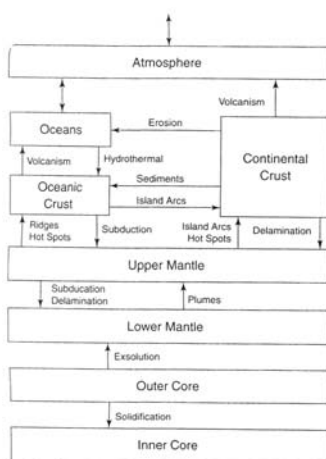


CONVECCION EN EL MANTO:

RESERVORIOS GEOQUIMICOS V/S EVIDENCIAS GEOFISICAS



COMPORTAMIENTO GEOQUIMICO EN LA GEODINAMICA TERRESTRE

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 GEOQUÍMICOS

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 GEOQUÍMICOS

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 GEOQUÍMICOS

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

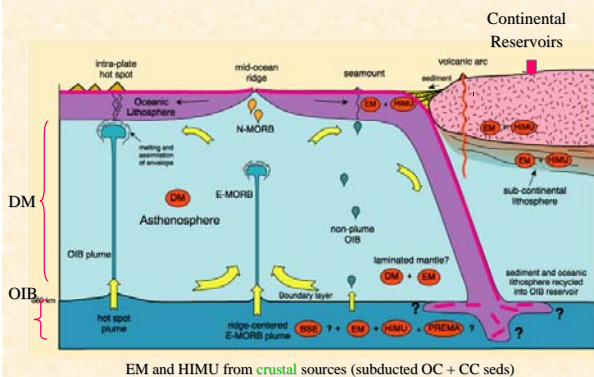
En general en los sistemas de geocronología el producto $\lambda t \ll 1$, entonces:

$$\mu \cong \mu_0; \quad \alpha \cong \mu_0 \lambda t + \alpha_0$$

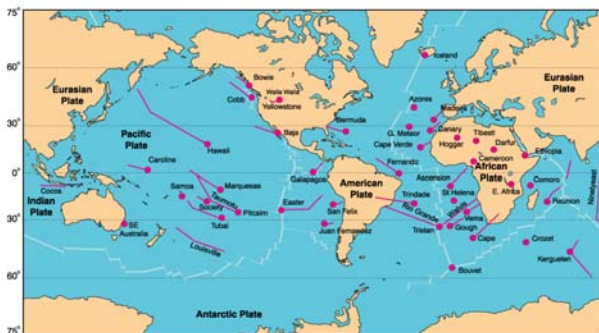
Si se grafica α v/s μ para un conjunto de minerales en la roca, y se asume que la razón isotópica inicial α_0 no cambia, entonces la pendiente entrega la edad de la roca (roca total).

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 GEOQUÍMICA 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)

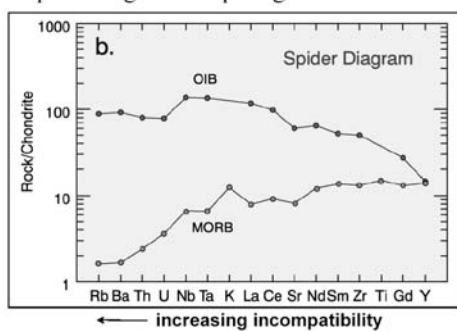
Trace Elements

- 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

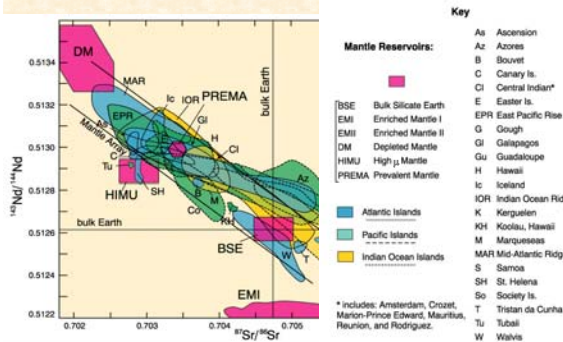
Thus all appear to have distinctive sources

LA FUENTE MAGMÁTICA DE AMBOS RESERVORIOS ES DEFINITIVAMENTE DIFERENTE

Spider diagram comparing OIB with MORB



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:

$$\begin{aligned} \langle i_s^* \rangle (M_c + M_m) &= \langle i_c^* \rangle \times M_c + \langle i_m^* \rangle \times M_m \\ \underbrace{\langle j_s \rangle (M_c + M_m)}_{\text{antes}} &= \underbrace{\langle j_c \rangle \times M_c + \langle j_m \rangle \times M_m}_{\text{despues}} \end{aligned}$$

Entonces:

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

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:

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

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_{mant}	0.2249.04	0.0249.02
Razón isotópica manto	α_{mant}	0.5131549.00015	0.7027149.00058
Factor de fraccionamiento manto	f_{mant}	0.11849.22	-0.7849.24
Razón isotópica normalizada manto	$\varepsilon_{\text{mant}}$	1045	-29415
Razón de composición corteza	μ_{cort}	0.10849.012	0.949.9
Razón isotópica corteza	α_{cort}	0.5111449.0001	0.71849.02
Factor de fraccionamiento corteza	f_{cort}	-0.45149.07	9.1410
Razón isotópica normalizada corteza	$\varepsilon_{\text{cort}}$	-23.8422	1904300
Factor de enriquecimiento corteza	D_{cl}	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

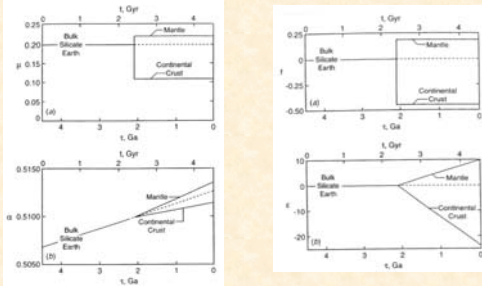
$$\tau_c = 3.3 \text{ Ga [Sm - Nd]}$$

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

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



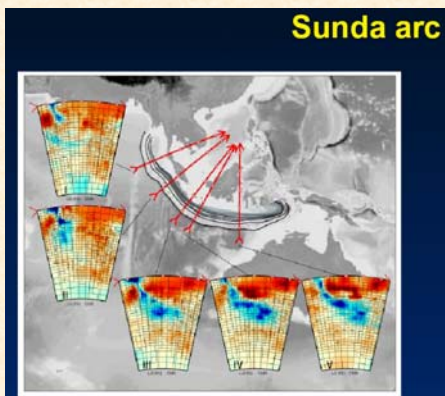
DETERMINACION DE TIEMPO DE SEPARACIÓN CORTEZA/MANTO Y VOLUMEN DE RESERVORIO ASOCIADO A FUENTE MAGMATICA MORB

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

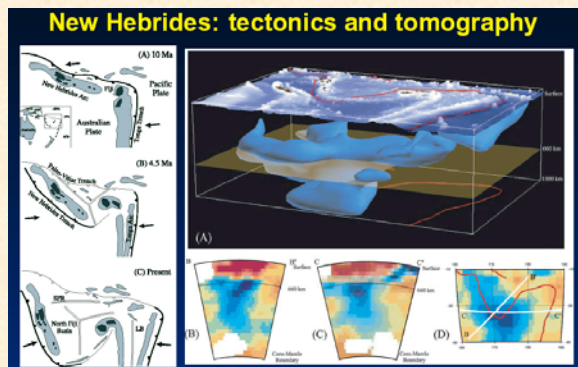
$$\frac{M_c}{M_m} = \left\{ D_{si} \left(1 - \frac{f_{cp}}{f_{mp}} \right) - 1 \right\}^{-1} = 0.010$$

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

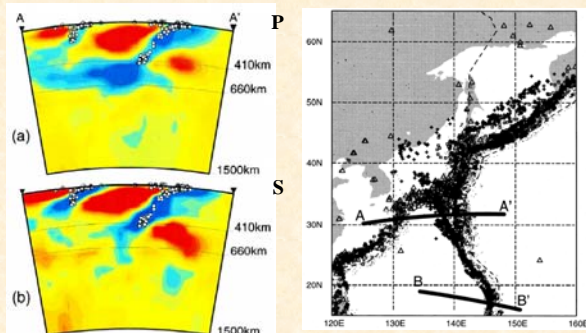
EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS P



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

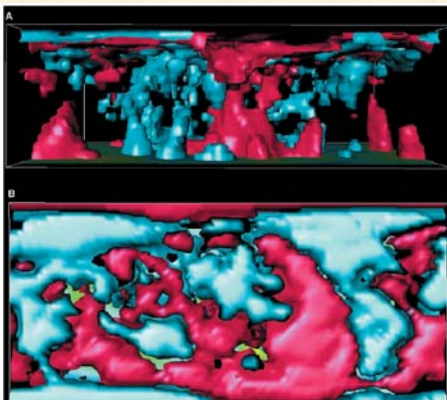


EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS P Y S (IZU-BONIN)

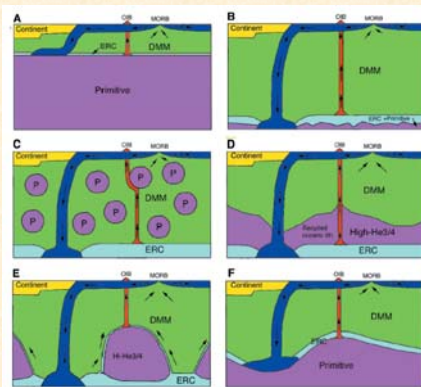


EVIDENCIAS GEOFISICAS EN LA CIRCULACIÓN EN EL MANTO: TOMOGRAFIA ONDAS S

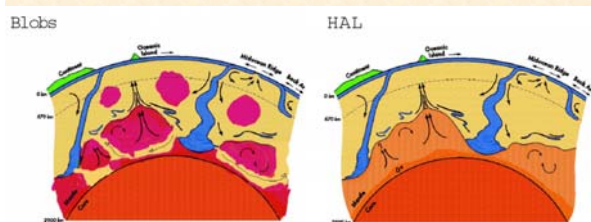
Fig. 3. Structure in the mantle, as imaged by seismic tomographic model S84L19 (S8). Blue isocontours show where the shear wave velocity is 0.6% higher than normal ("cold" material), and red isocontours show where the shear wave velocity is 1% lower than normal ("hot" material). (A) Looking from the south, with the CMB at the bottom of the image and Earth's surface at the top of the image. Downwelling former oceanic plates (blue) appear to sink to the CMB in most areas. Two large megaplumes (red) are observed underneath Africa (left of image) and the Pacific (center of image). (B) Looking down from above, the pattern of continents and oceans is clearly visible.



MODELOS POSTULADOS PARA COMPATIBILIZAR INFORMACIÓN SÍSMICA Y GEOQUÍMICA

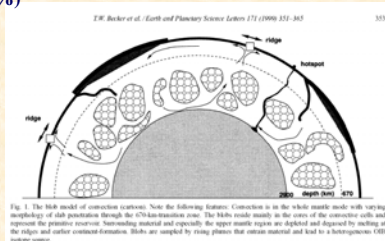


MODELOS DE MEJOR COMPATIBILIDAD ENTRE DATOS SÍSMICO Y GEOQUÍMICO



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%)



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.

