

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y SU RELACIÓN CON LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS: MODELADO DE SISTEMAS ISOTÓPICOS

PARTE II

María del Sol Hernández-Bernal, Gustavo Tolson y Gabriela Solís-Pichardo

Instituto de Geología, UNAM

México, D.F., 04510

E-mail: msol@geologia.unam.mx

E-mail: tolgson@servidor.unam.mx

E-mail: gsolis@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

INTRODUCCIÓN

En el trabajo anterior *Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos: Parte I* (Hernández-Bernal et al., 1997), se revisó el significado de los principales procesos magmáticos, así como el comportamiento y variación de la concentración de los elementos traza durante dichos procesos. En este trabajo (parte II) se explica el proceso de decaimiento radioactivo y cómo este fenómeno se utiliza en las geociencias para determinar la edad de diferentes eventos geológicos o el origen y evolución de las rocas. Los temas tratados en este trabajo han sido recopilados de numerosos artículos y libros clásicos especializados, por lo que sólo algunos son citados. Al final se da una lista de referencias para consulta general.

Los átomos de los que la materia está compuesta poseen un número fijo de protones y electrones para cada elemento; sin embargo, un mismo elemento puede tener diferente número de neutrones. Entonces, un **isótopo** es cada uno de los diferentes átomos de un mismo elemento con un número de neutrones di-

ferente; por ejemplo ^1_1H y ^2_1H , $^{238}_{92}\text{U}$, $^{235}_{92}\text{U}$ y $^{234}_{92}\text{U}$ (donde el subíndice indica el número atómico = protones y el superíndice la masa atómica = suma de protones y neutrones). Los isótopos de un elemento se comportan de manera idéntica desde un punto de vista químico, pero la diferencia en sus masas conduce a distintos comportamientos durante procesos físicos. Los elementos no sólo tienen varios isótopos, sino que algunos de estos isótopos pueden ser **inestables** (isótopo padre o radioactivo) y convertirse a otros elementos (isótopo hijo o radiogénico) mediante diferentes mecanismos de decaimiento radioactivo (α , β^- , β^+ , captura de electrones y fisión espontánea).

Los **isótopos estables no radiogénicos**, es decir, que no se originaron a partir del decaimiento radioactivo de otro elemento, al igual que los radiogénicos, proporcionan datos relevantes acerca del origen y procesos de materiales corticales. La abundancia natural de los isótopos estables en la Tierra no ha cambiado desde su origen; sin embargo, existen procesos denominados de **fraccionamiento** provocados por cambios físicos y químicos que ocurren en la naturaleza (evaporación, condensación, fusión, cristalización, difusión, etc.). El grado de fraccio-

namiento es proporcional a la diferencia de las masas de los isótopos de un mismo elemento que interviene en alguno de estos procesos. Algunos de los isótopos estables más estudiados en geociencias son el H, C, N, O y S, debido a su abundancia en la atmósfera, agua y minerales formadores de roca y a su participación en procesos geológicos en el interior y sobre la superficie de la Tierra. Sus principales aplicaciones se encuentran en la caracterización isotópica de agua de lluvia, oceánica, magmática, glaciares, nieve, salmueras, yacimientos minerales así como en la evaluación de cambios climáticos, intemperismo, diagénesis, contaminación cortical, y actividad orgánica, entre otras.

En este trabajo trataremos únicamente con los sistemas isotópicos inestables y con la información que nos pueden proporcionar acerca de la evolución de los materiales terrestres en los que se encuentran.

DECAIMIENTO RADIOACTIVO

Existe una relación entre la estabilidad del núcleo atómico y el número de protones/número de neutrones. Para nucleidos con masas atómicas bajas, la mayor estabilidad se logra cuando $N \approx Z$, pero conforme se incrementa la masa atómica, la relación estable se aproxima a $N/Z \approx 1.5$. La trayectoria de estabilidad es un «valle» de energía en el cual los núclidos inestables de los alrededores tienden a caer, emitiendo partículas de energía, constituyendo así el fenómeno de decaimiento radioactivo. La naturaleza de las partículas emitidas depende de la localización del núclido inestable relativo al valle de energía. Los núclidos inestables en cada lado del valle usualmente decaen por procesos isobáricos, esto es, un protón nuclear es convertido a un neutrón o viceversa, pero la masa del núclido no cambia significativamente. En contraste, los núclidos inestables en la parte alta del valle de energía frecuentemente decaen por emisión de una partícula pesada (partícula α), reduciendo la masa total del núclido.

Los principales mecanismos de decaimiento radioactivo son:

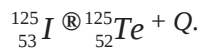
- decaimiento β^- (negatrón): los átomos del elemento padre decaen mediante la emisión de una partícula beta cargada negativamente (negatrón) y neutrinos que provienen del nú-

cleo atómico y que son acompañados de radiación en forma de rayos gama (γ). Esto puede verse como la transformación de 1 neutrón = 1 protón + 1 electrón (partícula β^-). El número atómico del átomo hijo se incrementa en uno y el número de neutrones se reduce en uno, quedando el mismo número de masa. Por ejemplo: ${}^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow {}^{87}_{38}\text{Sr} + \beta^- + \bar{\nu} + Q$

en donde $\bar{\nu}$ = antineutrino y Q = energía de decaimiento.

- decaimiento β^+ (positrón): el radionúclido emite electrones del núcleo cargados positivamente (positrón) y un neutrino. Esto es la transformación de 1 protón = 1 neutrón + 1 positrón (partícula β^+) + 1 neutrino. El elemento hijo tiene el mismo número de masa que el padre, pero un protón menos. Por ejemplo: ${}^{18}_9\text{F} \rightarrow {}^{18}_8\text{O} + \beta^+ + \nu + Q$.

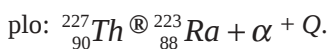
- decaimiento por captura de electrones: un protón es capaz de capturar a uno de los electrones de las capas más cercanas al núcleo formando entonces un neutrón y emitiendo un neutrino. El núclido resultante es un número atómico menor, conservando el mismo número de masa. Por ejemplo:



- decaimiento ramificado: Los **isóbaros** (átomos de diferente elemento pero con el mismo número de masa) cuya diferencia en número atómico es igual a uno, tienen diferentes energías de enlace, lo que hace posible una reacción espontánea en donde un isóbaro es convertido a otro mediante decaimiento β que libera energía. Por ejemplo, para los

isóbaros ${}^{40}_{18}\text{Ar}$, ${}^{40}_{19}\text{K}$ y ${}^{40}_{20}\text{Ca}$, se tiene que el ${}^{40}\text{K}$ es radioactivo y decae por emisión β^+ y β^- a ${}^{40}\text{Ar}$ y ${}^{40}\text{Ca}$ respectivamente.

- decaimiento α : Este tipo de decaimiento ocurre en átomos pesados mayores que el Bi. Puesto que las partículas alfa están compuestas por 2 protones y 2 neutrones, la emisión de una de estas partículas reduce en dos unidades el número atómico y en cuatro unidades al número de masa. El isótopo hijo no es un isóbaro del isótopo padre. Por ejemplo:



MATEMÁTICAS

El decaimiento radioactivo es un proceso estadístico. Esto significa que si aisláramos a un átomo de material radioactivo, no sabríamos en que momento decaería. En cambio, si consideramos un gramo de ${}^{238}\text{U}$ (que contiene aproximadamente 2.53×10^{21} átomos) tenemos que en un período de 4.468×10^9 años la mitad de éstos átomos habrán decaído a ${}^{206}\text{Pb}$. En los siguientes 4.468×10^9 años, habrán decaído la mitad de los átomos restantes y así sucesivamente en forma exponencial. A este período en el cual decae la mitad de los átomos padre, se le denomina **vida media** y es un valor característico de cada núclido. El

hecho de que la tasa de decaimiento está relacionada a la cantidad de átomos presentes, significa que matemáticamente se puede representar por:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

N =número de átomos del elemento radioactivo (isótopo padre),

λ = constante de decaimiento radioactivo, y

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}; \text{ en donde } T_{1/2} \text{ es la vida media.}$$

Entonces:

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt \quad (2)$$

Integrando la expresión [2]:

$$\int \frac{1}{N} dN = -\lambda \int dt \quad (3)$$

$$\ln N = -\lambda t + C \quad (4)$$

y tomando como constante la condición de $N=N_0$ cuando $t=0$: y arreglando términos:

$$\ln N = -\lambda t + \ln N_0 \quad (5)$$

$$\ln N - \ln N_0 = -\lambda t \quad (6)$$

$$\ln \left[\frac{N}{N_0} \right] = -\lambda t \quad (7)$$

$$\left[\frac{N}{N_0} \right] = e^{-\lambda t} \quad (8)$$

$$N_0 = N e^{\lambda t}. \quad (9)$$

En ésta última ecuación, N representa el número de átomos padre que permanecen después de un tiempo t a partir del número original de ellos N_0 , cuando $t=0$. El número de átomos hijo (D^*) producidos por el decaimiento de un elemento padre será:

$$D^* = N_0 - N \quad (10)$$

sustituyendo N_0 la ecuación [9]:

$$D^* = Ne^{\lambda t} - N \quad (11)$$

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1). \quad (12)$$

El número de átomos hijo (D) presentes en cualquier tiempo t es:

$$D = D_0 + D^* \quad (13)$$

en donde D_0 es el número de átomos hijo que había inicialmente ($t=0$). Utilizando la ecuación [12]:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1). \quad (14)$$

Esta ecuación es la base fundamental de las herramientas de fechamiento geocronológico. Generalizando este razonamiento a un sistema isotópico $X \rightarrow Y$, se tiene:

$$Y_{(hoy)} = Y_{(inicial)} + X_{(hoy)}(e^{\lambda t} - 1) \quad (15)$$

es decir, $y = b + x(m)$, la expresión de una línea recta.

Resolviendo para t , que es la variable de interés:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{Y_{hoy} - Y_{inicial}}{X_{hoy}} + 1 \right]. \quad (16)$$

FECHAMIENTOS

Existen varios pares isotópicos útiles para la Geología. El rango de edades que pueden calcularse depende principalmente de la vida media del isótopo padre y de la precisión con que se conozca la constante de decaimiento radioactivo. El método de fechamiento que se escogerá lo determinan dos factores principalmente: la edad aproximada de la roca y su composición mineralógica. En la Tabla I se resumen las características principales de los métodos de fechamiento estándares. El cálculo de la edad de una roca o un mineral puede hacerse por varios métodos, mismos que detallamos a continuación.

ISOCRONA

Por ejemplo, para el sistema isotópico Rb-Sr, en donde el ^{87}Rb decae a ^{87}Sr , la gráfica de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de una serie de rocas cogenéticas, o bien de minerales, formará una recta cuya pendiente será proporcional a la edad del conjunto (ver ecuación [15] y Figura 1). En este punto cabe aclarar que las relaciones isotópicas están dadas como cocientes referidos a un isótopo estable y suficientemente abundante del elemento, en este caso el ^{86}Sr . Como puede verse, es necesario que exista una distribución amplia en los valores de Rb/Sr para que la recta generada esté bien definida y su error sea mínimo. Existen distintos algoritmos con los que se pueden calcular los parámetros de dicha recta, pero el más utilizado es el de York (1969), que además de tomar en cuenta los errores analíticos en ambas coordenadas, X y Y , también considera su correlación. Los errores en la edad calculada serán magnificados por este proceso para dar una estimación razonable de la incertidumbre, la cual incluye ambas dispersiones, la geológica y la

Tabla 1.

par isotópico	decaimiento	λ (a ⁻¹)	$T_{1/2}$ (Ga)	edades posibles de fechar	material susceptible de ser fechado
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	c.e. y β^+	5.543×10^{-10} (total)	1.39, 11.93	$> 10^6$ años	rocas ígneas volcánicas y metamórficas, feldespatos, micas, anfíboles, vidrios volcánicos
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	β^-	1.42×10^{-11}	48.8	$> 10^7$ años	rocas ígneas félsicas y metamórficas, biotitas, muscovitas
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	α	6.539×10^{-12}	106	$> 10^8$ años	rocas básicas y ultrabásicas, rocas metamórficas (anfíbolitas-granulitas), rocas lunares y condritas, granates
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	α	1.55125×10^{-10}	4.468	$> 10^6$ años	zircón, monacita, xenotima, esfena
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	α	9.8485×10^{-10}	0.704		
$^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{176}\text{Hf}$	β^-	1.93×10^{-11}	35.7	$> 5 \times 10^8$ años	gadolinita, xenotima, meteoritos, rocas lunares, roca total
$^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$	β^-	1.64×10^{-11}	42.3	$> 2 \times 10^8$ años	meteoritos, sulfuros (especialmente molibdenita)
^{14}C	β^-	1.2×10^{-4}	5568 años	$10 - 10 \times 10^5$ años	materia orgánica

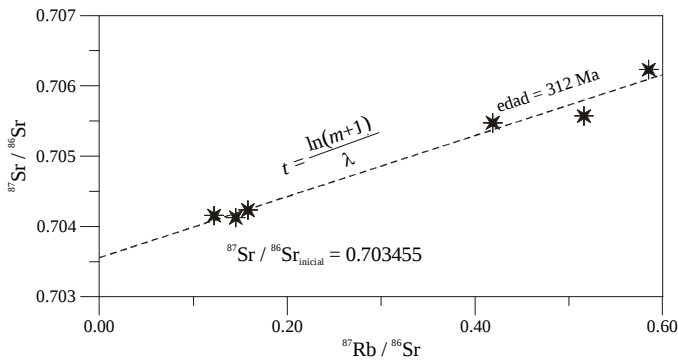


Figura 1. Diagrama de una isocrona con datos de Rb/Sr. Se puede observar el arreglo lineal de puntos que representan a varias rocas cogenéticas, en donde la edad de la roca es directamente proporcional a la pendiente de la recta y la ordenada al origen proporciona el valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

analítica. Las edades que pueden ser calculadas de esta forma incluyen a los pares: Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar, U-Pb, Lu-Hf. Si los puntos de la isocrona corresponden a varios minerales, se trata de una edad de enfriamiento promedio, pero si corresponden a la roca total, la edad corresponde a la de la última homogenización isotópica de la roca, a pesar de eventos metamórficos.

CONCORDIA-DISCORDIA

El Uranio tiene 2 isótopos radioactivos (^{238}U y ^{235}U) con vidas medias e isótopos hijos diferentes (ver Tabla I). Por ello, dentro del mismo mineral, ambos sistemas isotópicos evolucionan con diferentes tasas de decaimiento. Si se grafican las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, que corresponden a $(e^{\lambda_{238}t}-1)$ vs $(e^{\lambda_{235}t}-1)$, se genera una curva, denominada *curva de concordia*, en la que yacen todos los puntos con edades concordantes $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Su curvatura corresponde a la diferencia que hay entre sus vidas medias. La curva de concordia puede ser descrita como una curva paramétrica de dos funciones, $x(t)$, $y(t)$, donde cada función de tiempo es independiente.

Si ocurrió una pérdida de Pb ó un sobrecrecimiento de cristales al tiempo t_1 , los puntos con edades concordantes estarán desplazados a lo largo de una línea recta entre t_0 y t_1 , generando la llamada *línea discordia* (Figura 2). Las edades U-Pb de discordia obtenidas de zircones usualmente dan 2 valores. La intersección superior de la discordia con la concordia t_0 corresponde a la edad de cristalización de la roca y la intersección inferior t_1 a la edad del evento que perturbó el sistema (metamorfismo, difusión, etc)

EDADES MODELO T_{DM} Y T_{CHUR}

Para el sistema Sm-Nd se obtienen edades comparando las relaciones isotópicas de las rocas en estudio $\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_r^m$

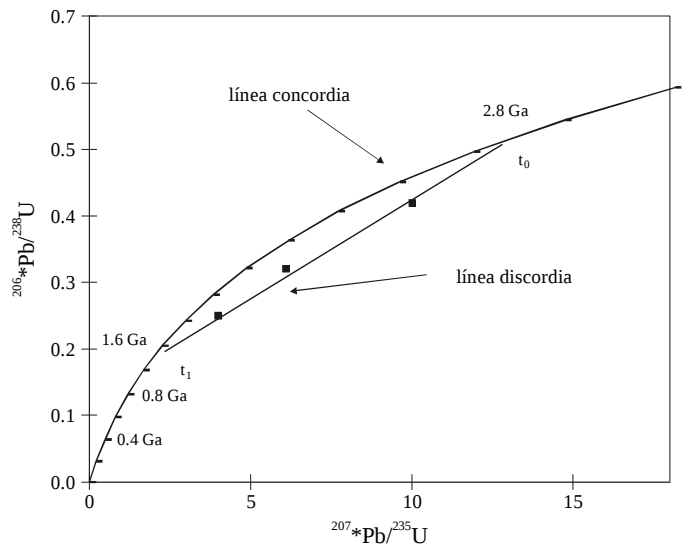


Figura 2. Diagrama de Concordia, curva generada por los sistemas ^{238}U y ^{235}U . El arreglo lineal de los puntos genera una cuerda llamada *Discordia*, cuya intersección superior representa la edad de cristalización de la roca t_0 y la intersección inferior representa la edad de algún evento metamórfico t_1 .

contra aquellas del manto empobrecido (DM = *depleted mantle*)

$\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{DM}^0$ y con la composición primordial de la Tierra (CHUR = *chondritic uniform reservoir*)

$\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{CHUR}^0$. Dichas edades representan el tiempo promedio de residencia en la corteza o bien, el tiempo en que el Nd fue separado del reservorio. Estas edades modelo se obtienen determinando el tiempo transcurrido desde que la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca era igual a la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del DM o bien del CHUR. Partiendo de esta premisa y de las ecuaciones que representan la cantidad actual de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en una roca se obtiene:

$$T_{\text{modelo}} = \frac{\ln \left[\frac{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_r^m - \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{CHUR}^0}{\left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_r^m - \left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{CHUR}^0} + 1 \right]}{\lambda} \quad (17)$$

Estas definiciones son muy simplificadas y no contemplan todas las posibles interpretaciones. Para un conocimiento más amplio de dichos sistemas se refiere al lector a Fauré (1986), De Paolo (1988) y Dickin (1997).

EDADES DE ENFRIAMIENTO

Una edad obtenida isotópicamente siempre fecha la terminación de un proceso físico, es decir, la cristalización de un mineral (edad de cristalización), o su enfriamiento (edad de enfriamiento) debajo de un umbral de temperatura, la cual se denomina temperatura de cierre o de bloqueo T_c . Los minerales tienen diferentes temperaturas de cierre para los diferentes sistemas isotópicos, dependiendo del tamaño del cristal, compo-

ción química, etc.. Algunas de estas temperaturas son bien conocidas para ciertos minerales. Por ello, para una misma roca, la edad de zircón por U-Pb ($T_c \sim 800^\circ\text{C}$) será mayor que la edad de hornblenda por K-Ar ($T_c \sim 500^\circ\text{C}$), y ésta a su vez será mayor que la edad Rb-Sr de biotita ($T_c \sim 300^\circ\text{C}$). A partir de la diferencia de la edad de enfriamiento de los diferentes minerales de una roca, es posible calcular tasas y trayectorias de enfriamiento para ciertos rangos de temperatura.

SISTEMAS ISOTÓPICOS Y LA FORMACIÓN DE ROCAS

METEORITOS

Los meteoritos son fragmentos de grandes cuerpos que se supone fueron originados al mismo tiempo que los planetas y satélites del Sistema Solar. Por ello, se piensa que un cierto tipo de meteoritos llamados *condritas* representa a la materia primordial del sistema solar y preserva las relaciones isotópicas de éste, ya que proviene de líquidos silicatados similares a los de las rocas ígneas terrestres primitivas. Muchas condritas basálticas han sido fechadas por diferentes métodos, mostrando que la mayoría, aunque no todas, se formaron hace 4.5 ± 0.1 Ga.

ISÓTOPOS DE U, Sr Y Nd COMO TRAZADORES DE LA EVOLUCIÓN PLANETARIA

El isótopo ^{206}Pb es el producto del decaimiento radioactivo del ^{238}U . Entonces, la pendiente de la línea de evolución (Figura 3a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es proporcional a la relación $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Esta relación debió ser muy pequeña en la nebulosa solar, como es evidenciado por las abundancias actuales en el Sol, de tal forma que la curva mostrada para la evolución isotópica de la nebulosa (SN) tiene una pendiente pequeña. Cuando desciende la temperatura en la nebulosa, el U, que tiene una temperatura alta de condensación, condensa antes que el Pb. Por ello, la Tierra debió formarse con una relación U/Pb mayor que la relación de la nebulosa al momento de la acreción (~ 4.5 Ga). Esto es mostrado por el incremento en la pendiente de la curva correspondiente a la Tierra, después de la condensación y acreción. Un fraccionamiento posterior del U respecto al Pb pudo ocurrir en la Tierra como resultado de la formación del núcleo. Debido a la tendencia del Pb a formar sulfuros, éste entró en grandes cantidades al núcleo, mientras que el U fue segregado. El resultado fue una porción silicatada con relaciones U/Pb altas (manto y corteza) y un núcleo con relaciones U/Pb bajas. Posteriormente a la formación del núcleo, los procesos magmáticos en la porción silicatada de la Tierra pudieron formar diferentes dominios con relaciones U/Pb altas y bajas, representadas en la figura por las flechas divergentes. Los puntos de inflexión de las curvas muestran los cambios en la relación U/Pb registrados con mayor sensibilidad en la evolución isotópica de la Tierra. El sistema U/Pb ofrece información precisa del tiempo de formación de la Tierra y del núcleo, pero menos precisa del tiempo de separación del manto y la corteza debido a que el fracciona-

miento de estos dos elementos fue menor.

La evolución del sistema Rb-Sr es diferente (Figura 3b), ya que el Rb es substancialmente más volátil que el Sr bajo las condiciones que prevalecieron en la nebulosa solar y por ello la Tierra heredó una relación Rb/Sr aproximadamente 10 veces menor a la que se encuentra en el Sol (Figura 3b). Sin embargo, a diferencia del sistema U-Pb, el fraccionamiento de este par de elementos fue menos intenso, por lo que el sistema Rb-Sr fija con precisión el tiempo de la formación de la Tierra y de los meteoritos. Otros procesos magmáticos subsecuentes también han fraccionado fuertemente el Rb y Sr, de tal forma que también la edad de la corteza está dada por el sistema Rb-Sr.

El sistema Sm-Nd es diferente porque ambos elementos son refractarios en términos de la secuencia de condensación de la nebulosa solar. Por ello, el fraccionamiento de padre-hijo durante la condensación de la Tierra debió ser mucho menos intenso. Además, estos elementos no pudieron ser incorporados en el núcleo, por lo que no hubo fraccionamiento de Sm y Nd en las etapas tempranas de la evolución del planeta (Figura 3c). Sin embargo, un fraccionamiento substancial de Sm y Nd ocurrió por procesos magmáticos en la porción silicatada. Consecuentemente, el sistema Sm-Nd no ofrece información acerca de la edad de la Tierra, pero sí provee una excelente descripción de la diferenciación magmática de la Tierra. Una buena estimación de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actual en la Tierra es provista por las mediciones en los meteoritos condriticos. Esta línea base es de una importancia muy grande, ya que las estimaciones de la cantidad de Nd presente en cada reservorio han permitido, mediante un balance de masas entre la corteza y el manto, calcular la cantidad de manto que ha sido involucrado en la formación de la corteza.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias detríticas están compuestas por minerales y rocas derivadas de la erosión e intemperismo de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias más antiguas. Entonces, la composición isotópica de estos detritos no dependerá únicamente del decaimiento de un elemento desde el momento de su depositación, sino también de las edades de las partículas que los componen.

El fechamiento absoluto del tiempo de depositación de las rocas sedimentarias es un problema difícil de resolver. Los fechamientos de rocas ígneas descritos anteriormente parten de la suposición de que las relaciones isotópicas de la roca fueron homogéneas durante la depositación o diagénesis temprana y que la roca se comportó como un sistema cerrado hasta el presente. Sin embargo, es difícil que dichas premisas se cumplan en conjunto, debido a que los procesos de intemperismo, transporte, depositación y diagénesis pueden alterar significativamente la relación isotópica inicial de los detritos. Los minerales susceptibles de ser fechados en las rocas sedimentarias son de dos tipos: a) allogénicos (detritos) que son relativamente resistentes a abrir el sistema isotópico en condiciones de sepultamiento, pero tienen problemas con las relacio-

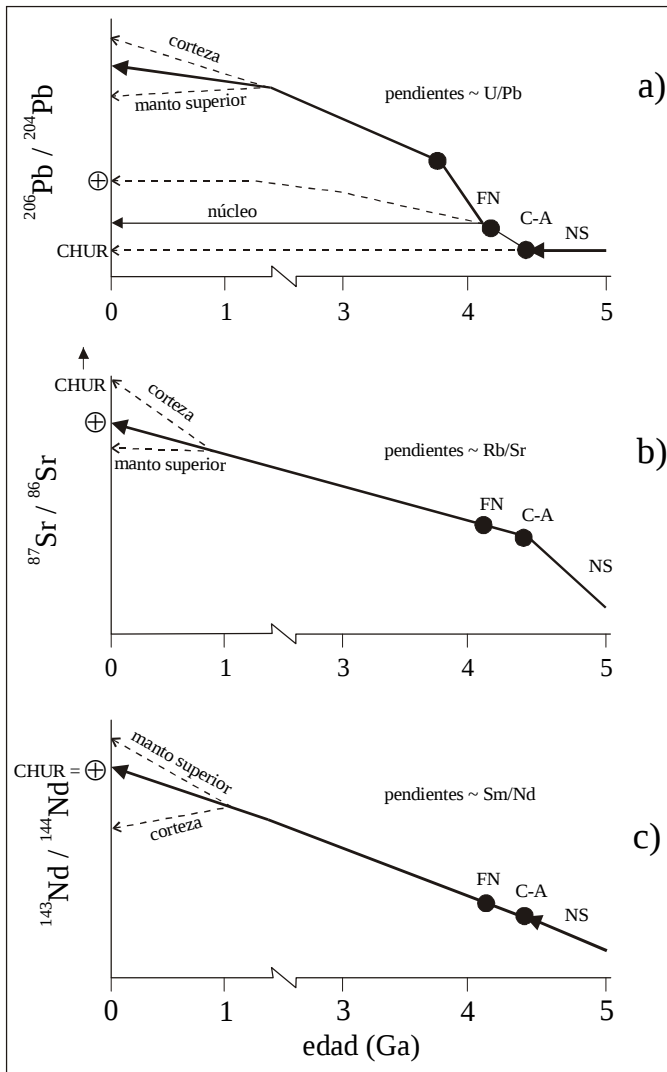


Figura 3. Esquema de la evolución isotópica de la Tierra ilustrando la diferencia entre los sistemas U-Pb, Rb-Sr y Sm-Nd. FN: formación del núcleo, C-A: condensación-acreción, NS: Nébula Solar, CHUR: reservorio condritico uniforme y $\oplus$: Tierra total (tomada de De Paolo, 1988).

nes isotópicas heredadas y b) los minerales autigénicos que son precipitados por los procesos diagenéticos y muestran gran homogeneidad en las relaciones isotópicas iniciales pero cuyos sistemas isotópicos pueden abrirse fácilmente durante el sepultamiento. Algunos minerales que pueden ser fechados en rocas sedimentarias son las micas, el feldespato potásico, la illita y la glauconita.

Las edades modelo (tiempo de residencia de los materiales en la corteza) de las rocas clásticas sedimentarias, son similares a las edades de las rocas de las cuales se derivaron éstos detritos, por ello, las edades Sm-Nd comúnmente exceden su edad estratigráfica (Figura 4). Las edades de residencia de las rocas sedimentarias del Proterozoico (entre 2,500 y 570 Ma) y del Fanerozoico (entre 570 y 250 Ma) son generalmente mayores a su edad de depositación, lo cual nos indica que estos detritos están compuestos principalmente de material cortical reciclado

que se separó del CHUR mucho tiempo antes de que se depositara como un sedimento. Sin embargo, la diferencia entre las edades de residencia y la edad de depositación decrece cuando detritos jóvenes volcanogénicos son mezclados con terrígenos de rocas antiguas. Los resultados de varios estudios indican que el reciclamiento de corteza antigua fué más intenso desde hace 2 Ga, por lo que se piensa que durante el Arqueano (antes de 2,500 Ma) los aportes de rocas magmáticas primitivas para formar la corteza fueron mucho más importantes que en tiempos posteriores.

OCÉANOS

La composición isotópica del Sr y Nd en aguas marinas varía regionalmente entre los mayores océanos del mundo porque ésta depende de la edad y de las relaciones Sm/Nd de las rocas que los ríos drenan hasta sus cuencas. En general, los sedimentos de la Cuenca del Pacífico tienen relaciones mayo-

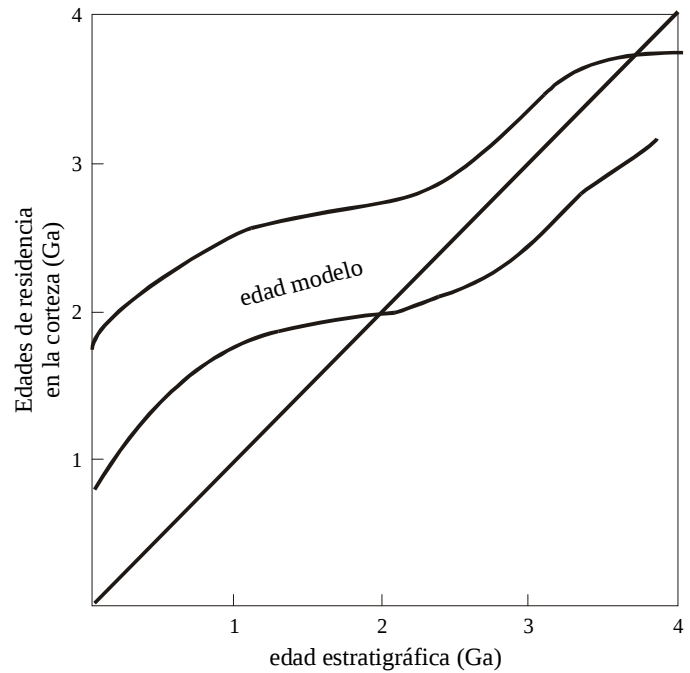


Figura 4. Relación entre las edades modelo de Nd (edades de residencia) de lutitas y sus edades estratigráficas. Las edades modelo exceden a las estratigráficas formadas después de los primeros 2 Ga de historia de la Tierra. Antes de los 2 Ga, las edades son mucho más parecidas, probablemente porque las rocas sedimentarias del Precámbrico Temprano estaban compuestas de material depositado casi inmediatamente después de su separación del manto y del CHUR (tomada de Fauré, 1986).

res de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a los valores del Océano Atlántico. Esta observación confirma que los ríos que drenan hacia el Pacífico están erosionando corteza continental que es substancialmente más joven que la erosionada por los ríos que alimentan al Atlántico (cratones). Esto implica que la composición isotópica del Sr y del Nd puede ser utilizada

para catalogar al agua derivada de diferentes océanos con el propósito de estudiar la circulación de las corrientes marinas.

Los carbonatos biogénicos son resistentes a la alteración diagenética y, dado que son secretados directamente del agua marina por los organismos, no contienen fracción detrítica. Desafortunadamente, debido a su escaso contenido de Rb no pueden ser fechados convencionalmente por el sistema Rb-Sr, pero una calibración de la evolución de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina puede ser usada como una herramienta indirecta de fechamiento. Obviamente, este método requiere de material bien fechado estratigráficamente. Este método no puede competir en precisión con el fechamiento bioestratigráfico, pero es muy útil en perfiles de carbonatos sin fósiles. También, algunos depósitos de corales se han podido fechar con el método U-Pb y U-Th.

COMPORTAMIENTO DE LOS ISÓTOPOS EN LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS

ISOTOPIA DEL MANTO

CHUR Y ϵ_{Nd}

La evolución isotópica de la Tierra ha sido descrita para el sistema Sm-Nd en términos de un modelo llamado *reservorio condritico uniforme* (CHUR). Este modelo asume que el neodimio terrestre ha evolucionado en un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es igual a aquel de las condritas. Las variaciones de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son muy pequeñas en la naturaleza y entonces, su representación en términos de la desviación a partir de un valor estándar da un mejor significado a este parámetro.

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^t = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR},t}} - 1 \right) \times 10^4 \quad [18]$$

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^0 = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{hoy}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR,hoy}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad [19]$$

ϵ_{CHUR}^t indica la desviación del valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca respecto al valor del CHUR en unidades de partes por 10^4 hace t

años, mientras que, ϵ_{CHUR}^0 indica la desviación del valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca respecto al valor actual del CHUR.

Para una roca que tiene $\epsilon_{\text{Nd}}=0$, se puede inferir que ha sido derivada de un reservorio dentro de la Tierra que tiene el valor

condritico de Sm/Nd. Una roca con $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$, puede ser derivada de un reservorio con relación Sm/Nd mayor que la relación condritica (Figura 5).

La mayoría de los basaltos oceánicos tiene valores de ϵ_{Nd} que son similares a los presentados por las condritas o bien desplazados hacia valores más positivos. Si se considera a estos basaltos como magmas producidos por fusión parcial del manto, se puede interpretar que la relación Sm/Nd original del manto fué igual al valor de condrita y que muchas partes del manto han sufrido extracción de magma a lo largo de varios episodios en el pasado, haciendo más positivo el valor de ϵ_{Nd} conforme se extrae mayor volumen de magma.

No es posible muestrear directamente el manto; sin embargo se conoce, al menos en parte, su estructura y composición a partir de observaciones sísmicas, gravimétricas, mineralogía de xenolitos, magmas derivados del manto, etc. En la Figura 6 se muestran las características isotópicas de los mayores reservorios de silicatos: manto empobrecido (superior), manto enriquecido (inferior), corteza continental, etc., así como el tipo de basaltos generados a partir de éstos.

Se puede observar que los basaltos tipo MORB tienen los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los más altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, lo cual sugiere que el manto, que es fuente de los MORB's, tiene bajas relaciones Rb/Sr y altas Sm/Nd relativo a la fuente de los OIB's. Todos los MORB's y la mayoría de los OIB's tienen valores positivos de ϵ_{Nd} , ya que el Nd es incompatible en el manto (igual que las demás tierras raras ligeras); los valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son mayores que los de la composición global de la Tierra (CHUR). El Rb es más incompatible que el Sr, mientras que el Nd lo es más que el Sm. Esto sugiere que el manto ha sido afectado por procesos de fusión parcial y extracción del fundido que remueven a los elementos más incompatibles. Es decir, la extracción de un fundido rico en elementos incompatibles para formar la corteza continental deja un manto empobrecido en dichos elementos. Entonces, el proceso dominante que afecta la composición del manto parece ser la fusión parcial. En el caso del sistema Lu-Hf, los basaltos tipo MORB y OIB, tienen valores ϵ_{Hf} positivos (ϵ_{Hf} definido en forma similar a ϵ_{Nd}), ya que el Hf es más incompatible que el Lu en el manto. Los datos isotópicos de Sr y Nd de los basaltos continentales muestran un mayor dispersión en la Figura 6 reflejando los efectos de la asimilación de la corteza continental en las firmas isotópicas de los magmas derivados del manto. Las variaciones en las relaciones isotópicas de los basaltos reflejan la heterogeneidad a gran escala en el manto.

ISOTOPIA DE LA CORTEZA CONTINENTAL

En la Figura 6 se observa que las rocas de la corteza continental tienen valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mucho más altos y valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mucho más bajos que aquellos valores del manto, dado que la corteza está enriquecida en Rb y Nd en relación al Sr y Sm.

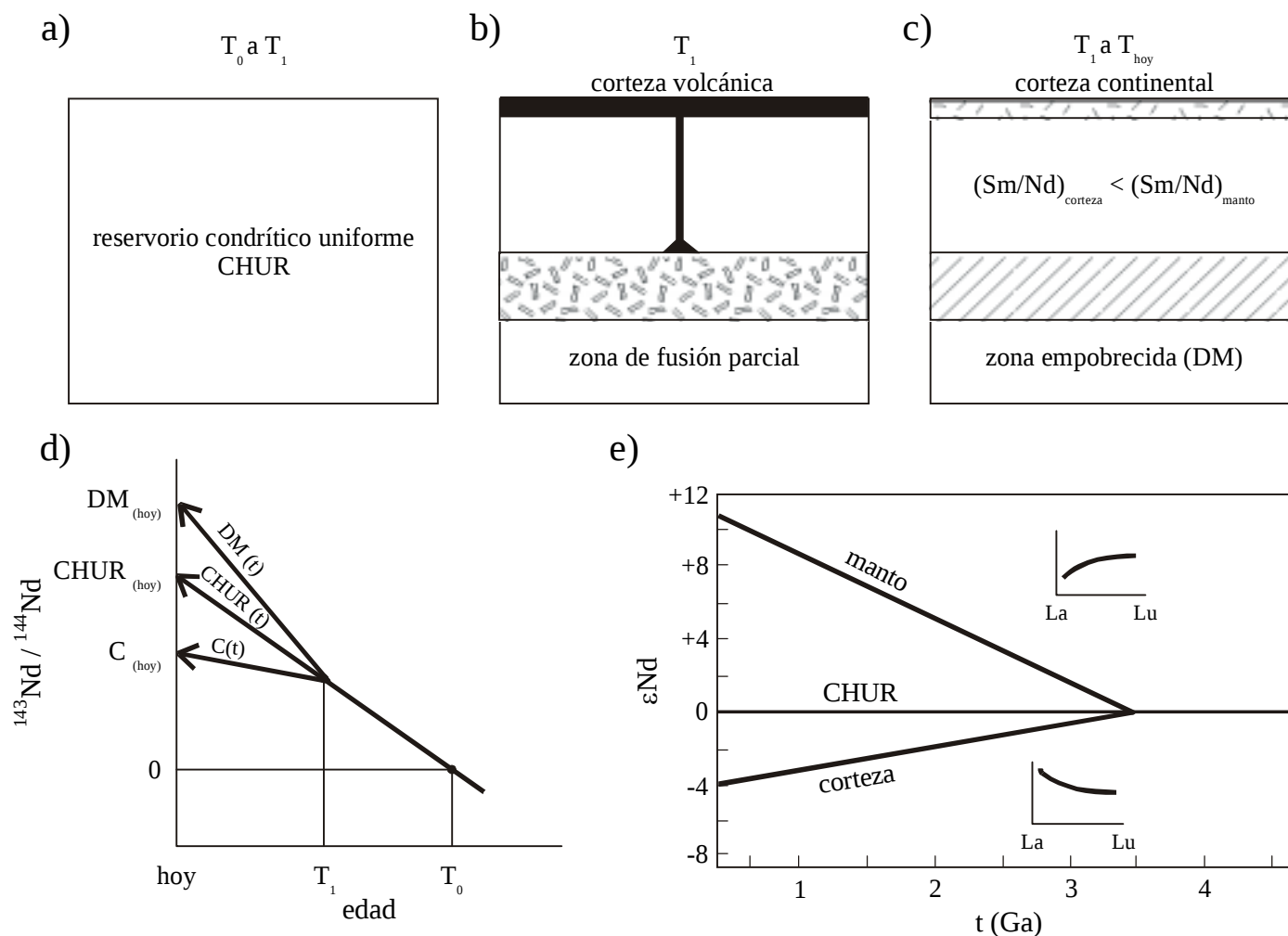


Figura 5. Esquema de la formación por fusión parcial (5b) de los reservorios con relaciones altas y bajas de Sm/Nd (5c) a partir de un reservorio homogéneo (5a). En la figura 5d se muestra la variación de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y los valores de ϵNd en tales reservorios conforme pasa el tiempo (DM= manto empobrecido, CHUR= reservorio condritico uniforme, C= corteza continental). En los recuadros de la figura 5e se observa que en el manto hay un enriquecimiento de las Tierras Raras Pesadas, mientras que las Tierras Raras Ligeras tienen mayor afinidad con los minerales de la corteza (tomada de De Paolo, 1988 y White, 1998).

Se han realizado diversos intentos para determinar la evolución y crecimiento de la corteza continental. Los trabajos clásicos de Kistler y Peterman (1973) y Bennet y De Paolo (1987) obtienen mapas en donde reconocen provincias que asocian a eventos tectónicos (adición de nueva corteza, desplazamientos corticales, etc.) (Figura 7).

Kistler y Peterman (1973) observan una variación sistemática, independiente de la edad, de los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en rocas graníticas del W de los Estados Unidos. Cuando dichas variaciones isotópicas son graficadas, parecen reflejar rasgos paleogeográficos y de significado fisiográfico y geoquímico. La línea $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0.706$ coincide con el límite entre las rocas del eugeosinclinal paleozoico y el miogeosinclinal, mientras que la línea $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0.704$ coincide con el límite entre las rocas ultramáficas y una expresión topográfica en la anomalía de Bouguer. Posteriormente, Bennett y De Paolo (1987) establecen, también en el W de Estados Unidos, a partir de relaciones iniciales de Nd en rocas

cristalinas, contornos de las edades de residencia (T_{DM}); definen tres provincias y sugieren la existencia de otras. Las edades modelo de estas provincias sugieren acreción sucesiva de corteza nueva al cratón Arqueano del norte. Los arcos formados tempranamente recibieron una componente mayor del cratón que los arcos más jóvenes.

PROCESOS ÍGNEOS Y VARIACIONES ISOTÓPICAS DE Sr Y Nd

Los elementos tales como el Rb, Sr, Sm, Nd, U, Th y Pb, están presentes en todos los tipos de rocas, en concentraciones que varían desde algunas partes por millón (ppm), hasta cientos de ppm. Estos elementos se concentran en minerales en los cuales pueden substituir a elementos mayores, por ejemplo, el Sr substituye al Ca, el Rb al K, el U al Zr etc. La concentración de Sm y Nd en los silicatos formadores de roca, aumenta de acuerdo a la secuencia en que cristalizan en la serie de reacción de Bowen. De igual forma, la concentración de ambos elementos aumenta con el grado de diferenciación, pero su relación

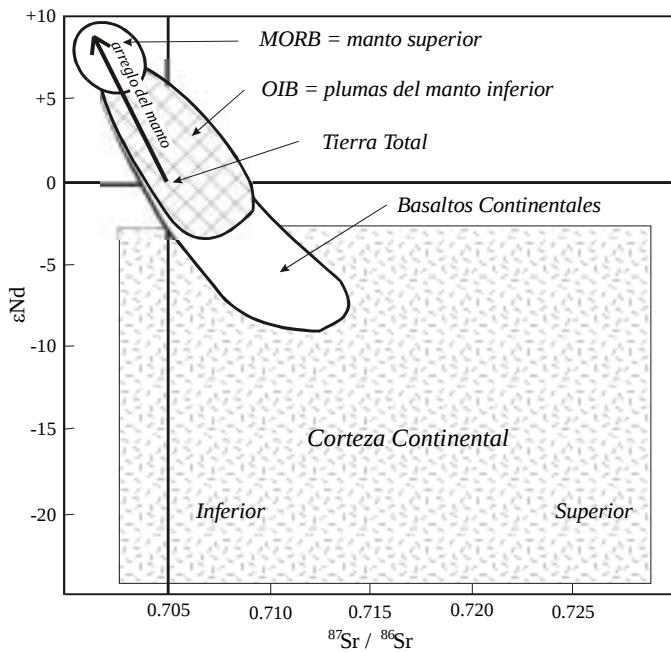


Figura 6. Sistemática isotópica de Sr y Nd de la corteza y del manto. Se observan los valores positivos de ϵNd con valores bajos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ para los MORB (Basaltos de Dorsales Meso Oceánicas) y los OIB (Basaltos de Islas Oceánicas). Los basaltos continentales pueden representar mezclas de plumas del manto, litósfera subcontinental, corteza continental, etc. y por ello, una mayor variación en su isotopía. La corteza continental está caracterizada por valores altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores negativos de ϵNd en un rango amplio (tomada de White, 1998).

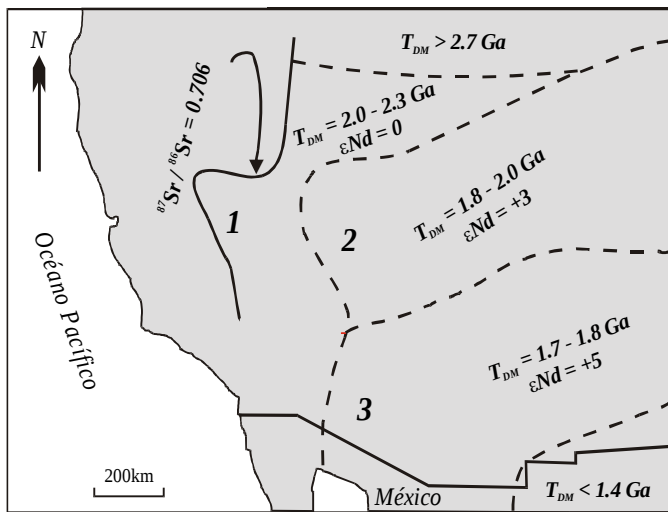


Figura 7. Provincias isotópicas basadas en los trabajos de Bennett and De Paolo (1987) y Kistler and Peterman (1973). En este mapa se observan 3 provincias con orientación NE-SW. Las edades modelo decrecen y los valores de ϵNd (hace 1.7 Ga) aumentan con el incremento de la distancia hacia el SE del cratón arqueano. Ya que la nueva corteza fue generada alejándose del núcleo, la provincia más distal fue derivada casi por completo del manto proterozoico. También puede verse la línea $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial = 0.706, asociada con el límite del cratón, ya que las rocas al oriente de la línea 0.706 han estado fijas desde finales del Precámbrico.

Sm/Nd disminuye. Cuando se forman líquidos silicatados por la fusión parcial del manto o la corteza, la fase líquida se enriquece en Nd en relación al Sm, debido a que el Nd^{3+} tiene radio iónico mayor que el Sm^{3+} , haciéndolo más incompatible en la fase sólida. Contrariamente, en el caso del Rb-Sr, el Rb tiene mayor afinidad litófila y las rocas de la corteza tienen una relación Rb/Sr mayor que la de las rocas del manto.

Es importante tener en cuenta que durante los procesos de generación de magmas (fusión parcial y cristalización fraccionada) los cocientes de las concentraciones de los elementos cambian en función de los coeficientes de distribución (D), pero las relaciones isotópicas no cambian ya que estos procesos no distinguen las diferentes masas de la misma especie. Por ello, estos procesos son modelados con base en las concentraciones de elementos traza, especialmente de las Tierras Raras (ver Hernández-Bernal *et al.*, 1997).

Los procesos de mezcla y asimilación sí son capaces de alterar las relaciones isotópicas de los componentes que intervienen y por ello pueden ser modelados en términos de relaciones isotópicas. Por ejemplo, el magmatismo relacionado a subducción es resultado de la mezcla de líquidos derivados de la fusión parcial del manto y componentes corticales (asimilación de corteza a través de la cual ascienden), de tal forma que este magma significa adición de nuevo material del manto y reciclamiento de corteza antigua. Además, es en este ambiente tectónico donde se recicla el prisma sedimentario acumulado en la trinchera y la corteza oceánica que se subduce. Entonces, para comprender las características geoquímicas del magmatismo de arco, tenemos que concebirlo en términos de mezcla de componentes. A continuación se describen las ecuaciones que, a partir de las firmas isotópicas de las rocas, permiten cuantificar los grados de mezcla y asimilación en los procesos de generación de magmas.

MODELOS DE MEZCLA DE DOS COMPONENTES

1) MEZCLA BINARIA PARA UN ELEMENTO

En la forma más simple, la contaminación de los magmas derivados del manto por corteza continental puede ser vista como un proceso de mezcla de dos componentes. Si se tiene la mezcla de los componentes A y B en la proporción

$$f = \frac{A}{B + A} \quad (20)$$

entonces la concentración de cualquier elemento X en dicha mezcla será:

$$X_M = X_A f + X_B (1 - f) \quad (21)$$

La utilidad del factor de mezcla f en las Ciencias de la Tierra yace en el hecho que puede ser determinado en una muestra de un conjunto de mezclas de dos componentes a partir de la concentración observada de cualquier elemento en esta mezcla; reorganizando [21]:

$$X_M = f(X_A - X_B) + X_B \quad (22)$$

se resuelve para f

$$f = \frac{X_M - X_B}{X_A - X_B} \quad (23)$$

Tomando como ejemplo las relaciones isotópicas de Sr, las mezclas (denominadas con subíndice M) de dos componentes que tienen diferentes concentraciones de Sr así como relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en sus componentes A y B (denominadas con subíndices) también se pueden representar como:

Esta expresión equivale a la ecuación de una hipérbola cuando se grafica $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$ vs. Sr_M

$$\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_M = \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B \left[\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_B - \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_A \right]}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} + \frac{\text{Sr}_A \left[\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_A - \text{Sr}_B \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_B \right]}{(\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \quad (24)$$

$$\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_M = \frac{a}{\text{Sr}_M} + b \quad (25)$$

Esto mismo puede representarse por una línea recta al graficar $\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_M$ vs $1/\text{Sr}_M$, lo cual permite derivar la ecuación de mezcla a partir de la medición de estos parámetros en un conjunto de muestras que se supone se han formado por la mezcla de dos componentes.

II) MEZCLA BINARIA PARA DATOS DE DOS ELEMENTOS (EJEMPLO CON Sr Y Nd)

La ecuación de mezcla a partir de mediciones isotópicas de un conjunto de rocas que relaciona a ambos elementos (X y Y) es

$$aR_M^X + bR_M^X R_M^Y + cR_M^Y + d = 0 \quad (26)$$

en donde:

R = Proporción isotópica de la mezcla para un elemento

$$a = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_B \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_A \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$b = \text{Nd}_A \text{Sr}_B - \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

$$c = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$d = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_A (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_B (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

y f está definido por:

$$f = \frac{X_B (R_B^X - R_M^X)}{R_M^X (X_A - X_B) - R_A^X X_A + R_B^X X_B} \quad (27)$$

sustituyendo X , Y tenemos:

$$f = \frac{\text{Sr}_B \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M \right]}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \text{Sr}_A + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \text{Sr}_B} \quad (28)$$

(27) también puede expresarse como:

$$R_M^X = \frac{R_A^X X_A f + R_B^X X_B (1 - f)}{X_A f + X_B (1 - f)} \quad (29)$$

Todas estas ecuaciones nos permiten construir modelos hipotéticos de dos componentes de composición conocida o derivar la ecuación de mezcla a partir de dos muestras que son mezcla de esos dos componentes. Sin embargo, los conjuntos de rocas formados por mezclas binarias frecuentemente no yacen a lo largo de la curva esperada debido a que sus composiciones isotópicas y concentraciones son modificados por procesos posteriores, tales como cristalización fraccionada, contaminación-asimilación de un tercer componente, alteración por fluidos hidrotermales, intemperismo, etc. En la Figura 8 se observa la curva generada por la mezcla de los componentes del magma derivado del manto y corteza continental (roca encajonante) y un conjunto de muestras cogenéticas. Esta secuencia de muestras puede interpretarse en términos de la mezcla binaria de los elementos elegidos como A y B, con porcentajes de mezcla que van desde el 5 hasta el 60%.

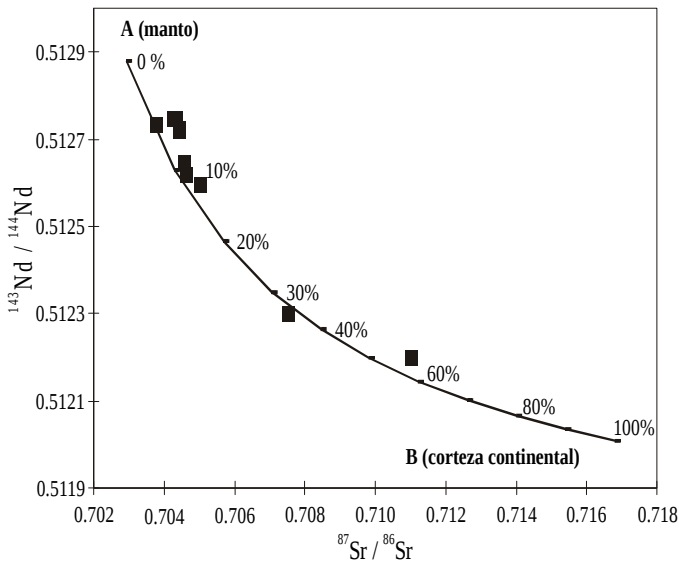


Figura 8. Diagrama de mezcla binaria de A (magmas derivados del manto) y B (corteza continental) utilizando relaciones isotópicas de Nd y Sr. Los puntos graficados corresponden a datos isotópicos de rocas magmáticas del terreno Xolapa. Este modelo simple puede explicar el origen y la variación isotópica de esta serie de rocas en términos de un proceso de contaminación cortical que varía desde 0 hasta 60%, entre rocas magmáticas y encajonantes.

MODELOS DE ASIMILACIÓN-CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA (AFC)

La fusión de un sólido es un fenómeno endotérmico, mientras que la cristalización de un líquido es un proceso exotérmico. El calor latente de fusión es igual en magnitud al calor latente de cristalización. Si el magma está sobre o bajo el *liquidus*, entonces éste sólo puede obtener calor para generar fusión del encajonante, yendo por sí mismo a la cristalización fraccionada. Entonces, se puede esperar que esos dos procesos estén acoplados en uno solo llamado asimilación-cristalización fraccionada (AFC). En este modelo, el efecto del fraccionamiento en la trayectoria de la mezcla dependerá además del coeficiente de distribución volumétrico D .

De Paolo (1981) desarrolló ecuaciones que describen el comportamiento de la concentración de los elementos traza y de las relaciones isotópicas que toman lugar durante los procesos simultáneos de AFC. Para cualquier elemento traza:

$$C_L = C_L^0 F^{-z} + \frac{r}{r-1+D} C^* (1-F^{-z}) \quad (30)$$

en donde:

C_L^0 = conc. elemento en el magma original

C_L = conc. elemento en el magma contaminado

C^* = conc. elemento en el contaminante

r = relación entre la tasa de asimilación y la tasa de cristalización fraccionada

D = coeficiente de distribución volumétrico

$$z = (r-1+D)/(r-1)$$

F = fracción de magma restante

en esta ecuación se asume que D y r son constantes.

Para las relaciones isotópicas se tiene:

$$L = L_0 + (L^* - L_0) \left(1 - \frac{C_L^0}{C_L} F^{-z} \right) \quad (31)$$

donde L , L_0 y L^* son relaciones isotópicas con subíndices que corresponden a magma contaminado, original y contaminante, respectivamente. Estas ecuaciones son generalmente aplicables a cualquier magma y a cualquier contaminante y pueden ser utilizadas para modelar la interacción del magma y la roca encajonante. Para el caso de cristalización fraccionada perfecta en la cual no existe asimilación, $r=0$ y la ecuación se reduce a la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh. En la Figura 9 se muestran las curvas calculadas para diferentes valores de D^{Sr} con incrementos del porcentaje de asimilación (M_a) relativo al magma inicial (M_m), con una relación fija de M_a/M_c (asimilación / cristalización). Una cantidad menor de fraccionamiento relativo a la asimilación causará una menor desviación de la línea de mezcla simple, y una cantidad mayor de fraccionamiento causará mayor desviación. Cuando la plagioclasa entra al conjunto cristalizante, esto tiene un efecto dramático en los valores de D^{Sr} , cambiando el comportamiento de Sr de ser un elemento incompatible ($D^{Sr} \ll 1$) a un elemento compatible ($D^{Sr} > 1$) en el material cristalizante (Figura 9).

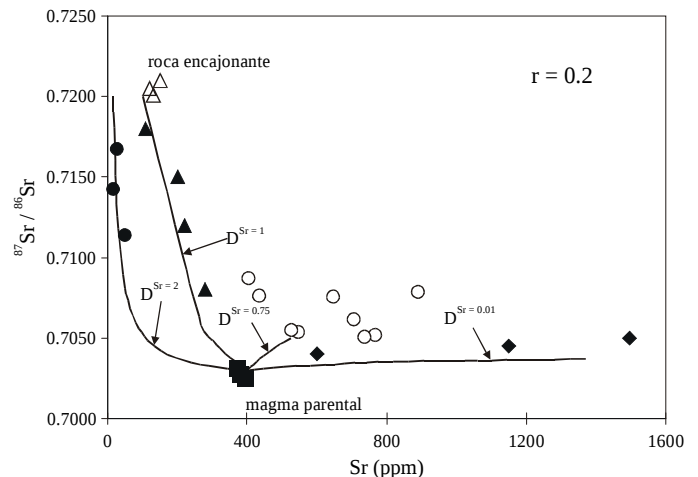


Figura 9. Efectos del proceso simultáneo de asimilación y cristalización fraccionada ($r=0.2$) en la química de un magma con ejemplos donde D^{Sr} tiene valores de 2, 1, 0.75 y 0.01. Los diferentes conjuntos de rocas graficados corresponden a varias series de rocas ígneas que pueden ser interpretados con estos modelos. 1 = monzogranitos, u = monzonitas, s = granitos de dos micas, m = granodioritas. Modificado de Farmer y De Paolo (1983).

DISCUSIÓN

El fenómeno natural del decaimiento radioactivo es utilizado en las geociencias como una herramienta muy valiosa para determinar la edad de diferentes eventos geológicos: cristalización de magmas y minerales, metamorfismo, edades de residencia en la corteza, etc. Esto es posible gracias a que la tasa de decaimiento λ de los núcleos inestables es constante y bien conocida para muchos de ellos. Los procesos químicos que sufren los magmas y minerales no distinguen a los diferentes isótopos de un elemento, ya que son químicamente iguales. Sin embargo, debido a su diferencia de masas, son físicamente diferentes. Este hecho es más notable en los elementos ligeros, en donde debido a las grandes diferencias de masa de sus isótopos los fenómenos de fraccionamiento son intensos y cuantificables. Por ejemplo, la diferencia de masas de ^{16}O y ^{18}O es de $2/18 \approx 11\%$, mientras que para un elemento pesado la diferencia entre ^{86}Sr y ^{88}Sr es de $2/88 \approx 2.3\%$. Debido a que el fraccionamiento de los elementos pesados es muy pequeño, prácticamente la variación de sus relaciones isotópicas respecto al tiempo, a partir de un valor inicial homogéneo, se debe únicamente al decaimiento de los núcleos inestables. Las relaciones isotópicas iniciales de algunos elementos son indicadores de la fuente de los magmas y permiten la evaluación de procesos magmáticos como la mezcla y contaminación.

El uso inicial de los isótopos en la Geología estuvo enfocado hacia la geocronología exclusivamente. Las aplicaciones geoquímicas llegaron después. En los años 50 se desarrollaron métodos como el Pb- α , ahora en desuso por la gran incertidumbre en sus premisas, posteriormente el método K-Ar, U-Pb, Rb-Sr y en la década de los 80's el método Sm-Nd. Todos estos avances se lograron gracias a varios factores: mejor conocimiento de las constantes de decaimiento, desarrollo de espectrómetros de masas con uno o varios colectores, adquisición y manejo estadístico de datos con computadora, mejoramiento de las técnicas de separación química de elementos, etc. En la actualidad, métodos como el Lu-Hf y Re-Os se desarrollan con precisiones muy altas y, dada la vida media tan larga de estos sistemas (3.6 y 4.2×10^{10} años respectivamente), las variaciones en la sexta o séptima cifra decimal son indicadoras de procesos geológicos. Por otra parte, métodos más tradicionales como el Ar-Ar (variante del K-Ar) y el U-Pb han sido mejorados gracias al uso de la técnica de calentamiento con láser y el acoplamiento de microsondas, de tal forma que cristales sencillos o muestras muy pequeñas son susceptibles de ser fechados en diferentes rangos de temperaturas, mostrando historias complejas de enfriamiento.

Es importante decir que, aunque en la actualidad hay métodos nuevos muy complejos y precisos, los métodos tradicionales (Rb-Sr, K-Ar y Sm-Nd) proporcionan información muy valiosa y en nuestro país aún falta cubrir la mayor parte de su territorio con información de este tipo.

Lo más importante es que cada dato isotópico debe ser evaluado junto con otros parámetros geológicos (composición

mineralógica, textura, unidades adyacentes, grado de metamorfismo, rasgos estructurales, etc.) para interpretar el origen y evolución de la roca. La elección del método isotópico depende del tipo de roca y la información que se desea obtener.

Finalmente, en la tercera parte de este trabajo, se ilustrará como se puede utilizar la variación en la concentración y en las relaciones isotópicas de los elementos traza en hojas de cálculo para modelar algunos procesos magmáticos en rocas ígneas.

REFERENCIAS

- Bennett, V.C., and De Paolo, D.J., 1987. Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping. *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, pp. 674-685.
- De Paolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.
- De Paolo, D., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Germany, 187 pp.
- Dickin, A.P., 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, United Kingdom, 477 pp.
- Farmer, G.L. and De Paolo, D.J., 1983. Origin of Mesozoic and Tertiary Granite in the Western United States and implications for Pre-Mesozoic Crustal Structure 1. Nd and Sr Isotopic Studies in the Geocline of the Northern Great Basin. *Journal of Geophysical Research*, 88, B4, 3379-3401.
- Faure, G., 1986. *Principles of isotope geology* (2nd edition), Wiley. New York, 589 pp.
- Geyh, M.A. and Schleicher, H., 1990. *Absolute Age Determination*, Springer, Berlin, 503 pp..
- Hernández-Bernal, M.S., Tolson, G. y Solís-Pichardo, G., 1997. Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, v. 17, No. 1, pp. 14-22.
- Kistler, R.D., and Peterman, Z.E., 1973. Variations in Sr, Rb, K, Na, and Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic Granitic Rocks and Intruded Wall Rocks in Central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, pp. 3489-3512.
- York, D., 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, pp. 320-324.
- <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/GEO656.HTML>
- <http://gfd.gly.bris.ac.uk/enviro-geochem/Level2Iso/titlepage.html>