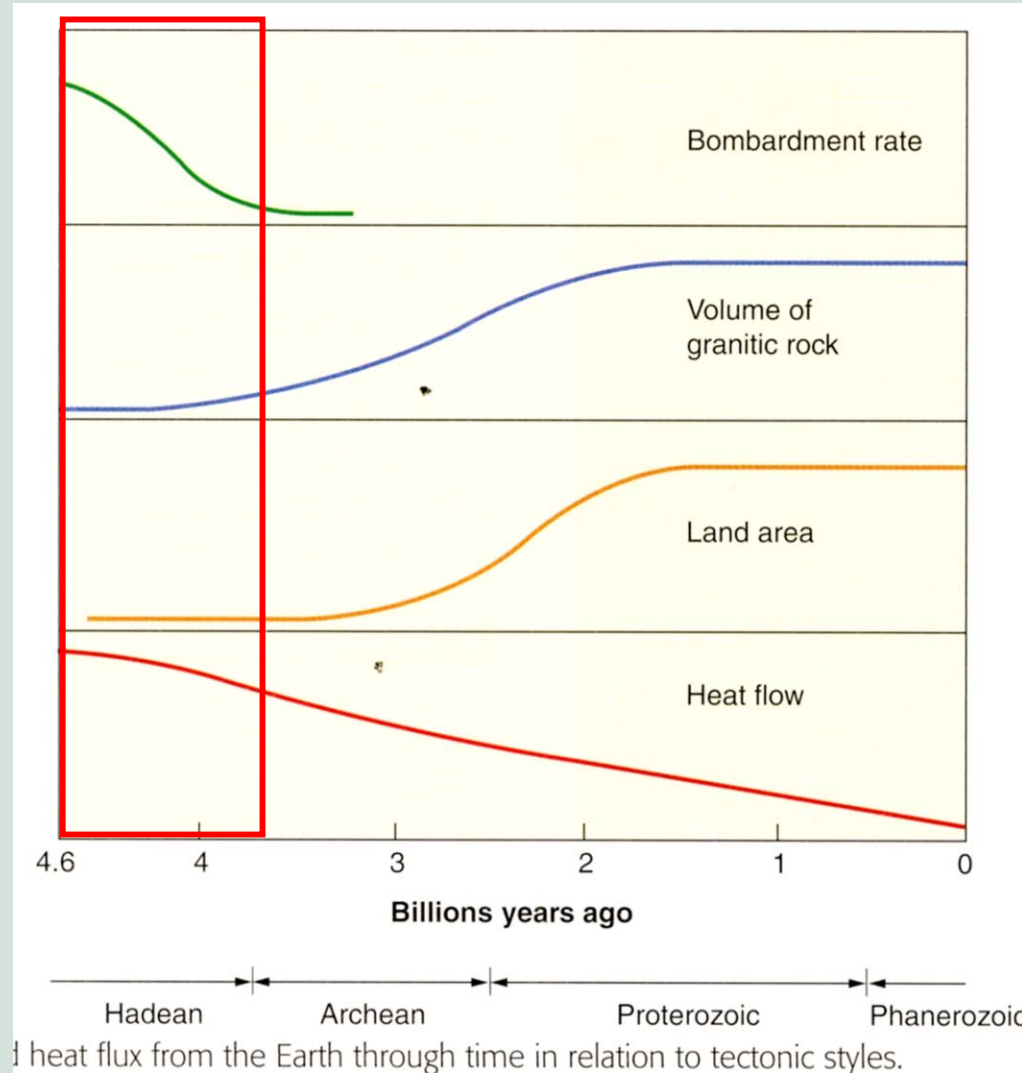
- El intenso bombardeo de asteroides y embriones planetarios.
- Hierro metálico fundido y caída hacia el interior
- Un > decaimiento radioactivo\*

Existencia de un alto gradiente geotérmico debido a lo anterior.

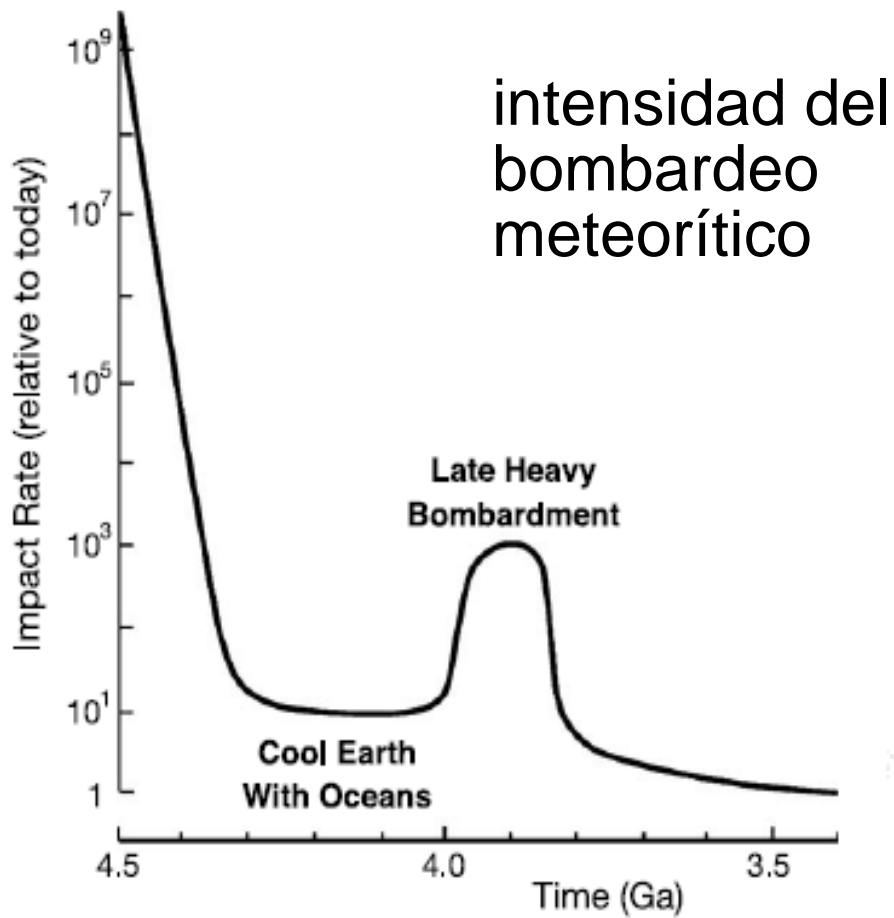
Adicionalmente en este inicio:

- + Sin corteza por bombardeo e intensa convección por calor interno
- + Sin atmosfera

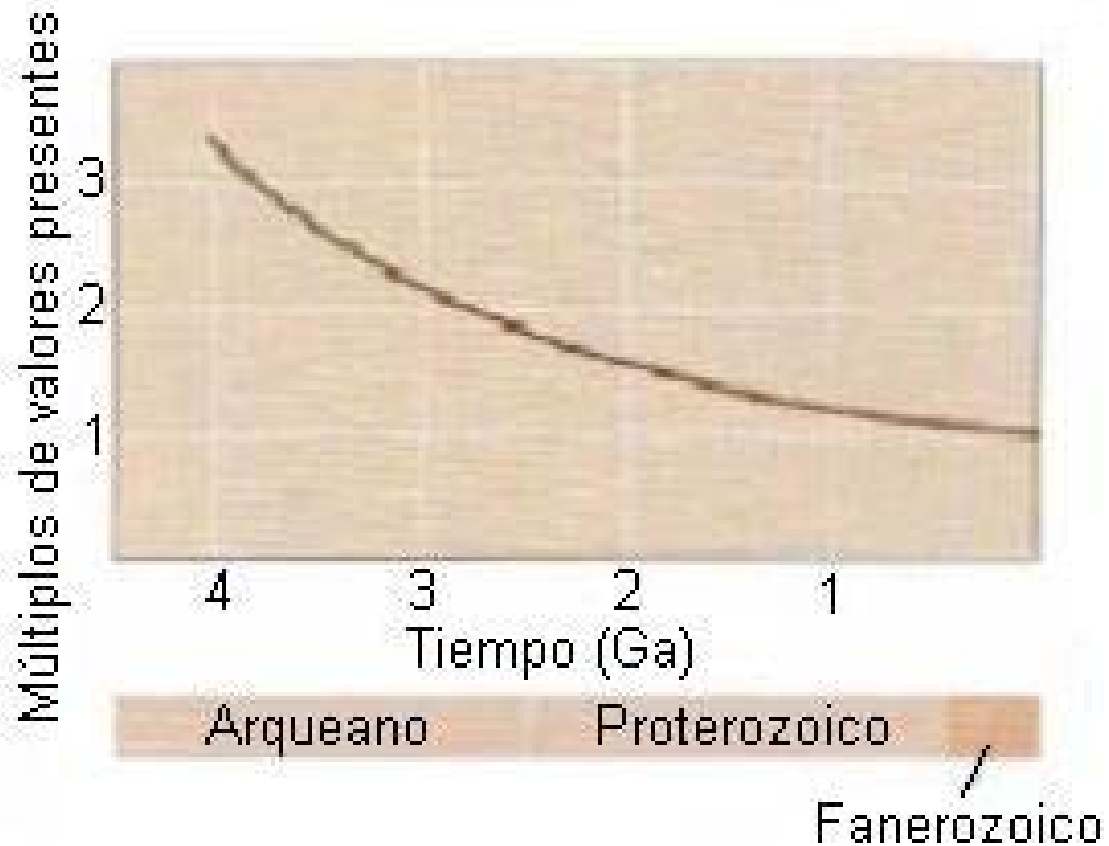
\* ej. varios sistemas de vida ± corta, de los que hoy quedan los isótopos hijos



and heat flux from the Earth through time in relation to tectonic styles.



Declinación del decaimiento radioactivo



# Dos posibles escenarios de acreción: en un océano magmático y manto sólido vs mezclas imperfectas de sólidos en manto fundido

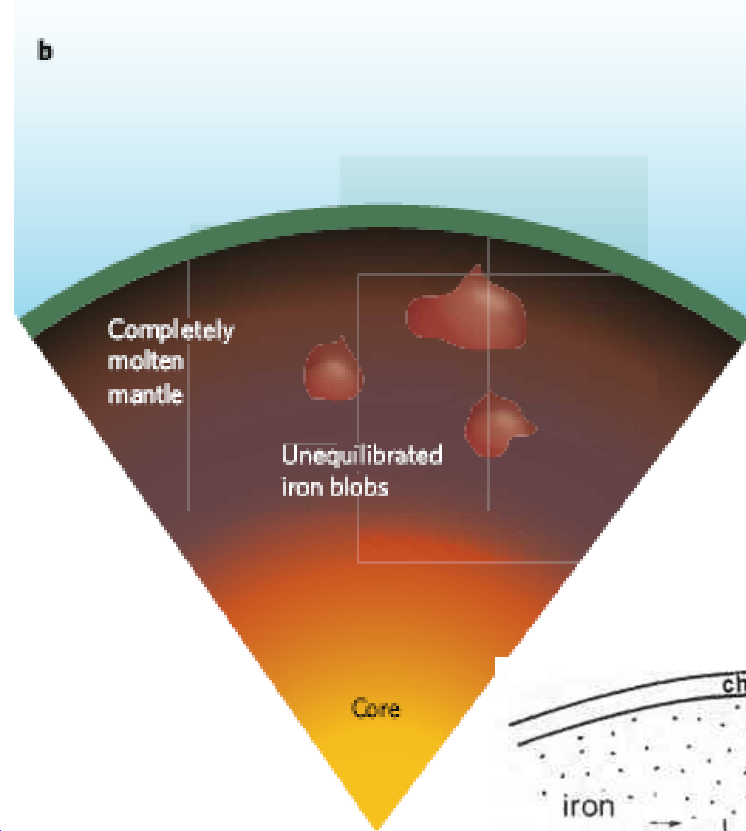
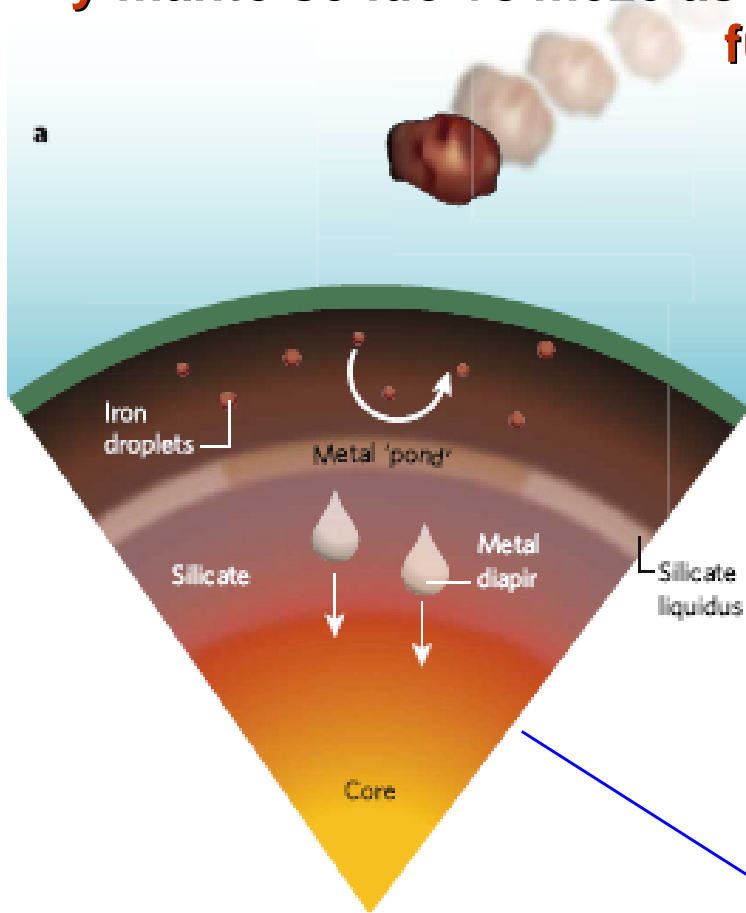
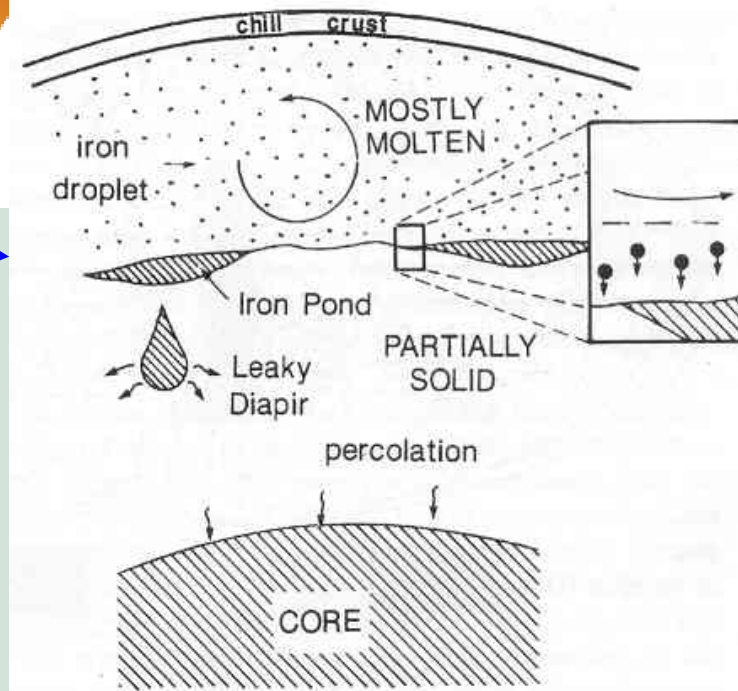


Figure 3 | Two contrasting views of what might have happened during core formation. **a**, There is a magma ocean bounded below by a mostly solid lower region: the dispersed iron aggregates before descending to the core. **b**, Some of the iron from the core of the projectile responsible for a giant impact is imperfectly mixed and descends to the core on a short timescale as distorted blobs hundreds of kilometres in diameter, without equilibration with the mantle.

La formación del núcleo es el más grande proceso de diferenciación en la Tierra, implica la movilización de 1/3 de su masa y una gran liberación de energía



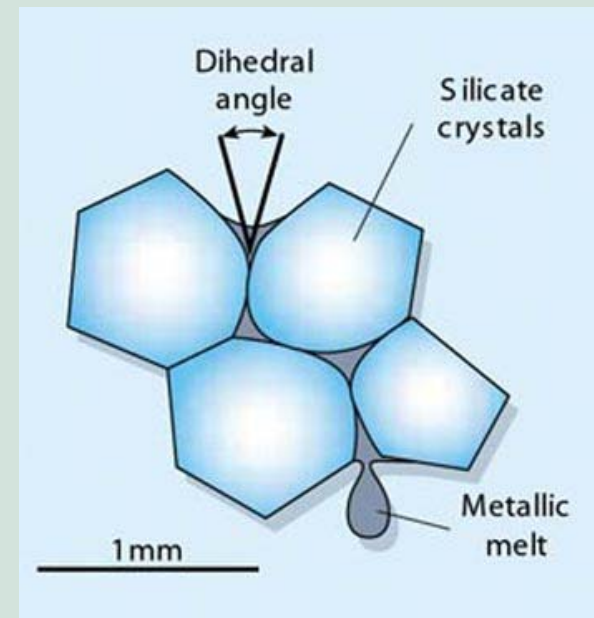
**El calor alcanzó el punto de fusión del Fe, que por ser denso se fue al centro (núcleo)**

No. atómico  
Punto ebullición °C  
Punto fusión °C  
densidad

26	55,847	14	28,086
	2,3		4
3000		2880	
1536		1410	
7,86		2,33	
[Ar]3d <sup>6</sup> 4s <sup>2</sup>		[Ne]3s <sup>2</sup> 3p <sup>2</sup>	
Hierro		Silicio	

Peso atómico  
valencia

Estructura atómica



El alto gradiente geotérmico produciría una convección del manto posiblemente aún más intensa que hoy,  
Con el inicio de un enfriamiento superficial incipiente, se favorece aún más la diferenciación interna y el proceso de desarrollo de lo que serían los primeros protocontinentes

# ¿Cuándo?

Sistema  $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ , (Jacobs, 2005)

Vida Media: 9 Ma

El Hf es litófilo, el  $^{182}\text{Hf}$  ya no existe hoy en la Tierra

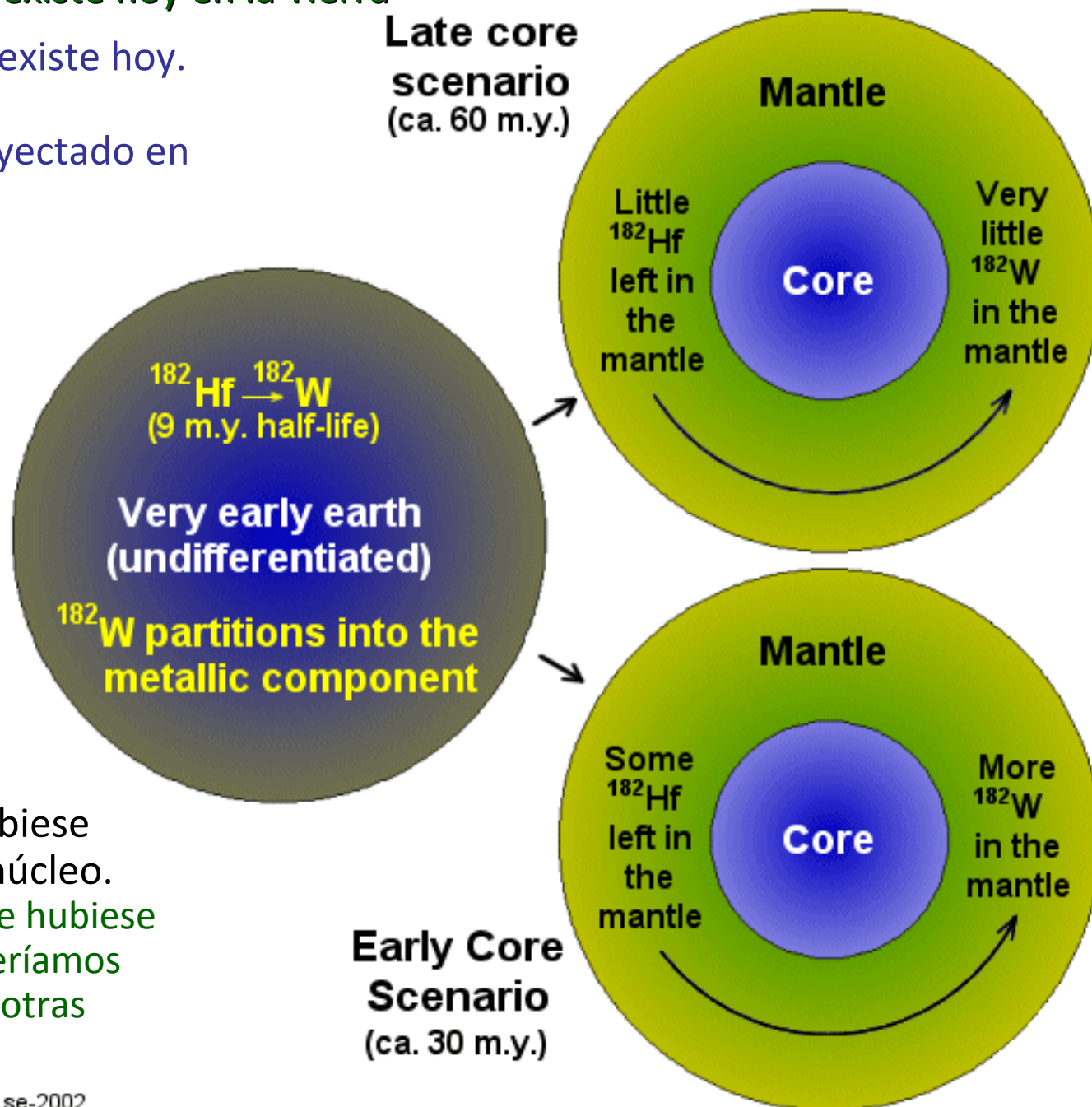
El W es siderófilo, el  $^{182}\text{W}$  si existe hoy.

El manto está anómalamente enriquecido con él: material eyectado en el Hot Spot de Hawaii

¿Por qué, si es siderófilo?, que ¿no debió haberse ido al núcleo?

**Lento:** el Hf tuvo tiempo de transformarse en su  $>$  a W y este se habría ido al núcleo en formación. Hubiera quedado muy poco Hf en el manto que hoy lo veríamos como W (hubiera poco W en manto)

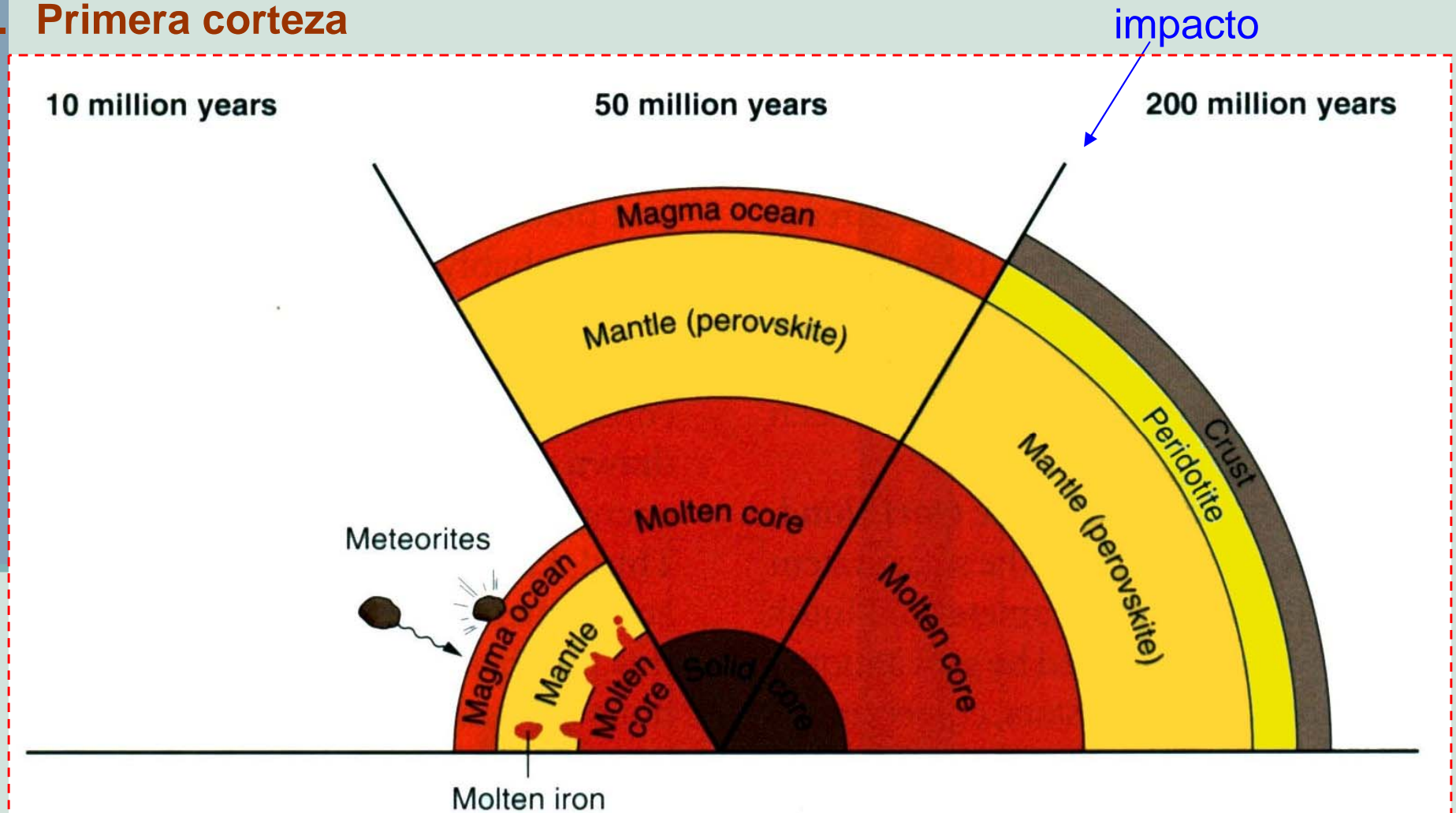
**Rápido:** solo parte del Hf se hubiese transformado a W yéndose al núcleo. Una cantidad importante de Hf se hubiese quedado en el manto, y hoy lo veríamos como W en  $>$  proporción que en otras partes de la Tierra





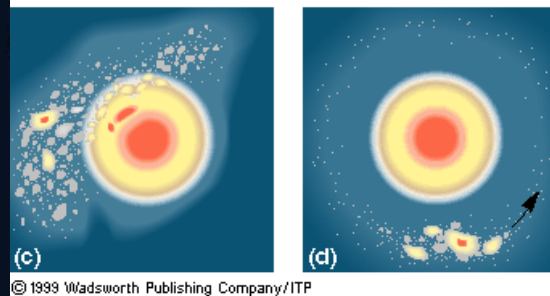
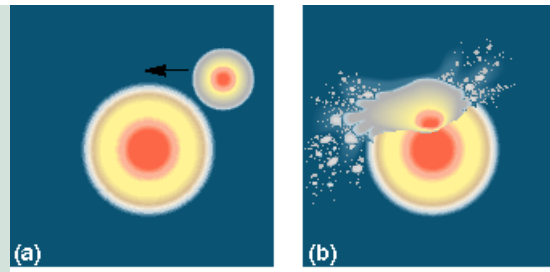
# Secuencia de eventos de la diferenciación interna de la Tierra después del inicio de la acreción planetaria

1. Diferenciación entre núcleo y manto: proceso rápido primeros 10-30 Ma
2. Océano magmático: inicio del enfriamiento
3. **Primera corteza**

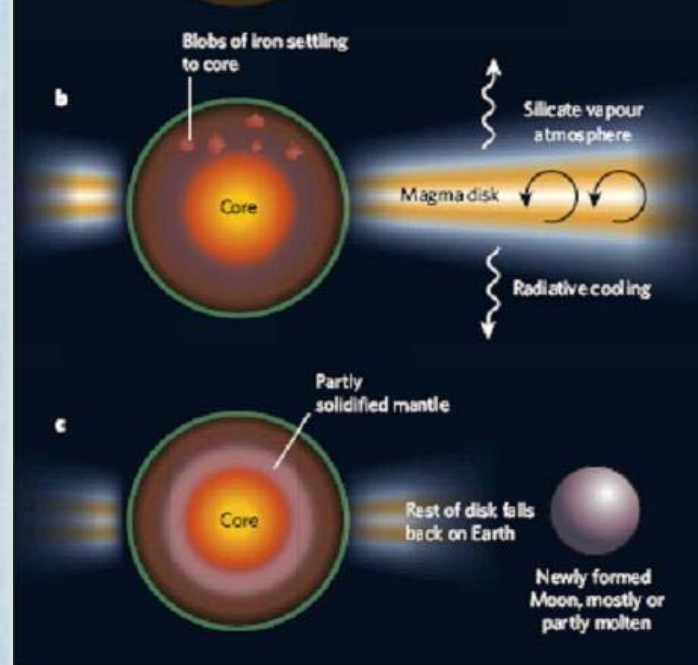


La Tierra al inicio: composición y densidad relativamente homogéneas

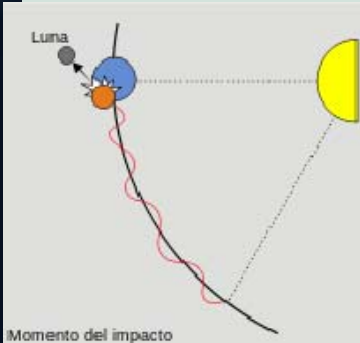
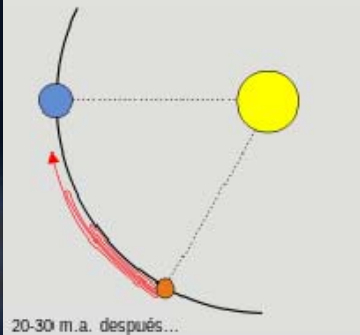
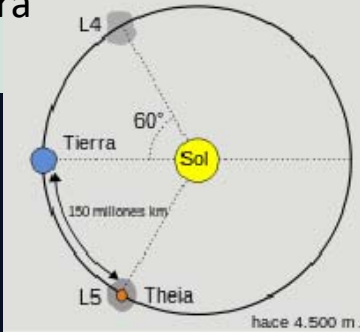
# Síntesis



© 1999 Wadsworth Publishing Company/ITP



Gran parte del núcleo de Theia se mezcla con el manto y núcleo de la Tierra

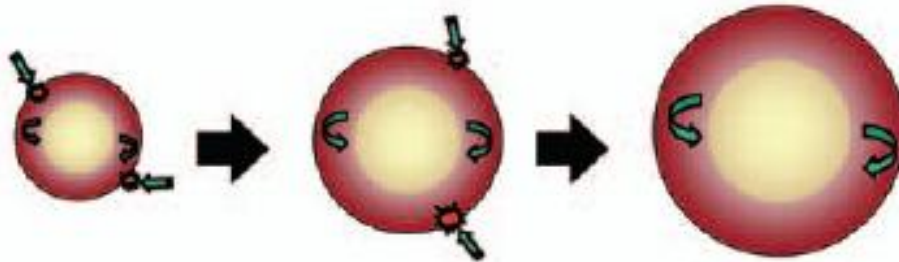


El calor generado por el impacto pudo haber derretido parte de la nueva Tierra modificando el proceso de diferenciación en capas, particularmente del manto. Los materiales derretidos orbitando alrededor de la Tierra coalescerían para formar la Luna

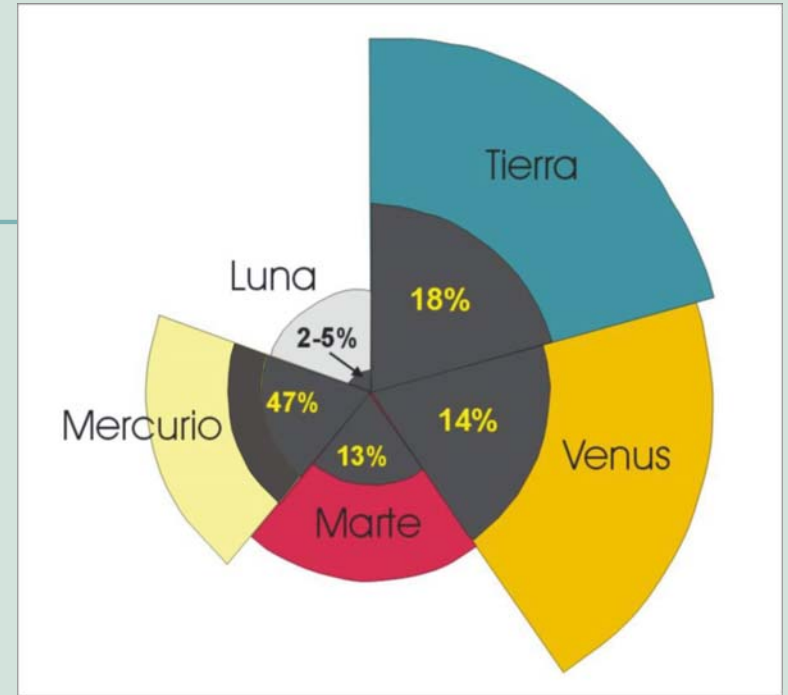
(A) Instantaneous core formation from a fully formed planet



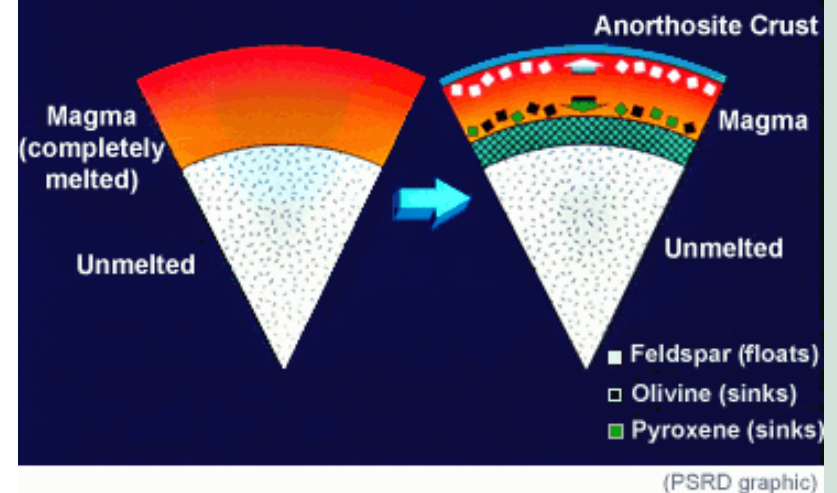
(B) Continuous core formation and impactor – mantle equilibration during planetary growth



(C) Core-core mixing without metal-silicate equilibration during planetary growth



*The Lunar Magma Ocean*

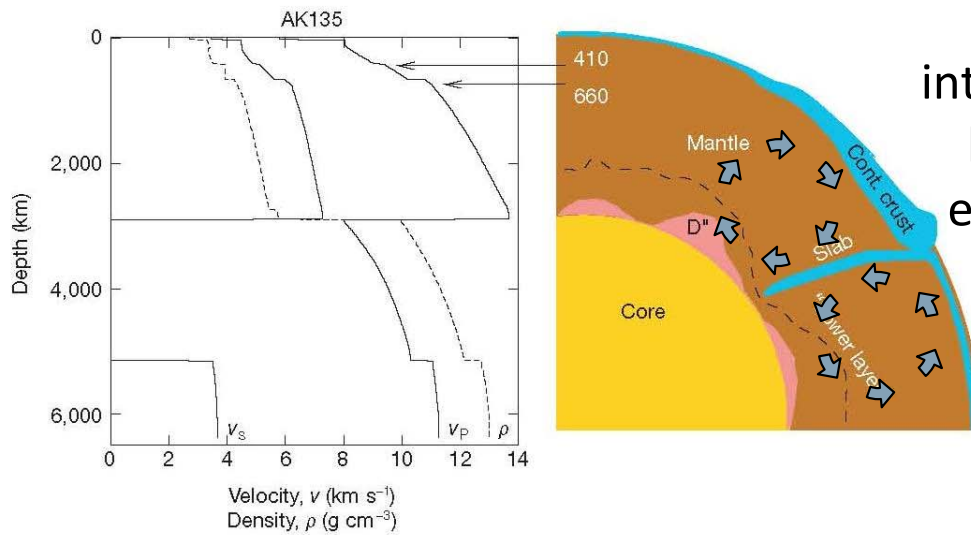


# El núcleo y manto hoy y ayer (?):

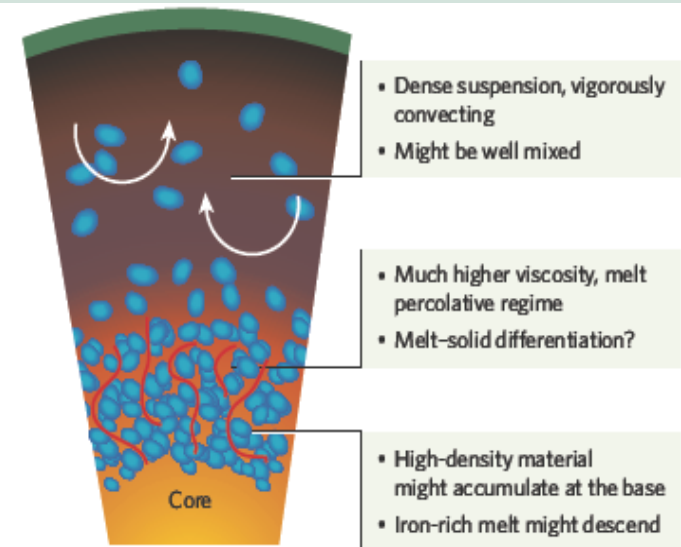
Manto estratificado:  
410 y 660 km prof.

Una capa D de  
espesor variable

Un núcleo  
sólido  
interno y  
líquido  
externo

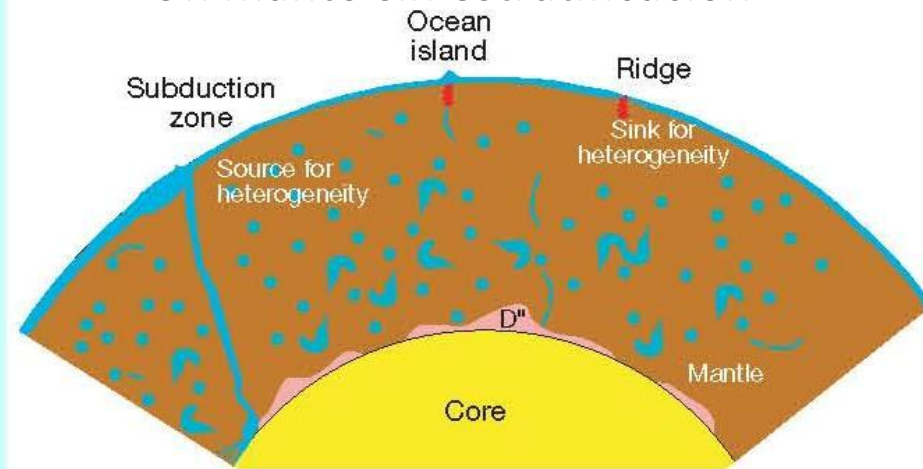


**Figure 1** Speeds of seismic waves in the Earth, showing the major discontinuities at 410 and 660 km depth, and the D'' layer at the base of the mantle. Also a side view of the Earth, showing a region of continental crust and a subducted lithospheric slab extending into the lower mantle. The D'' layer is irregular in thickness. The "lower layer" is shown with a dashed line.

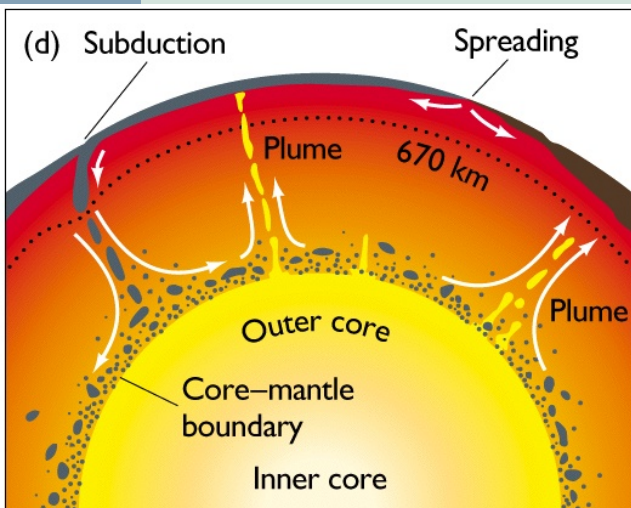


**Figure 4** | Mantle cooling and differentiation during the later stages of a magma ocean. As the magma of the mantle cools, a stage is eventually reached at which dense iron-rich interstitial liquid (red) percolates through the solid matrix (blue) to accumulate just above the core.

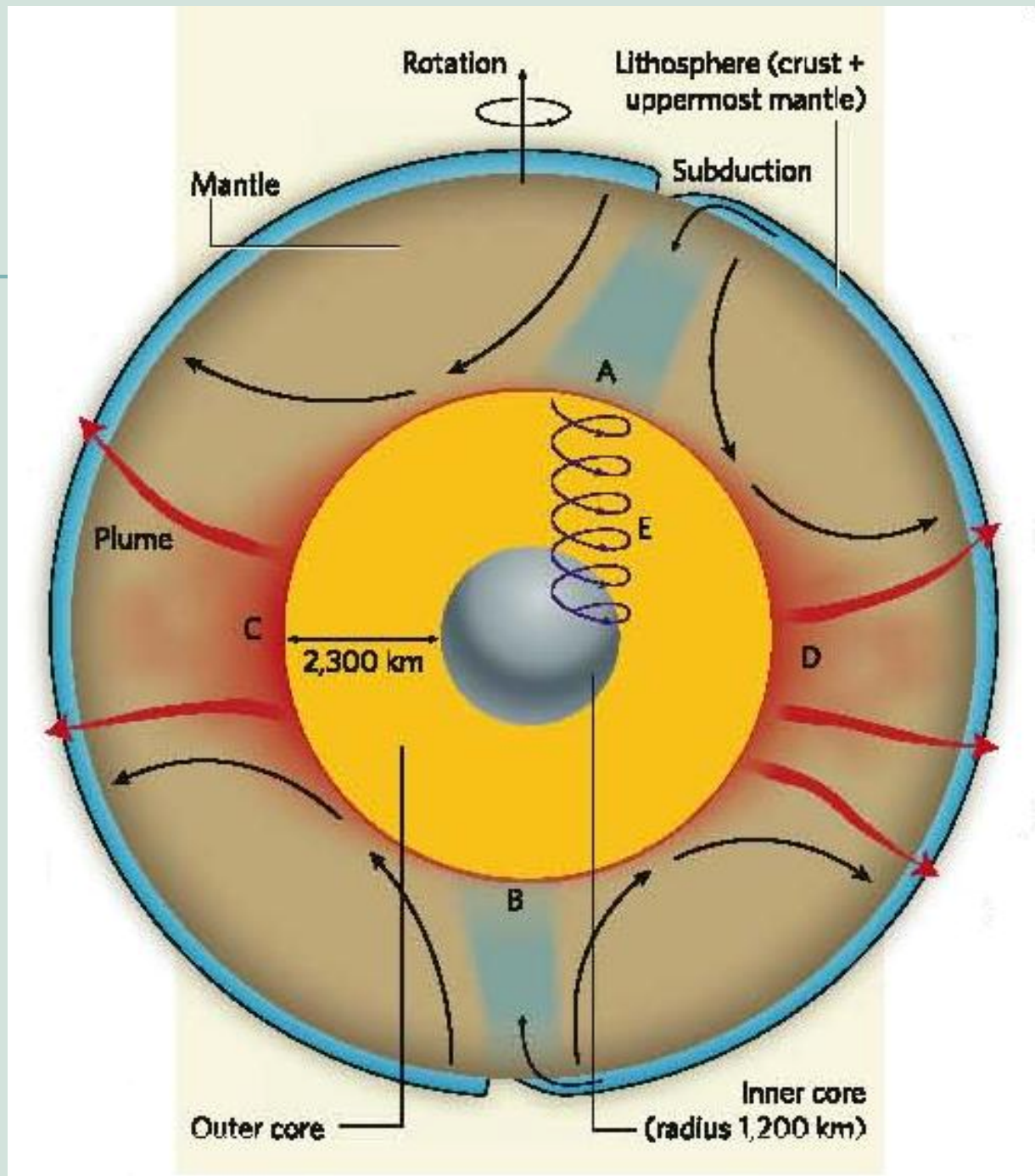
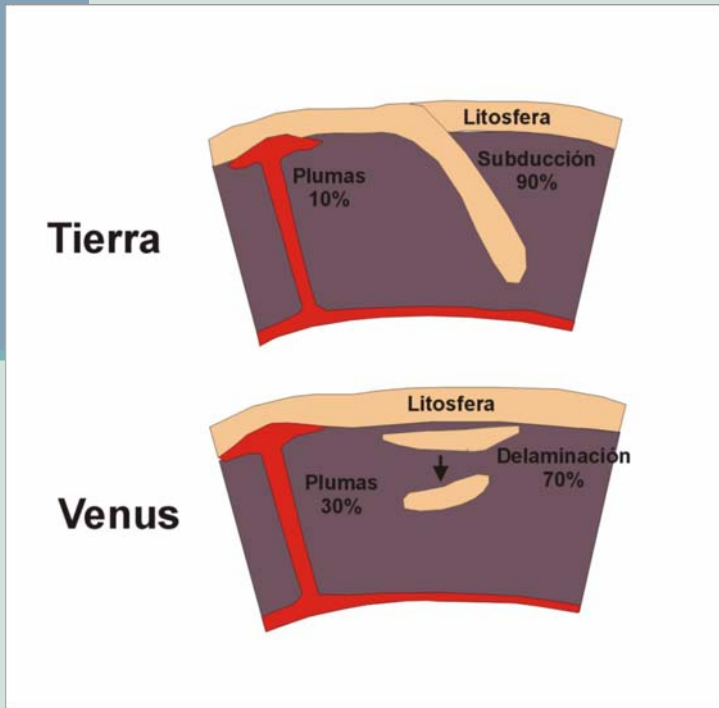
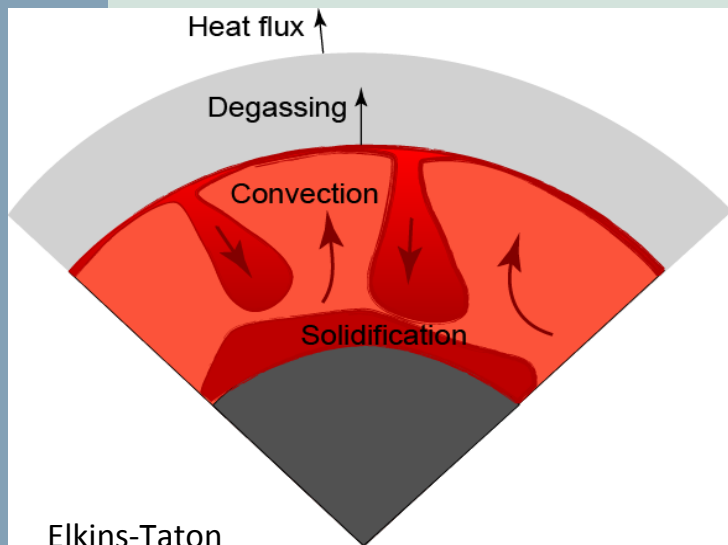
## Un manto sin estratificación



**Figure 6** Sketch of proposed model of a chemically unstratified mantle. Subduction of oceanic lithosphere introduces heterogeneity into the mantle. Mixing by convective stirring of the mantle disaggregates the subducted lithosphere and minor continental material, producing isolated heterogeneities that scatter seismic energy but are too small to be observed tomographically. Melting at mid-ocean ridges and at ocean islands produces basalts and homogenizes the two types of mantle material, one enriched in incompatible elements and the other 'sterile'.



La subducción de  
la litósfera  
introduce una >  
heterogeneidad  
al manto



**Figure 1 | Coupled convection in the Earth.**  
**nature** John Lister Vol 454|7 August 2008

# Física de la transmisión del calor

Convección en medios fluidos →

Conducción en medios sólidos ↗ ↘ ↙ ↚

Densidad, temperatura, viscosidad, conductividad térmica, son entonces factores involucrados para determinar la transferencia de calor -convección-

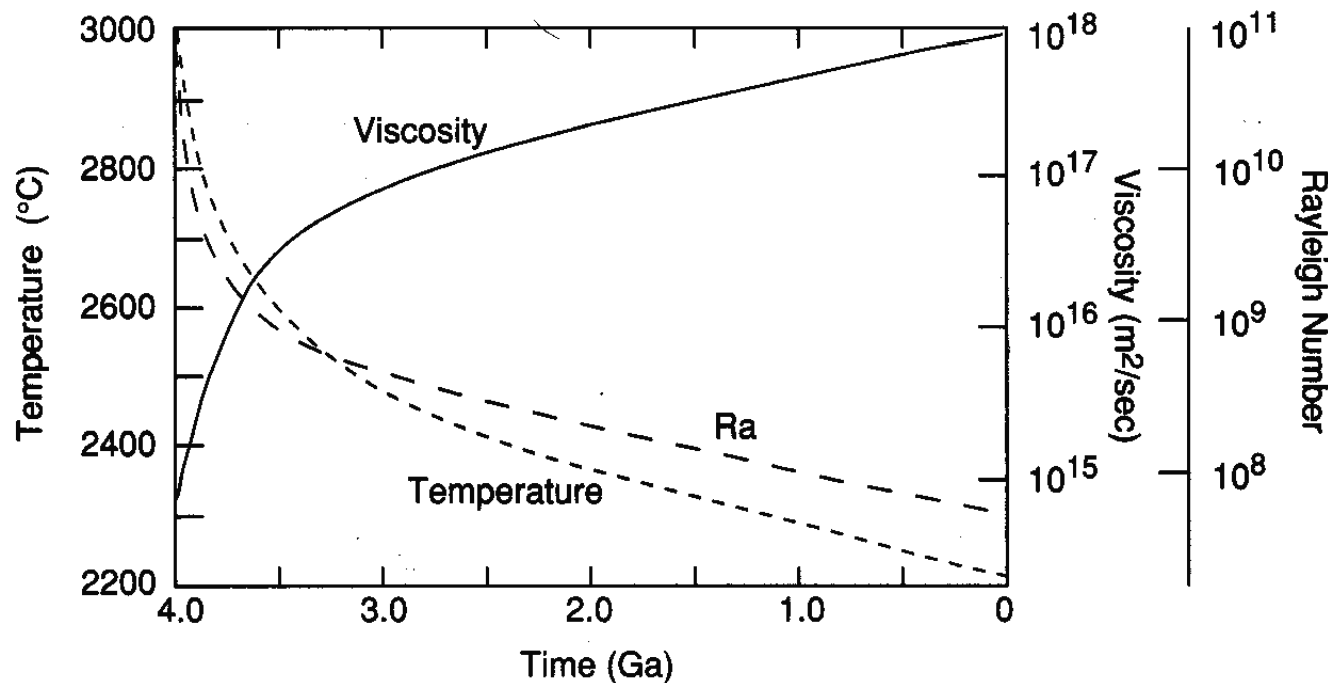


Figure 5.1 Average temperature, viscosity, and Rayleigh number of the mantle with time. Modified after McGovern and Schubert (1989).

## Numero de Rayleigh

Número adimensional asociado a la transferencia de calor en un fluido: mide la fuerza de convección térmica

Debajo de un valor crítico la transferencia es por conducción y por arriba por convección.

En el manto terrestre este número es elevado en virtud a que el manto es un sólido, pero se comporta como un fluido de alta viscosidad en escalas de tiempo geológicas. Las variaciones de T producen diferencias de densidad

Este número alto indica que la convección en el interior de la tierra es vigorosa y variante

$$Ra = \frac{L^3 \cdot \rho^2 \cdot g \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot C_p}{\mu \cdot k}$$

$$Ra = \frac{L^3 \cdot \rho \cdot g \cdot \beta \cdot \Delta T}{\mu \cdot \alpha}$$

$\alpha$	=	Difusividad térmica
$\beta$	=	Coefficiente de expansión térmica
$C_p$	=	Capacidad calorífica
$\Delta T$	=	Diferencia de temperaturas
$g$	=	Aceleración gravitacional
$k$	=	Conductividad térmica
$L$	=	Longitud característica
$\mu$	=	Viscosidad
$\rho$	=	Densidad

