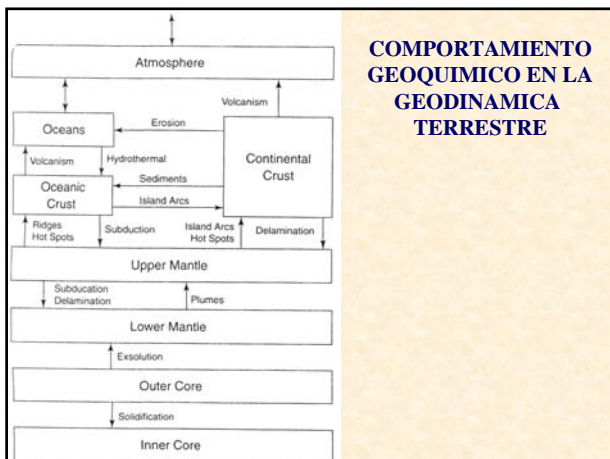


CONVECCION EN EL MANTO:

RESERVORIOS GEOQUIMICOS V/S EVIDENCIAS GEOFISICAS



RADIOACTIVIDAD, GEOCRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE RESERVORIOS GEOQUIMICOS

La geocronología esta basada en el decaimiento de un isótopo radioactivo (padre), con una densidad de moles j , a un isótopo radioactivo (hijo) con i^* moles por unidad de masa, con un isótopo hijo de referencia no radiogénico i .

Es común utilizar las razones isotópicas con respecto al isótopo hijo no radioactivo de referencia:

$$\alpha = \frac{i^*}{i}; \mu = \frac{j}{i}$$

La concentración del isótopo radioactivo padre e hijo varían con el tiempo en un sistema cerrado como:

$$\frac{dj}{dt} = -\lambda t; \quad \frac{di^*}{dt} = \lambda t$$

RADIOACTIVIDAD, GEOCRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE RESERVORIOS GEOQUIMICOS

La evolución del isótopo radioactivo padre desde un tiempo inicial $t=0$ en el cual existía una concentración j_o corresponde a:

$$j = j_o e^{-\lambda t}$$

En igual proporción se incrementa el isótopo radioactivo hijo, a partir de una concentración original para el tiempo $t=0$, i_o^* :

$$i^* = i_o^* + j_o (1 - e^{-\lambda t})$$

Como parámetro de decaimiento se utiliza la vida media que corresponde al tiempo requerido para que la cantidad de moles originales decaiga a la mitad:

$$j = j_o / 2 = j_o e^{-\lambda t_{1/2}} \Rightarrow t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = 0.69315 / \lambda$$

RADIOACTIVIDAD, GEOCRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE RESERVORIOS GEOQUIMICOS

La vida media de los sistemas isotópicos mas comúnmente utilizados en geocronología son los siguientes:

Parent	Half-life (billion yrs.)	Daughter	Materials Dated
^{235}U	0.704	^{207}Pb	Zircon, uraninite, pitchblende
^{40}K	1.251	^{40}Ar	Muscovite, biotite, hornblende, volcanic rock, glauconite, K-feldspar
^{238}U	4.468	^{206}Pb	Zircon, uraninite, pitchblende
^{87}Rb	48.8	^{87}Sr	K-micas, K-feldspars, biotite, metamorphic rock, glauconite

RADIOACTIVIDAD, GEOCRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE RESERVORIOS GEOQUIMICOS

La evolución temporal de las razones isotópicas también pueden ser definidas a partir de las relaciones temporales anteriores:

$$\alpha = \mu_o (1 - e^{-\lambda t}) + \alpha_o$$

$$\mu = \mu_o e^{-\lambda t}$$

La razón inicial del isótopo padre e hijo no radioactivo puede ser eliminado tomando la razón entre las expresiones anteriores:

$$\frac{\alpha - \alpha_o}{\mu} = (e^{\lambda t} - 1) \Rightarrow \alpha = \mu(e^{\lambda t} - 1) + \alpha_o$$

Esta expresión se utiliza para datar la edad de la muestra al tiempo en el cual el sistema isotópico se "cierra".

RADIOACTIVIDAD, GEOCRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE RESERVORIOS GEOQUÍMICOS

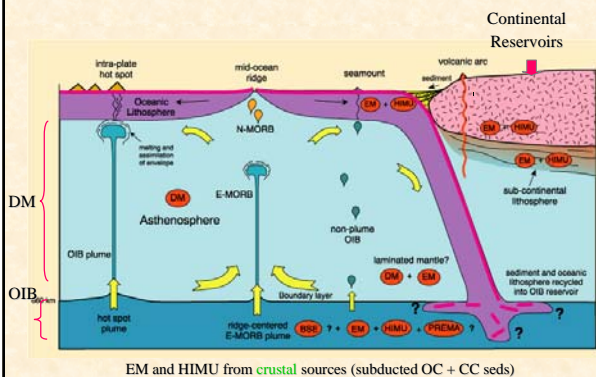
En general en los sistemas de geocronología el producto $\lambda t \ll 1$, entonces:

$$\mu \cong \mu_o; \quad \alpha \cong \mu_o \lambda t + \alpha_o$$

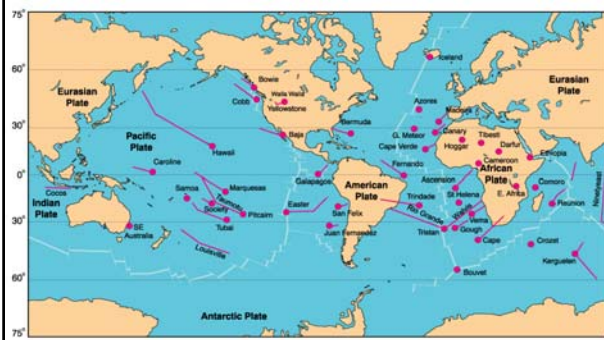
Si se grafica α v/s μ para un conjunto de minerales en la roca, y se asume que la razón isotópica inicial α_0 no cambia, entonces la pendiente entrega la edad de la roca (roca total).

Los sistemas de $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ y $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ operan de la manera antes descrita y son utilizados en forma regular en geocronología. En ambos casos, padre e hijo son sólidos, en consecuencia relativamente seguros en su condición de sistemas cerrados. Su principal desventaja es que presenta bajas concentraciones y la edad media es relativamente grande y en consecuencia dificulta la datación de rocas jóvenes.

MAGMATISMO OCEÁNICO: CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIO GEOQUÍMICO DEL MANTO



MAGMATISMO OCEÁNICO: OIB SE ASOCIA A HOT SPOTS DE SIMILAR GEOQUIMICA DE ELEMENTOS MAYORES QUE MORB PERO VARIABLE Y DISTINTIVO EN ELEMENTOS TRAZA



CARACTERIZACION DE ELEMENTOS TRAZA

Trace Elements

- HFS elements (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta, and Ti) are also incompatible, and are enriched in OIBs > MORBs
- Ratios of these elements are also used to distinguish mantle sources
 - The Zr/Nb ratio
 - N-MORB generally quite high (>30)
 - OIBs are low (<20)

Trace Elements

- The LIL trace elements (K, Rb, Cs, Ba, Pb²⁺ and Sr) are incompatible and are all enriched in OIB magmas with respect to MORBs
- The ratios of incompatible elements have been employed to distinguish between source reservoirs
 - N-MORB: the K/Ba ratio is high (usually > 100)
 - E-MORB: the K/Ba ratio is in the mid 30's
 - OIBs range from 25-40, and OIBs in the upper 20's

Thus all appear to have distinctive sources

LA FUENTE MAGMÁTICA DE AMBOS RESERVORIOS ES DEFINITIVAMENTE DIFERENTE

Spider diagram comparing OIB with MORB

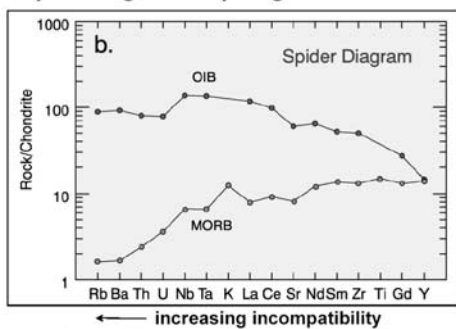
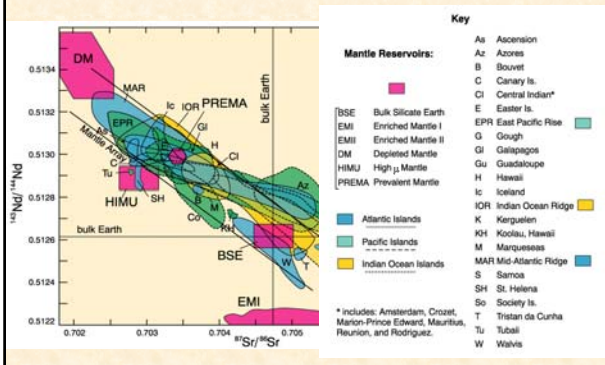


Figure 10-13b. Spider diagram for a typical alkaline ocean island basalt (OIB) and tholeiitic mid-ocean ridge basalt (MORB). From Winter (2001) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, 8th ed. Data from Sun and McDonough (1989).

RAZONES ISOTOPICAS TAMBIEN MUESTRAN DIFERENCIAS SUSTANTIVAS ENTRE EL HOMOGENEO RESERVORIO DE LOS MORB'S (DM) Y LOS ENRIQUECIDOS O EMPOBRECIDOS OIB'S



**DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN
CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO
ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB**

El modelo mas simple para la evolución geoquímica del manto y la corteza continental es un modelo de 2 reservorios, consistentes en la corteza continental de masa M_c que se separa en forma instantánea del reservorio del manto en un tiempo τ antes del presente (corresponde a la edad de la corteza continental). El manto producto de esta separación tiene una masa M_m que puede ser toda la masa del manto, si es que el reservorio es uno solo, o bien una fracción de este, si es que se establece que una porción del manto se mantiene inalterado. Para el trabajo en modelos de reservorio se normalizan las razones isotópicas c/r a una composición estándar (obtenida de materiales originales provenientes de meteoritos: CHONDRITAS):

$$\varepsilon = \left(\frac{\alpha}{\alpha_s} - 1 \right) \times 10^4 = \left(\frac{\frac{i^*}{i}}{\frac{i^*}{i_s}} - 1 \right) \times 10^4 \quad f = \left(\frac{\mu}{\mu_s} - 1 \right) = \left(\frac{\frac{j}{i}}{\frac{j_s}{i_s}} - 1 \right)$$

**DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN
CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO
ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB**

$$\varepsilon = \left(\frac{\alpha}{\alpha_s} - 1 \right) \times 10^4 = \left(\frac{\frac{i^*}{i}}{\frac{i^*}{i_s}} - 1 \right) \times 10^4 \quad f = \left(\frac{\mu}{\mu_s} - 1 \right) = \left(\frac{\frac{j}{i}}{\frac{j_s}{i_s}} - 1 \right)$$

Si el isótopo padre es mas incompatible que el isótopo hijo, en el reservorio enriquecido $f > 0$ y $f < 0$ en el reservorio empobrecido. Si $f > 0$ entonces la razón isotópica es mas radiogénica y en consecuencia $\varepsilon > 0$.

Las razones de isótopos y composición en el sistema chondritico de referencia se escribe como $\lambda t \ll 1$:

$$\mu_s = \mu_o; \quad \alpha_s = \mu_o \lambda t + \alpha_o$$

**DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN
CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO
ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB**

En el modelo de reservorio corteza-manto se asume que la corteza se separa del manto en forma instantánea a un tiempo $t = \tau_c - \tau_e$ (τ_c : edad de la tierra; τ_e : edad de la corteza). Después de esta separación ambos reservorios: la corteza enriquecida y el manto empobrecido, evolucionan como sistemas geoquímicos cerrados, si bien la corteza se enriquece en isótopos padre e hijo, las proporciones en que esto ocurre son diferentes. Al momento de diferenciarse ambos reservorios, las cantidades iniciales de isótopos padre e hijo se expresan como: $\langle j_c \rangle; \langle j_m \rangle; \langle i_c^* \rangle; \langle i_m^* \rangle$, en la corteza las condiciones iniciales se representan en terminos de factores de enriquecimiento relativos a la tierra de referencia:

$$D_{si} \equiv \frac{\langle i_c^* \rangle}{\langle i_s^* \rangle} = \frac{\langle i_c \rangle}{\langle i_s \rangle}; D_{sj} \equiv \frac{\langle j_c \rangle}{\langle j_s \rangle}$$

DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

Si el padre es mas incompatible que el isótopo hijo (va quedando como residuo en el reservorio), entonces: $D_{sj} > D_{si}$

Las condiciones iniciales de padre e hijo en el reservorio del manto al tiempo de separación t , pueden ser ligados a los factores de enriquecimiento cortical aplicando condiciones de conservación de masa al momento de la separación cortical:

$$\begin{aligned} \left\langle i_s^* \right\rangle (M_c + M_m) &= \left\langle i_c^* \right\rangle \times M_c + \left\langle i_m^* \right\rangle \times M_m \\ \left\langle j_s \right\rangle (M_c + M_m) &= \left\langle j_c \right\rangle \times M_c + \left\langle j_m \right\rangle \times M_m \end{aligned}$$

antes *despues*

Entonces:

$$\frac{\left\langle i_m^* \right\rangle}{\left\langle i_s^* \right\rangle} = 1 - \frac{M_c}{M_m} (D_{si} - 1); \quad \frac{\left\langle j_m \right\rangle}{\left\langle j_s \right\rangle} = 1 - \frac{M_c}{M_m} (D_{sj} - 1)$$

DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

Utilizando las relaciones anteriores se puede expresar los factores de fraccionamiento y razones isotópicas normalizadas para los reservorios: (1) cortical enriquecido y (2) manto empobrecido:

$$\begin{aligned} f_c &= \frac{D_{sj}}{D_{si}} - 1 & \varepsilon_c &= Q f_c (\tau_c - \tau) \\ f_m &= \frac{1 - \frac{M_c}{M_m} (D_{sj} - 1)}{1 - \frac{M_c}{M_m} (D_{si} - 1)} - 1 & \varepsilon_m &= Q f_m (\tau_c - \tau) \\ Q &= 10^4 \frac{j_{so}}{u_{so}} \lambda & \tau &\equiv \tau_e - t : edad \end{aligned}$$

DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

Al evaluar estas expresiones al tiempo presente ($\tau=0$), podemos determinar el tiempo de separación de ambos reservorios (τ_c), y la razón de masa en función de parámetros medibles:

$$\tau_c = \frac{\varepsilon_{mp}}{Q f_{mp}}$$

$$\frac{M_c}{M_m} = \left\{ D_{si} \left(1 - \frac{f_{cp}}{f_{mp}} \right) - 1 \right\}^{-1}$$

Sistema isotópico	Símbolo	Sm-Nd	Rb-Sr
Razón de composición de referencia	μ_{ref}	0.196749.0030	0.089249.0073
Razón isotópica de referencia	α_{ref}	0.5126249.00011	0.7047649.00044
Razón de composición manto	μ_{mp}	0.2249.04	0.0249.02
Razón isotópica manto	α_{mp}	0.5131549.00015	0.7027149.00058
Factor de fraccionamiento manto	f_{mp}	0.11849.22	-0.7849.24
Razón isotópica normalizada manto	ε	1045	-29415
Razón de composición corteza	μ_{cp}	0.10849.012	0.949.9
Razón isotópica corteza	α_{cp}	0.5111449.0001	0.71849.02
Factor de fraccionamiento corteza	f_{cp}	-0.45149.07	9.1410
Razón isotópica normalizada corteza	ε_{cp}	-23.8422	1904300
Factor de enriquecimiento corteza	D_4	2949	-
Q, Gyr ⁻¹		25.349.02	17.741.5

DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

Utilizando los parámetros de la tabla se obtiene un tiempo de separación de

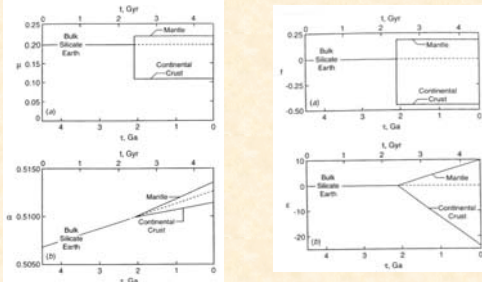
$$\tau_c = 3.3 \text{ Ga [Sm - Nd]}$$

$$\tau_c = 2.1 \text{ Ga [Rb - Sr]}$$

Las diferencias entre ambos sistemas se explican como producto de las barras de error en las mediciones de laboratorio. Se estima que el tiempo de separación de 2.2 Ga entregado por el sistema Rb-Sr es mas confiable dada su mayor factor de fraccionamiento.

DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

La evolución de las razones de composición e isotópicas, y el factor de fraccionamiento y razón isotópica normalizada en los reservorios manto-corteza se grafican a continuación



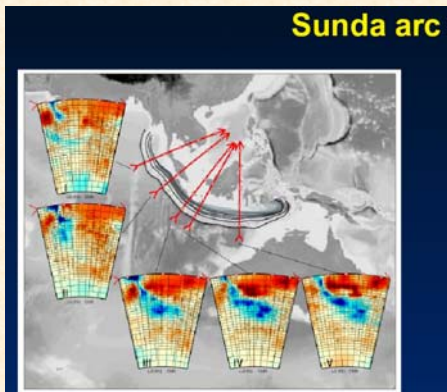
DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

La razón de la masa involucrada en ambos reservorios en el sistema Sm-Nd se calcula utilizando los parámetros correspondientes de la tabla anterior:

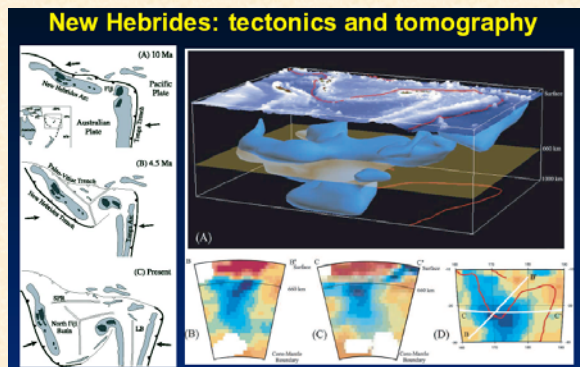
$$\frac{M_c}{M_m} = \left\{ D_{si} \left(1 - \frac{f_{cp}}{f_{mp}} \right) - 1 \right\}^{-1} = 0.010$$

La razón entre la masa cortical y el manto total es de 0.005 y la razón corteza/manto sobre 670km es de 0.018, en consecuencia la porción del manto empobrecido que constituye la fuente de las dorsales oceánicas es del orden de la mitad del manto total, existiendo necesariamente una fracción de manto primordial (inferior) que se ha mantenido inalterado durante la evolución geológica de la tierra en los últimos 4 Ga

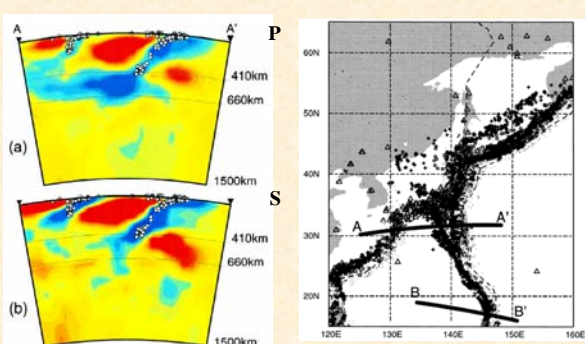
EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS P



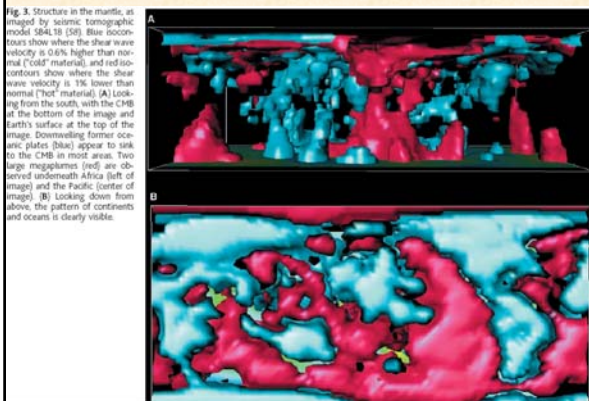
EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS P



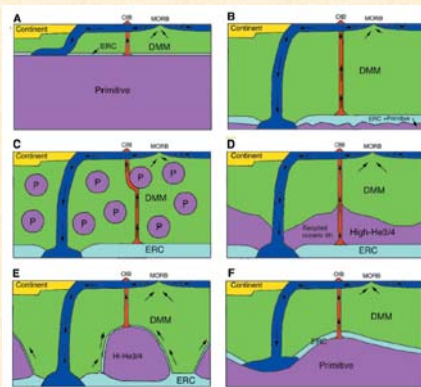
EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS P Y S (IZU-BONIN)



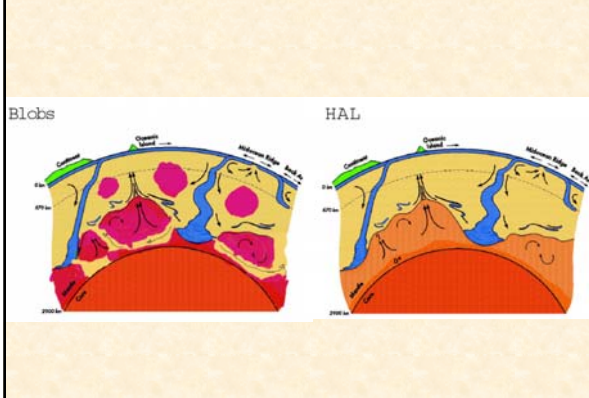
EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS S



MODELOS POSTULADOS PARA COMPATIBILIZAR INFORMACIÓN SÍSMICA Y GEOQUÍMICA



MODELOS DE MEJOR COMPATIBILIDAD ENTRE DATO SÍSMICO Y GEOQUÍMICO



MODELOS DE MEJOR COMPATIBILIDAD ENTRE DATO SÍSMICO Y GEOQUÍMICO

El modelo de manto pristino en burbujas no puede sobrevivir la circulación en el manto, a menos que sea unas 100 veces mas viscoso que el manto empobrecido. Al ser mas radiogénicos que el entorno presentarían una anomalía termal (300K), sin embargo se mantendrían con una flotabilidad neutra gracias a una mayor densidad intrínseca (1%)

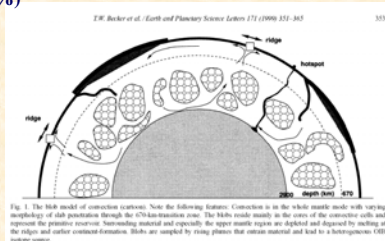


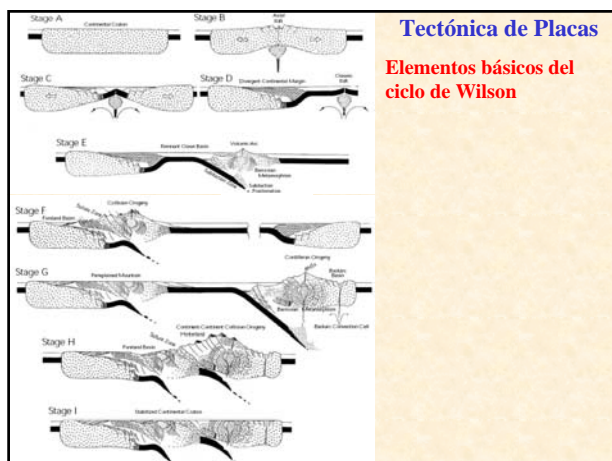
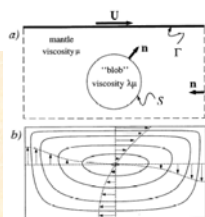
Fig. 1. The 100 model of convection (contours). Note the following features: Convection is in the whole mantle made with varying morphology of slab penetration through the 670-km-transition zone. The bubble model results in the center of the convection cells and represent the primitive reservoir. Surrounding material and especially the upper mantle regions are depleted and displaced by melting at the ridge and surface continent formation. Bubbles are supplied by rising plumes that contain material and lead to a heterogeneous (H) bubble source.

ESTABILIDAD DE MODELO DE BURBUJAS DE MAYOR VISCOSIDAD

El modelo de burbujas se puede analizar resolviendo la ecuación de movimiento en un medio viscoso donde T es el tensor de stress y λ es el factor de incremento en la viscosidad de la burbuja:

$$\nabla \cdot T + \rho g = \mu \nabla^2 u - \nabla p = 0 \quad \text{and} \quad \nabla \cdot u = 0$$

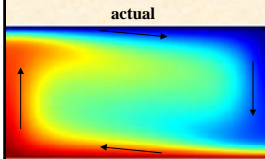
Esta ecuación se resuelve en forma integral para poder tratar en forma independiente la parte interna y externa de la burbuja. Los modelos indican que las burbujas mantienen su organización interna para razones superiores a 10.



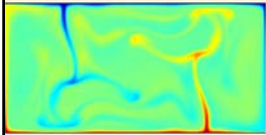
Tectónica de Placas

Elementos básicos del ciclo de Wilson

Tectónica de Placas en el pasado



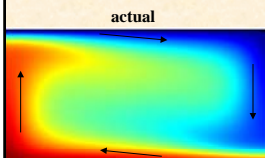
Precambrico



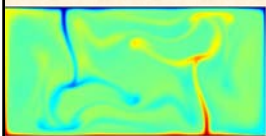
$$Ra = \frac{\rho_0 g \alpha_v (T_1 - T_0) b^3}{\mu \kappa}$$

La tectónica de placas esta controlada por los procesos de convección en el manto, que permiten la liberación de calor desde el interior de la tierra con números de Rayleigh del orden de 10^4 a 10^5 , que permiten una circulación en celdas con una razón alto:ancho del orden 1:2. Sin embargo en el Precambrico los numeros de Rayleigh deben haber sido del orden de 10^7 , con una circulación extremadamente mas caótica con un numero de capas litosféricas mucho mayor, en donde el ciclo de Wilson aun no se establecía.

Tectónica de Placas en el pasado



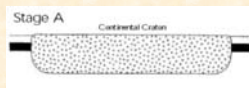
Precambrico



$$Ra = \frac{\rho_0 g \alpha_v (T_1 - T_0) b^3}{\mu \kappa}$$

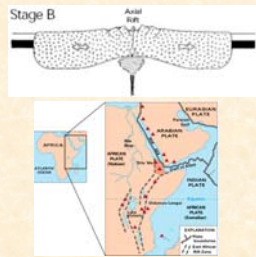
Bajo estas condiciones la fusión parcial del manto en las dorsales debe haber sido mucho mayor, permitiendo la generación de un espesor de basaltos considerablemente mas grueso (del orden de 30 km), que dada su mayor flotabilidad que el manto, debe haber inhibido en parte los procesos de subducción.

Tectónica de Placas



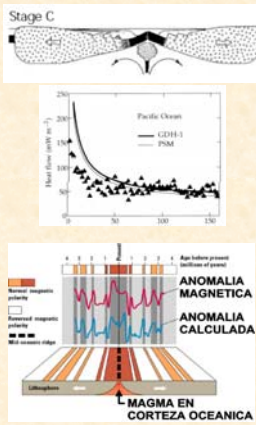
Etapas A ciclo de Wilson:
cratón estable que impide la liberación de calor, ambiente característico de las etapas de evolución de la tierra en que se amalgaman los supercontinentes. Al estar aislado el supercontinente genera una anomalía termal que se transforma en un esfuerzo tensional de 10-100 Mpa que termina por romper la litosfera del supercontinente que se dispersa en direccion de las zonas de descenso de plumas frias.

Tectónica de Placas



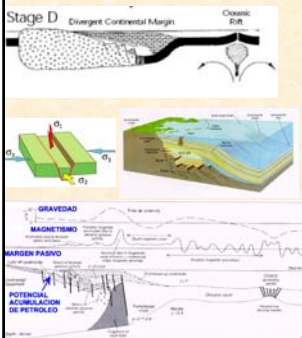
Etapa B ciclo de Wilson:
bajo estas condiciones la anomalía termal constituye una fuerza gravitacional negativa que activa esfuerzos tensionales de “rifting” en zonas de debilidad pre-existentes (antiguos bordes litosféricos)

Tectónica de Placas



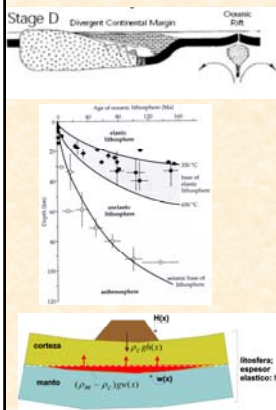
Etapa C ciclo de Wilson:
Desarrollo de dorsales oceánicas, liberación de calor desde el interior de la tierra a tasas por sobre los 150 mW/m², 2-3 veces superior a los valores observados en continente, en rocas de composición radioactiva muy baja. Fusión parcial del manto por decompresión (e incorporación de agua) genera evolución del reservorio de manto superior relativo a su estado original. Corteza de basaltos oceanicos se magnetiza en dirección de campo ambiente al momento de cristalizar.

Tectónica de Placas



Etapa D ciclo de Wilson:
Desarrollo de margenes divergentes con acumulación de sedimentos producto de la erosión continental y los aportes volcánicos de la etapa de rifting en un ambiente extensional (anomalías de gravedad y magnetismo asociadas).

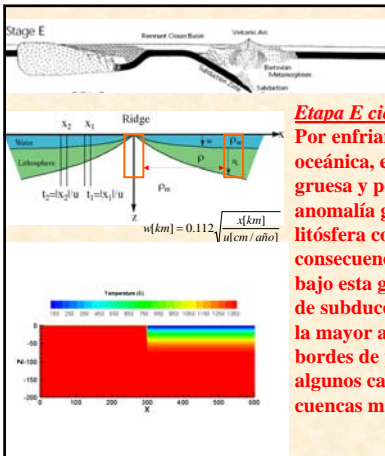
Tectónica de Placas



Etapa D ciclo de Wilson:

El margen responde a esta deformación en forma flexural, con un espesor elástico que depende de la edad de la litosfera oceánica, longitud de onda de la carga, y composición litosférica

Tectónica de Placas



Etapa E ciclo de Wilson:

Por enfriamiento de la litósfera oceánica, esta se va haciendo mas gruesa y pesada constituyendo una anomalía gravitacional c/r a la litósfera continental y en consecuencia induce su colapso bajo esta generando los ambientes de subducción caracterizados por la mayor actividad sísmica en bordes de placa, volcanismo, y en algunos casos desarrollo de cuencas marginales o de trasarco.

Tectónica de Placas

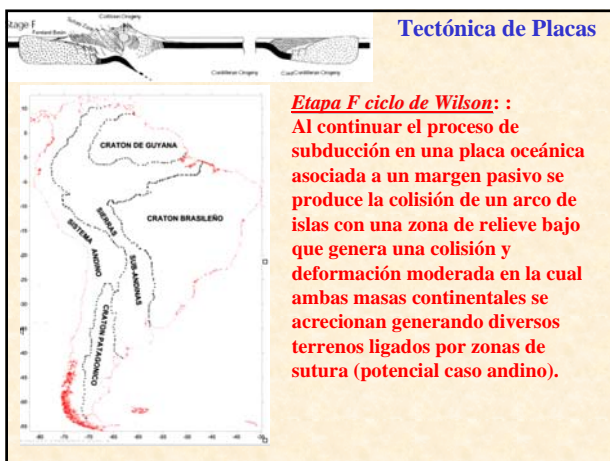


Etapa E ciclo de Wilson:

El plano de Wadatti-Benioff definido por la sismicidad nos indica que la placa subductada ingresa al manto en un ángulo de 10-60° producto del equilibrio dinámico entre el flujo astenosférico y el peso de la placa subductada fría.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v \cdot \nabla^2 T = \kappa \nabla^2 T + Q$$







Tectónica de Placas

Etapa H ciclo de Wilson:
La deformación en la colisión de orógenos (y en general en toda la litosfera) está controlada por una deformación frágil de los ambientes someros y dúctil a profundidad con una transición que depende del gradiente geotérmico local. La deformación frágil depende de la presión confinante y la presión de fluidos. La deformación dúctil del gradiente geotérmico, composición y tasa de deformación. Se observa en general dependencias del tipo ley de potencias que concentran la deformación en las zonas de mayor tasa de deformación.

$$\sigma_s = \alpha(1-\lambda)\rho gz$$

$$\sigma_s = \left[\frac{c}{A_s} \right] \exp(E/nRT)$$

Tectónica de Placas

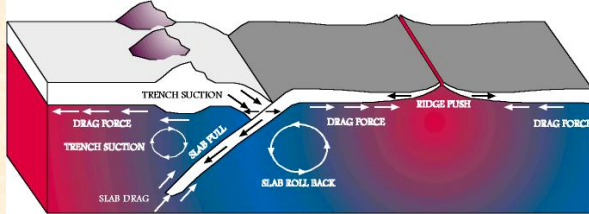
Etapa H ciclo de Wilson:
Esta condición dinámica de la colisión de continentes tiene además asociada una anomalía de geoide negativa, cuya explicación está en debate pero probablemente tiene relación con condiciones pre-existentes en el mar de Tethys previo a la colisión de India sobre Asia.

Tectónica de Placas

Etapa I ciclo de Wilson :
Una vez relajadas las fuerzas tectónicas que condicionan las altas tasas de deformación asociadas a los sistemas orogénicos (-10^{-12} - 10^{-14} sec^{-1}), prevalecen los procesos de erosión e isostacia que denudan y estabilizan los cratones, eventualmente volviendo a la etapa I del ciclo. La dispersión de los continentes parece haber ocurrido desde zonas anómalas de geoide positivo (remanentes de anomalías térmicas), hacia zonas de geoide negativos (pozos de potencial)

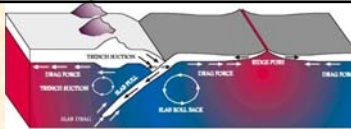
Tectónica de Placas

Que fuerzas que condicionan las distintas etapas del Ciclo de Wilson que caracteriza a la tectónica de placas?



Tectónica de Placas

Efecto relativo de cada fuerza: determinación de Torque asociado:



Las fuerzas que intervienen en la tectónica de placas se pueden agrupar en 3 unidades:

- (1) Fuerzas en los bordes de placa (Ridge Push, trench suction)
- (2) Fuerzas de tensión en bordes ligados a placas subductadas (slab pull)
- (3) Fuerzas de resistencia en la base de la litosfera (drag force) y en el entorno de las placas subductadas (slab drag)

Tectónica de Placas

(1) Fuerzas de borde:

-Ridge Push (proporcional a la edad de la placa oceanica):
 $3.8 \cdot 10^4 \cdot t(\text{Ma})$ [Mpa m]

(2) Fuerzas de resistencia (drag):

si v es la velocidad relativa a una referencia fija (por ejemplo mesosfera), entonces la fuerza de arrastre esta dada por:

$$F = Dv$$

Donde D es el coeficiente de roce.

(3) Slab Pull (fuerza por unidad de distancia a lo largo de la fosa):

$$F = \sin(\phi) \int_0^L dz \int_0^x g [\rho(T_1) - \rho(T(x, z))] dx$$

Tectónica de Placas

Para la determinación de todas las fuerzas que intervienen en la tectónica de placas es necesario conocer la cinemática de placas. Para el movimiento sobre una esfera esta cinemática queda determinada por la identificación de una velocidad angular de rotación por un eje imaginario que corta el centro de la tierra (polo de Euler).



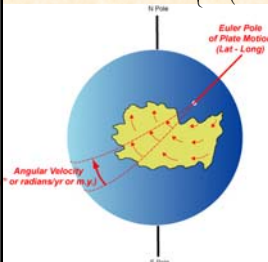
Tectónica de Placas

Enfoque cinemático:

Polos de rotación, cuantifican movimiento de placas

$$v = \omega R \cdot \sin \left\{ \cos^{-1} \left[\sin \lambda_x \sin \lambda_p + \cos \lambda_x \cos \lambda_p \cdot \cos(\phi_p - \phi_x) \right] \right\}$$

$$\beta = 90 + \sin^{-1} \left\{ \frac{\cos \lambda_p \cdot \sin(\phi_p - \phi_x)}{\sin(\cos^{-1} [\sin \lambda_x \sin \lambda_p + \cos \lambda_x \cos \lambda_p \cdot \cos(\phi_p - \phi_x)])} \right\}$$



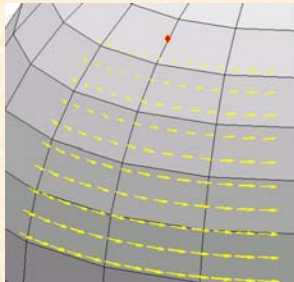
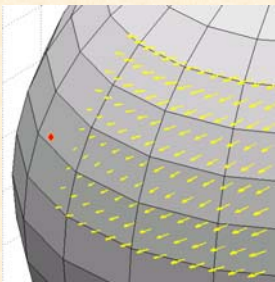
v : velocidad; β : azimuth
 ω : velocidad angular (rad / año)
 R : radio de la tierra (6371 km)
 λ_p, ϕ_p : lat, lon polo de rotacion
 λ_x, ϕ_x : lat, lon punto observacion

Tectónica de Placas

Polos de rotación

$\omega : -1^\circ / \text{myr}$; $\lambda_p, \phi_p : 20, 60$

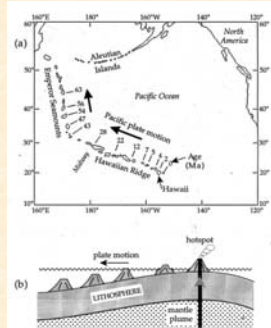
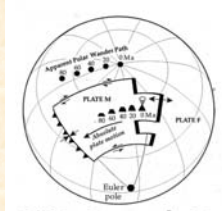
$\omega : 1^\circ / \text{myr}$; $\lambda_p, \phi_p : 50, 90$



Tectónica de Placas

Determinación de polos de rotación

Hotspot permiten datar
Rotación de placa

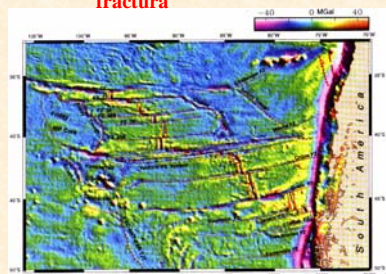
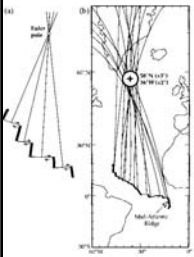


Tectónica de Placas

Determinación de polos de rotación

Zonas de fallas transformantes
Tangentes al movimiento

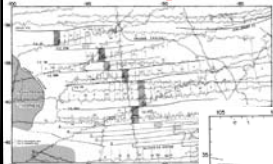
Batimetría satelital entrega
Cubrimiento global de zonas de
fractura



Tectónica de Placas

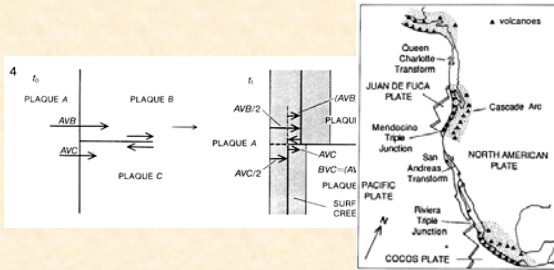
Determinación de polos de rotación

Anomalías magnéticas de corteza oceánica: datación de corteza y ajuste de polos mediante modelación de distribución de anomalías



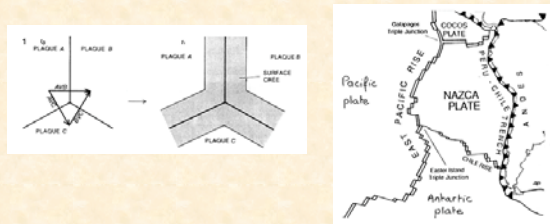
Tectónica de Placas

Estabilidad en puntos triple: RRF inestable



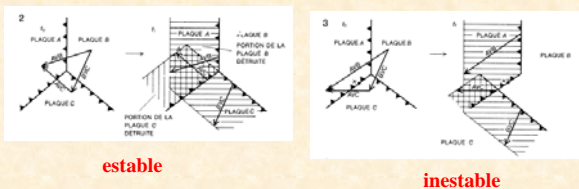
Tectónica de Placas

Estabilidad en puntos triple: RRR estable



Tectónica de Placas

Estabilidad en puntos triple: TTT estable condicional
(dependiendo de la velocidad relativa)



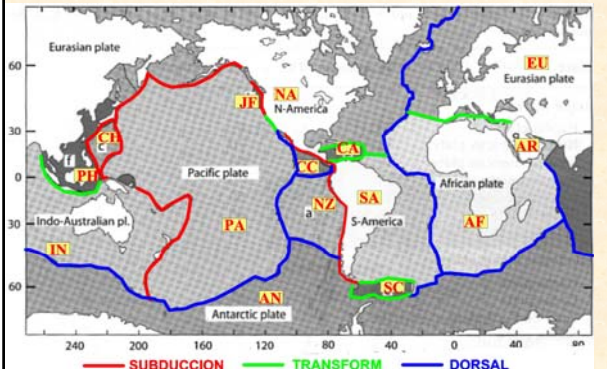
estable

inestable

Tectónica de Placas

Nomenclatura y principales tipos de borde de placas:

Cuantificación de fuerzas asociadas a cada borde de placas



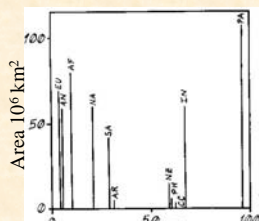
Tectónica de Placas

Cuantificación de fuerzas ligadas a tectónica de placas:

Fuerza de roce (drag force):

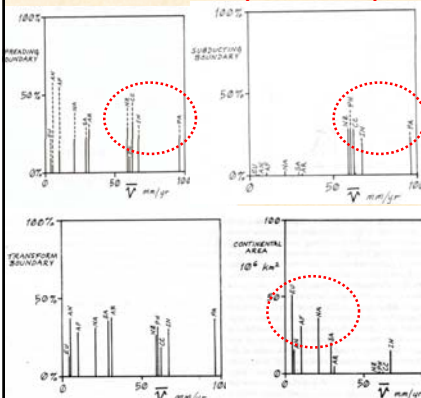


La fuerza de resistencia al movimiento es proporcional a la superficie sometida al roce, en consecuencia la falta de correlación con la superficie de las placas indica que las placas son parte integral del sistema convectivo.



Tectónica de Placas

Relación de velocidades de placas con el tipo de borde litosférico



Mayores velocidades en placas adheridas a dorsales y placas subductadas

Menores velocidades en placas continentales. Zonas de fractura no muestran correlación evidente con velocidad

Tectónica de Placas

Determinación de Torque asociado a las fuerzas involucradas en tectónica de placas (Chapple & Tullis, 1977):

- * Drag, Transform: despreciable
- * Slab Pull: la fuerza mayor
- * Ridge Push: menor pero comparable si la resistencia en el slab es relevante

