

MODELIZACION GEOQUIMICA DE LOS PROCESOS DE MEZCLA

J. López Ruiz *

RESUMEN

Los magmas que proceden de porciones de manto que han sido contaminadas por la infiltración de fluidos liberados durante la subducción presentan una elevada abundancia en elementos litófilos de elevado radio iónico, frente a las tierras raras y a los elementos traza de elevada carga, cuando se les compara con los de los dorsales e islas oceánicas. Asimismo, sus relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y O presentan un rango mucho más amplio.

A su vez, los magmas que han experimentado procesos de asimilación están más enriquecidos en elementos traza altamente incompatibles que los que sólo han sufrido cristalización fraccionada simple, siendo este enriquecimiento tanto más elevado cuanto mayor es la relación C_A^i/C_0^i . Por el contrario, unos y otros líquidos no muestran significativas diferencias en la abundancia de elementos compatibles. En lo que concierne a las relaciones isotópicas, si la asimilación es importante los líquidos más diferenciados pueden llegar a tener una signatura muy cercana a la de las rocas asimiladas, pero si aquella es pequeña incluso los últimos líquidos tienen valores relativamente alejados de los que posee el material digerido.

Si la asimilación no va acompañada de cristalización fraccionada los efectos de la misma se observan en los magmas más primitivos, y no en los más diferenciados. En consecuencia, las rocas que han sufrido erosión térmica muestran correlación positiva entre elementos traza altamente compatibles e incompatibles y correlación negativa entre cualquier índice de contaminación y cualquier parámetro que refleje grado de fraccionación.

Los isótopos de Sr y Nd no son buenos indicadores para detectar la participación de sedimentos en la génesis de lavas, por la amplia variación de la relación Sr/Nd (4-40) que muestran los sedimentos. En contraste, los isótopos de Pb son excelentes indicadores a este respecto, ya que la diferente abundancia de este elemento en los sedimentos (25 ppm) y en el manto (0,05 ppm), produce significativas modificaciones en la signatura isotópica del Pb, incluso si la participación del contaminante es inferior al 1 %. Sin embargo, como más claramente se pone de manifiesto los procesos de contaminación mantélica y asimilación cortical, y como mejor se distingue uno de otro, es mediante el uso combinado de los isótopos de O y de Sr y Nd.

Palabras clave: *Contaminación del manto (hibridación), asimilación, erosión térmica, elementos traza, isótopos radiogénicos, isótopos estables.*

ABSTRACT

The magmas generated in mantle regions that have been contaminated by the infiltration of subduction-derived fluids, show higher abundances in large-ion lithophile elements relative to the rare-earth elements and the high-strength field elements, when compared to the mid-ocean ridge and oceanic-island basalts. Additionally, their Sr-Nd-Pb-O isotopic ratios show a wider range.

On the other hand, the magmas that have been involved in assimilation processes are more enriched in highly incompatible elements as a function of the C_A^i/C_0^i ratio, relative to the magmas generated only by simple fractional crystallization. Both magmas show no significant differences in compatible element abundances. Concerning the isotopic ratios, if assimilation is dominant, the most differentiated liquids can have a signature close to that of the assimilated rocks. However, if this process is not important, even the more evolved liquids have ratios far from those of the assimilated material.

* Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). 28006 Madrid.

When assimilation is not coupled with fractional crystallization, the effects of the first process can be observed in the most primitive magmas and not in the differentiated ones. Therefore, the rocks that are the consequence of thermal erosion, show positive correlations between highly compatible and highly incompatible trace elements and negative correlations when comparing any contamination indicator versus any fractionation index.

Since sediments show a wide variation in their Sr/Nd ratio (4-40), Sr and Nd isotopes are not good indicators of the participation of sediments in the generation of lavas. On the contrary, the contrasting concentrations of Pb in the mantle (0,05 ppm) and the sediments (25 ppm) make lead isotopes exceptional indicators, even when sediments participate in low proportions (1 %). Nevertheless, the best approach to discriminate between mantle contamination and crustal assimilation, and to estimate the relative roles of these processes, is the combined use of Sr, Nd and O isotopes.

Key words: *Mantle contamination (hybridization), assimilation, thermal erosion, trace elements, radiogenic isotopes, stable isotopes.*

Introducción

La diversidad de rocas ígneas que aparecen en la superficie de la Tierra son consecuencia de los complejos procesos de evolución que experimentan los magmas durante su generación o durante su ascenso hacia niveles superiores. Estos procesos se pueden dividir en dos grandes grupos, según que la evolución se produzca a partir del propio magma o por causas externas al mismo. En los procesos de diferenciación las distintas rocas se producen a partir de un magma inicial único, por cristalización fraccionada, transferencia gaseosa, etc. Por el contrario, en los procesos de mezcla la diversidad de rocas originadas es consecuencia de la contaminación de la fuente por fluidos/fundidos o de la interacción del magma primario con rocas de contrastada composición.

Los procesos de mezcla tienen lugar en todos los ambientes geotectónicos, aunque algunos de ellos se desarrollan preferentemente en un determinado contexto geodinámico. Así, la contaminación del manto o hibridación es específica de los arcos-isla y de los márgenes continentales activos, ya que la subducción de la litosfera oceánica produce fluidos que emigran lateralmente en la cuña de manto y modifican su composición química. A su vez, la asimilación se desarrolla fundamentalmente en los arcos-isla maduros, en los márgenes continentales activos y en las áreas de intraplaca continental, en donde la corteza alcanza un notable espesor. En estas zonas los magmas tienden a concentrarse en cámaras magmáticas en el límite manto-corteza, en donde asimilan rocas de la corteza inferior y adquieren anómalas concentraciones en determinados elementos traza y relativamente elevadas relaciones isotópicas de Sr, Pb y O y bajas de Nd. Finalmente, la erosión térmica tiene lugar en zonas de intraplaca continental, cuando los magmas

ascienden bajo un régimen turbulento, puesto que en estas condiciones, el calor se transfiere muy rápido a la roca encajante y ésta puede fundir y ser asimilada por el magma ascendente.

Estos procesos de mezcla son los que más fácilmente perturban la composición de las lavas primitivas, ya que la corteza continental tiene un notable espesor, una baja densidad, funde a temperaturas relativamente reducidas y su composición química e isotópica es muy diferente a la del manto y a la de los líquidos que se generan en éste.

En la primera parte de este trabajo se describen los mecanismos de hibridación del manto, asimilación y erosión térmica; a continuación se estudia el comportamiento de los elementos traza y de los isótopos durante estos procesos y se discute la evaluación de los distintos parámetros que intervienen en cada uno de ellos. Por último, se ofrece una serie de recomendaciones para aplicar esta metodología.

Contaminación del manto (hibridación)

Los diferentes componentes de la litosfera [estos, las peridotitas (harzburgitas y lherzolitas) variablemente empobrecidas; los gabros y basaltos generados en las dorsales y los sedimentos depositados sobre la capa basáltica] sufren al subducir un progresivo aumento de temperatura y de presión, y como consecuencia una serie de reacciones metamórficas. El efecto neto de este metamorfismo es una importante deshidratación del material que subduce y la adición de una fase rica en H₂O, CO₂ y en elementos traza de elevado radio iónico a la cuña de manto situada encima de la zona de Benioff.

Los límites de estabilidad de las fases hidratadas presentes en los diferentes componentes de la placa que subduce sugieren que la deshidratación se realiza casi completamente bajo la región ante-arco; es

decir, antes de llegar a la profundidad correspondiente al arco-volcánico. Esto ha obligado a pensar a algunos autores, como por ejemplo Tatsumi (1989), que el H₂O derivada de la placa que subduce no es el desencadenante directo de la generación de los magmas en estas zonas, sino que más probablemente la porción de manto hidratada y metasomatizada es arrastrada, junto con la corteza oceánica, hacia abajo, hasta que llega a zonas de más elevada *P* y *T*, en que la deshidratación de pargasita y flogopita provoca el desprendimiento de agua. Cuando este frente de emigración de agua alcanza la zona en la que se sobrepasa el solidus de la peridotita hidratada comienza la fusión, dando lugar al complejo volcanismo que caracteriza estas zonas. Por el contrario, Davis y Stevenson (1992) sugieren que los fluidos liberados emigran lateralmente en la cuña de manto hasta que se alcanza la fusión, como consecuencia de dos movimientos conjugados: uno vertical como fase fluida y otro hacia abajo en la estructura de los minerales hidratados que se forman.

Independientemente del mecanismo de emigración, los fluidos, y los fundidos que subsecuentemente se generan, producen la fraccionación de los elementos traza, como consecuencia de sus diferentes velocidades de transporte efectivo con respecto a la matriz sólida. Como la velocidad efectiva es inversamente dependiente del coeficiente de reparto global, aquellos elementos con más bajo coeficiente de reparto (esto es, los elementos más incompatibles) son los que más fácilmente emigran a través de la cuña de manto, mientras que los más compatibles son arrastrados hacia abajo.

Los pocos datos experimentales de coeficientes de reparto mineral-fluido que se dispone (p. ej., Brenan y Watson, 1991) ponen de manifiesto que éstos decrecen al aumentar el radio iónico. En consecuencia, los fluidos deben estar enriquecidos en K, Rb, Ba, Sr, U y Pb, que además son muy solubles en agua, y menos en tierras raras y en elementos de elevada carga (Zr, Nb, Ta, etc.). Sus relaciones isotópicas de Sr, Pb y O serán ligeramente más elevadas que las de los basaltos de las dorsales (ver p. ej., McCulloch *et al.*, 1980, 1981; Gregory y Taylor, 1981), si proceden de la deshidratación de éstos y altas (del orden de 0,715, 15,72 y +20 %, respectivamente), si proceden mayoritariamente de la deshidratación de sedimentos.

La incorporación de estos fluidos a la cuña de manto modifica profundamente la abundancia en elementos incompatibles y las relaciones isotópicas de esta porción de manto. Por esta razón, las rocas magmáticas que se generan en zonas destructivas muestran unos caracteres geoquímicos muy peculiares, como por ejemplo una baja abundancia en ele-

Tabla 1.—Calores específicos a presión constante (en cal/g⁻¹/K⁻¹) y calores (entalpías) de fusión (en cal/g⁻¹) de algunos minerales de interés petrológico, según Robie *et al.* (1978)

	C _p					ΔH _m ⁰
	298° K	500° K	800° K	1.100° K	1.400° K	
Forsterita	0,20	0,25	0,28	0,30	0,31	208,2
Fayalita	0,16	0,19	0,21	0,23	0,25	108,1
Clinoenstatita	0,19	0,24	0,28	0,29	0,30	146,4
Diópsido	0,18	0,23	0,26	0,28	0,29	85,4
Piropro	0,19	0,25	0,27	0,28	—	82,4
Anortita	0,18	0,23	0,26	0,28	0,30	69,6
Albita	0,19	0,24	0,27	0,29	0,30	51,7
Sanidina	0,18	0,22	0,26	0,27	0,28	52,8
Leucita	0,18	0,23	0,28	0,26	0,26	31,1
Nefelina	0,19	0,24	0,28	0,31	0,30	82,4
Moscovita	0,20	0,25	0,29	—	—	—
Cuarzo	0,18	0,24	0,29	0,28	0,29	34,0
Distena	0,18	0,24	0,28	0,29	0,31	—
Sillimanita	0,18	0,24	0,27	0,29	0,31	—
Andalucita	0,18	0,24	0,27	0,29	0,30	—
Cordierita	0,18	0,24	0,27	0,29	0,30	—
Ilmenita	0,16	0,18	0,20	0,22	0,24	142,8
Magnetita	0,16	0,20	0,27	0,21	0,21	142,5
Rutilo	0,16	0,19	0,21	0,22	0,23	—
Esfena	0,17	0,21	0,23	0,24	0,25	150,9
Zircón	0,13	0,16	0,18	0,19	0,20	—

mentos de elevada carga, con respecto a las tierras raras y a los elementos litófilos de elevado radio, si se las compara con los basaltos de las dorsales e islas oceánicas.

Asimilación

En los arcos-isla maduros, en los que la corteza alcanza un cierto espesor, y en los bordes continentales activos y en las áreas de intraplaca continental, en los que aquélla puede superar los 50 km, existen cámaras magmáticas relativamente superficiales, en las que los magmas generados en profundidad sufren cristalización fraccionada y asimilación.

Para los petrólogos de principio de siglo, la asimilación fue un proceso ampliamente aceptado, por lo que muchas rocas ígneas se interpretaron como el resultado de la asimilación de material de la corteza por magmas primarios. Sin embargo, posteriormente fue progresivamente abandonada, debido sobre todo a la amplia diferencia existente entre el calor específico (0,2-0,3 cal/gr) y el calor latente de fusión (30-200 cal/gr) de los silicatos (tabla 1). Obviamente, la asimilación requiere una energía térmica suficiente para elevar primero la temperatura de la roca englobada hasta que se puedan comen-

zar a desarrollar los procesos de reacción o fusión y para suministrar después el calor latente de fusión necesario. Puesto que esta fuente de energía solamente la puede aportar el propio magma, éste debe estar sobrecalentado o bien la energía procede del calor latente de cristalización. Como no hay ninguna evidencia que induzca a pensar que los magmas se encuentran sobrecalentados, el segundo factor considerado debe ser el responsable del proceso.

Lo que acaba de ser expuesto se comprende bien si examinamos la energía que es necesario suministrar a una roca cortical que se encuentra a una temperatura inicial de 200° C y cuyo calor específico es 0,25 cal/gr, para que pueda ser digerida por un magma basáltico. Si suponemos que la temperatura de fusión de la roca en cuestión es 1.000° C, son necesarias 200 calorías para que un gramo de la misma alcance dicha temperatura. Además, si su calor latente de fusión es 70 cal/gr, hay que suministrarle otras 70 calorías para que funda un gramo de aquélla. Es decir, que en total son necesarias 270 cal/gr. Esta energía puede proceder de dos fuentes: del enfriamiento del magma, si éste se encuentra sobrecalentado (esto es, a una temperatura superior a su liquidus) y del calor de cristalización (esto es, de la energía que acompaña a la cristalización del mismo). Si suponemos que el magma se encuentra 80° C por encima de su temperatura de comienzo de cristalización y que su calor específico es 0,30 cal/gr, el calor desprendido por el magma en el intervalo de temperatura indicado es de 24 cal/gr. Puesto que son necesarias 270 calorías para fundir 1 gr de roca, se precisa un mínimo de 11 gr de magma para que esto pueda tener lugar. Por el contrario, si asumimos que el calor de cristalización del magma es 107 cal/gr, sólo se necesita que cristalicen 2,5 gr de éste, para obtener la energía que se precisa para que se produzca la fusión de 1 gr de roca.

Si se tienen en cuenta estos sencillos cálculos, se puede deducir que la asimilación de rocas corticales por un magma basáltico está controlada por el calor de cristalización del magma y que dicho proceso se favorece si las rocas con las que interacciona el magma se encuentran a temperaturas cercanas a las de su punto de fusión y si en éste existen corrientes de convección.

Como puso de manifiesto Bowen (1928) [ver también McBirney, 1979], si el material asimilado son minerales individualizados, el tipo de interacción con el líquido magmático depende de si la fase aportada está cristalizando en ese momento en el magma, cristalizó en un momento evolutivo anterior o precipitará en un estadio más avanzado. En el primer caso no se produce ninguna reacción entre ambos, ya que el líquido está saturado en la fase

asimilada. En consecuencia, los cristales incorporados se añaden a los que se generan en el magma, conservando su morfología inicial, y no se produce ninguna modificación de la composición del líquido. Por el contrario, si la fase asimilada cristalizó en un estadio evolutivo anterior del líquido, se produce la reacción entre ambos, mientras que aquellas fases con las que el líquido está subsaturado pueden ser disueltas, incluso si la temperatura del líquido es inferior a la de fusión de la fase aportada. Este último caso requiere la disolución de fases previamente cristalizadas.

A partir de las relaciones que acaban de ser descritas, Bowen (1928) formuló la regla general de la asimilación, según la cual la adición de minerales con los que el líquido reacciona produce liberación de calor y disminución de la proporción de líquido, en tanto que la asimilación de minerales que no han precipitado aún produce pérdida de calor y el incremento de la proporción de líquido.

Si los minerales incorporados forman series de solución sólida y la fase asimilada es más rica en el componente de alta temperatura (es decir, en An si se trata de una plagioclasa) que la composición que está en equilibrio con el líquido, ambos se combinan hasta que el sólido alcanza la composición con la que el líquido está en equilibrio. Por el contrario, si la fase aportada es más rica en el componente de baja temperatura (esto es, en Ab en el ejemplo anterior) se produce reabsorción, puesto que el cristal está sobrecalentado en el líquido. Ahora bien, puesto que el sistema resultante de la mezcla no permanece en condiciones isotérmicas, sino que experimenta un progresivo descenso de temperatura, no se llega a alcanzar el equilibrio en el mismo. Por ello, los procesos de transformación y reacción no se completan y los minerales agregados que forman series de solución sólida aparecen zonados. A este respecto, los minerales más ricos en el componente de alta temperatura exhiben zonado normal y los más ricos en el componente de baja temperatura zonado inverso. En ambos casos, la zona periférica de estos cristales tiene la misma composición que los que se generan directamente del magma resultante.

Si el material incorporado son rocas sedimentarias, el efecto sobre el magma que las engloba va a ser distinto según la composición de aquéllas. Así, la asimilación de rocas carbonáticas por un magma basáltico produce un incremento en la precipitación de augita y anortita y un empobrecimiento en el magma de otros componentes no contenidos en los xenolitos como SiO₂, MgO, FeO* y Al₂O₃. Por el contrario, la incorporación de sedimentos aluminicos origina un aumento en el contenido de anortita e hiperstena en los productos finales de la cristaliza-

ción, y la de rocas pelíticas tiende a incrementar la proporción de los últimos diferenciados, ya que dichas rocas contienen muchos componentes de los líquidos magmáticos félsicos.

Erosión térmica¹

La asimilación estudiada en el apartado precedente, se desarrolla esencialmente en la cámara magmática, y, al ir acompañada de cristalización fraccionada, sus efectos son más marcados en las rocas más evolucionadas que en las más primitivas. Pero los magmas también pueden asimilar rocas corticales durante su ascenso, si el flujo magmático se desarrolla en régimen turbulento (Huppert y Sparks, 1985). En este caso, los magmas más primitivos son los más contaminados, ya que son los de mayor temperatura.

En la erosión térmica, el calor necesario para la digestión de las rocas corticales deriva del producido durante la cristalización, pero, a diferencia de lo que ocurre en la asimilación, aquí no se produce la fraccionación de los cristales generados. Esto no significa que los magmas que experimentan erosión térmica no hayan sufrido fraccionación en un estado anterior, puesto que la existencia de líquidos con diferente temperatura exige una previa fraccionación.

De acuerdo con el modelo desarrollado por Huppert y Sparks (1985), cuando un dique de magma asciende en régimen turbulento (es decir, con un número de Reynolds superior a 2.000) a través de la corteza, transfiere a una de las paredes de la roca encajante una cantidad de calor H , que viene definida por la expresión:

$$H = h_T(T_m - T_r)$$

en la que T_m es la temperatura del magma, T_r la de la fusión de la roca encajante y h_T el coeficiente de calor transferido. Este coeficiente está relacionado con las variables del líquido ascendente, por:

$$h_T = 0,2(K/D)Pr^{0,4}Re^{0,8}$$

en donde K es la conductividad térmica del magma, D la anchura del dique, Pr el número de Prandtl y Re el número de Reynolds.

En régimen turbulento y si $T_m > T_r$, el calor trans-

ferido a las rocas encajantes durante el ascenso puede ser rápido, por lo que éstas pueden fundir y ser asimiladas por el magma. La ecuación que gobierna este proceso es:

$$U = \frac{h_T(T_m - T_r)}{p_r[c_r(T_r - T_g) + L_r]}$$

en la que p_r , c_r y L_r son la densidad, calor específico y calor latente de fusión de la roca encajante, respectivamente, y T_g la temperatura en la que se encuentra la misma como consecuencia del gradiente geotérmico.

Los cálculos llevados a cabo por Huppert y Sparks (1985) en komatiitas, basaltos picríticos y basaltos toleíticos, a los que se les ha supuesto unas temperaturas liquidus a 1 atm de 1.650, 1.370 y 1.200° C, respectivamente, han puesto de manifiesto que las komatiitas (es decir, los magmas más primitivos y los de mayor temperatura) son más susceptibles de sufrir contaminación que los basaltos toleíticos, a igual velocidad de ascenso. Esta contaminación alcanza su máximo cuando las lavas ascienden con un número de Reynolds cercano a 2.000, y declina si se incrementa la velocidad de ascenso y el número de Reynolds.

Como se deduce de la última ecuación expuesta, el grado de contaminación aumenta cuando disminuye la temperatura de fusión de las rocas encajantes. Esto significa que las rocas corticales que tienen una temperatura de fusión más baja, son más fácilmente asimilables por el magma ascendente que las más refractarias. En general, como las rocas con temperaturas de fusión más bajas se concentran en la corteza superior, el porcentaje de rocas de la misma que digieren los magmas es más alto que el de rocas de la corteza inferior.

Ecuaciones que describen el comportamiento de los elementos mayores y traza y de los isótopos

Hibridación

En la contaminación de un material A por un fluido o un fundido B , la concentración de cualquier elemento en el producto resultante, C_M^i , viene dada por la expresión:

$$C_M^i = C_A^i r + C_B^i(1 - r) \tag{1}$$

en la que C_A^i y C_B^i , representan la abundancia del elemento i en los componentes A y B , respectivamente, y r , el porcentaje del componente A en la mezcla.

¹ No existe aún un término para este proceso de contaminación. Devey y Cox (1987) han propuesto el de asimilación con cristalización en equilibrio (AEC), que tiene un notable paralelismo con el otro proceso de asimilación, y nosotros el de erosión térmica, inspirándonos en el artículo de Huppert y Sparks (1985).

A su vez, la relación isotópica de la mezcla, viene definida por:

$$R_M^i = \frac{R_A^i C_A^i r + R_B^i C_B^i (1-r)}{C_A^i r + C_B^i (1-r)} = R_A^i \frac{C_A^i}{C_M^i} r + R_B^i \frac{C_B^i}{C_M^i} (1-r) \quad (2)$$

donde R_A^i y R_B^i , corresponden a la relación isotópica del elemento i (es decir, a la relación Nd^{143}/Nd^{144} , si se trata del Nd) en los componentes A y B de la mezcla, respectivamente.

En el caso del oxígeno, puesto que $C_A^0 \approx C_B^0$, las expresiones (1) y (2) quedan reducidas a:

$$C_M^0 = C_A^0 = C_B^0 \quad (3)$$

y

$$(\delta O^{18})_M = (\delta O^{18})_A r + (\delta O^{18})_B (1-r) \quad (4)$$

Según las ecuaciones (1) y (2), cuando la abundancia de un elemento en los dos componentes de la mezcla es muy diferente, la relación isotópica correspondiente es un excelente indicador de la mezcla. Así, en la contaminación del manto por sedimentos, como la concentración de Pb en el componente cortical es del orden de 25 ppm, mientras que la del manto es de 0,05 ppm, la composición isotópica Pb^{207}/Pb^{204} del manto se ve significativamente afectada, con la adición de una cantidad de sedimentos inferior al 1 %, y adquiere la misma signatura isotópica que los sedimentos con la incorporación de cantidades algo mayores.

Sin embargo, como más adecuadamente se ponen de manifiesto los procesos de hibridación mantélica y asimilación cortical y como mejor se distingue uno de otro, es con el uso combinado de los isótopos de O-Sr-Nd. En un proceso de contaminación del manto, este componente tiene una concentración en elementos incompatibles (por ende en Sr y Nd) mucho más baja que el componente cortical (esto es, $C_A^i/C_B^i < 1$), por lo que las curvas de mezcla en diagramas $Sr^{87}/Sr^{86} - \delta O^{18}$ y $Nd^{143}/Nd^{144} - \delta O^{18}$ son cóncavas hacia arriba. Por el contrario, en la interacción de magmas que proceden del manto con rocas o magmas corticales, las concentraciones en elementos incompatibles de ambos componentes son comparables o algo superiores a las del componente mantélico, por lo que $C_A^i/C_B^i > 1$, y en consecuencia las curvas de mezcla en los diagramas citados se aproximan a la línea que une ambos componentes o son ligeramente cóncavas hacia abajo (fig. 1).

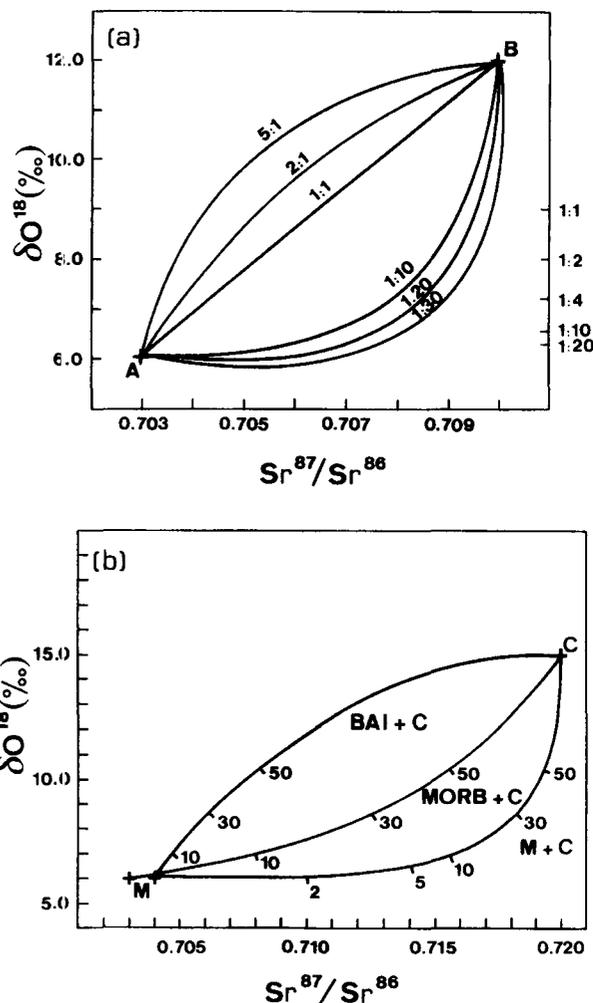


Fig. 1.—a) Relaciones $Sr^{87}/Sr^{86} - \delta O^{18}$ de las curvas que resultan de la mezcla de magmas de naturaleza basáltica (A) con otros de procedencia cortical (B), en las que la relación C_A^i/C_B^i es > 1 , y de las de hibridación del manto (A) por fluidos derivados de sedimentos continentales (B) en las que aquella relación es < 1 . Las relaciones indicadas en cada curva corresponden al valor C_A^i/C_B^i , y las situadas a la derecha del diagrama a la proporción componente B/componente A. b) Idem de la mezcla de material del manto (M), de basaltos de dorsal (MORB) y de arco-isla (BAI) con corteza continental antigua o sedimentos derivados de ésta (C). Se ha supuesto que los contenidos en Sr de cada uno de estos componentes es 10, 120, 1.000 y 350 ppr., respectivamente. Las cifras indicadas en cada curva, corresponden al porcentaje de material cortical.

De acuerdo con lo que acaba de ser expuesto, si las rocas objeto de estudio presentan variaciones más o menos importantes en sus relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, sin cambios significativos en sus valores δO^{18} , se puede pensar que derivan de un manto en el que se han infiltrado fluidos corticales contaminantes. Pero si se observa una variación sis-

temática en ambos parámetros, se debe interpretar que la asimilación ha sido el mecanismo por el que se han generado las rocas en cuestión. Finalmente, si sólo se detectan variaciones en los valores de δO^{18} , éstas podrían ser el resultado de un proceso de cristalización fraccionada o de hidratación/desvitricación, si aquéllas son importantes y muestran una correlación positiva con el contenido en H_2O de las rocas (ver p. ej., López Ruiz y Wasserman, 1991).

Asimilación

Como se expuso anteriormente, la asimilación de rocas por un magma, durante su ascenso o dentro de la cámara magmática, implica la simultánea cristalización de una importante cantidad de acumulados. Por esta razón, las expresiones que modelizan la concentración de los elementos traza y las relaciones isotópicas en el magma resultante de la asimilación, incluyen nuevos parámetros: m , relación entre la masa de cristales acumulados y la de rocas asimiladas; D , coeficiente de partición global del elemento en cuestión de las fases cristalinas que se están separando y F , fracción de líquido residual en cada estadio de evolución del magma.

Si la cristalización excede a la asimilación $m > 1$, mientras que si la asimilación supera a la cristalización $m < 1$. En el primer caso, el volumen de magma decrece durante el proceso, y en el segundo aumenta en el mismo sentido. En general, durante el ascenso de los magmas hacia la superficie, la cristalización predomina sobre la asimilación. Por el contrario, en las zonas de generación de los magmas, las condiciones $P-T$ no favorecen la cristalización, por lo que, si tiene lugar la interacción con alguna de las rocas encajantes, la asimilación supera a la cristalización.

De acuerdo con De Paolo (1981) [ver también Taylor, 1980; Taylor y Sheppard, 1986], las ecuaciones que permiten obtener la concentración de un elemento traza (C_M^i) y la relación isotópica de éste (R_M^i) en un magma que ha sufrido un proceso de asimilación + cristalización fraccionada son, respectivamente:

$$\frac{C_M^i}{C_0^i} = F^{-z} + \frac{C_A^i(1-F^{-z})}{C_0^i[1-m(1-D)]} \quad (5)$$

y

$$R_M^i = \left[1 - \frac{C_0^i}{C_M^i} F^{-z}\right] (R_A^i - R_0^i) + R_0^i \quad (6)$$

siendo

$$z = 1 - \frac{m \cdot D}{m-1}$$

En estas expresiones C_A^i , representa la concentración del elemento i en el material asimilado y C_0^i la concentración de ese mismo elemento en el magma inicial.

Si $C_0^i = C_M^i$ y $D = 1$, como ocurre en el caso del oxígeno, la expresión (6) queda reducida a:

$$(\delta O^{18})_M = \left(1 - F^{\frac{1}{m-1}}\right) [(\delta O^{18})_A - (\delta O^{18})_0] + (\delta O^{18})_0 \quad (7)$$

A su vez, si la relación isotópica de un elemento i es comparada con la de otro elemento j , las ecuaciones (5) y (6) toman la forma:

$$\left[\left(\frac{1}{\gamma} - 1\right) \frac{\lambda C_0}{C_A} + 1\right]_i^{\frac{1}{\lambda_i}} = \left[\left(\frac{1}{\gamma} - 1\right) \frac{\lambda C_0}{C_A} + 1\right]_j^{\frac{1}{\lambda_j}} \quad (8)$$

siendo $\gamma = \frac{R_M - R_A}{R_0 - R_A}$ y $\lambda = 1 - m(1 - D)$.

Si el elemento i es el oxígeno, la expresión anterior queda reducida a:

$$\gamma_{Ox} = \left[\left(\frac{1}{\gamma} - 1\right) \frac{\lambda C_0}{C_A} + 1\right]_j^{\frac{1}{\lambda_j}} \quad (9)$$

ya que en este caso $\lambda_i = 1$ y $C_0^i = C_A^i$.

Esta última ecuación permite calcular fácilmente cualquier relación isotópica del magma en un determinado estadio de su evolución, a partir del δO^{18} del mismo en ese estadio de evolución.

Como las expresiones (5) y (6) no permiten obtener la fracción de corteza asimilada, Aitchison y Forrest (1994) han ampliado las ecuaciones de De Paolo (1981) para que directamente se pueda calcular este parámetro. Las expresiones obtenidas, según se conozcan o no las composiciones C_M^i y C_A^i , son:

$$\rho = \frac{1}{1-m} \left[\left(1 + \frac{\lambda [1-m(1-D)]}{\gamma} \right)^{\frac{1}{z}} - 1 \right]$$

$$\rho = \frac{1}{1-m} \left[\left(\frac{C_0^i [1-m(1-D)] - C_A^i}{C_M^i [1-m(1-D)] - C_A^i} \right)^{\frac{1}{z}} - 1 \right]$$

$$\rho = \frac{1}{1-m} \left[\left(\frac{C_0^i}{C_M^i} (\lambda + 1) \right)^{\frac{1}{z}} - 1 \right]$$

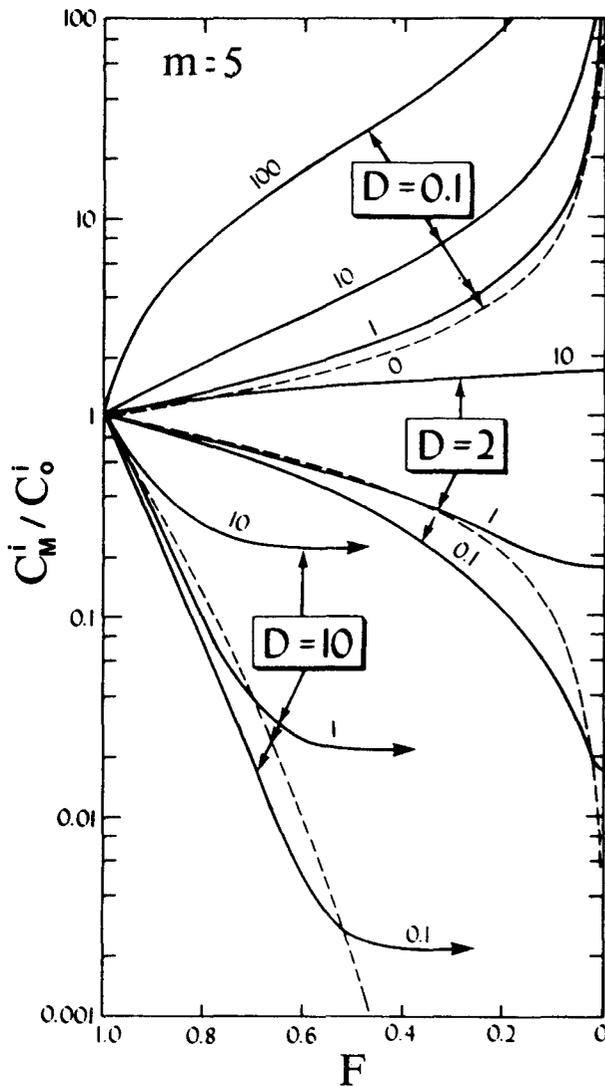


Fig. 2.—Concentración relativa de los elementos con $D < 1$ y $D > 1$ en los magmas que experimentan asimilación (líneas continuas), para distintas relaciones C_A^i/C_0^i (indicadas sobre las curvas), y en los generados por cristalización fraccionada simple (líneas a trazos) (en De Paolo, 1981). Se ha supuesto que la relación entre la masa de cristales acumulados y las rocas asimiladas es 5.

siendo ρ la relación entre el material asimilado y el magma inicial, $\lambda = (R_0^i - R_M^i)/(R_M^i - R_A^i)$ y $\gamma = C_A^i/C_0^i$. Los demás parámetros tienen el mismo significado que en las ecuaciones anteriormente descritas.

Si se comparan los líquidos generados por este proceso con los originados por la cristalización fraccionada simple, se observa (fig. 2) que el enriquecimiento en los elementos con $D \ll 1$ es mayor en los que ha tenido lugar la asimilación que en los que ésta no ha existido, y que dicho enriquecimiento es

Tabla 2.—Relaciones Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} y contenido en Sr (en ppm) de un magma basáltico que asimila rocas corticales durante su ascenso

m	F	Sr^{87}/Sr^{86}	δO^{18}	Sr
9:1	0,99	0,7030	5,75	497
	0,90	0,70304	5,87	466
	0,80	0,70309	6,06	430
	0,70	0,70316	6,28	393
	0,60	0,70324	6,52	355
	0,50	0,70335	6,80	314
	0,40	0,7035	7,14	270
	0,30	0,7037	7,56	223
	0,20	0,7041	8,12	171
	0,10	0,7051	9,02	110
0,01	0,7123	11,52	30	
5:1	0,99	0,7030	5,73	496
	0,90	0,7031	6,04	457
	0,80	0,7032	6,42	414
	0,70	0,7033	6,83	370
	0,60	0,7035	7,29	325
	0,50	0,7037	7,81	279
	0,40	0,7041	8,42	232
	0,30	0,7046	9,16	184
	0,20	0,7055	10,11	133
	0,10	0,708	11,52	79
0,01	0,722	14,79	23	
2:1	0,99	0,7030	5,83	490
	0,90	0,7034	7,03	410
	0,80	0,7039	8,36	329
	0,70	0,7046	9,69	258
	0,60	0,7056	11,02	196
	0,50	0,7072	12,35	144
	0,40	0,7096	13,68	101
	0,30	0,7137	15,01	68
	0,20	0,7205	16,34	44
	0,10	0,7296	17,67	30
0,01	0,7349	18,87	25	

Se ha supuesto que cristaliza plagioclasa entre las fases del acumulado, por lo que se ha tomado un valor $D^{Sr} = 1,5$, para todos los casos. Los cálculos han sido realizados con el programa TRAZAS (Cebriá y López Ruiz, 1990 y 1992).

tanto más elevado cuanto mayor es la relación C_A^i/C_0^i . Por el contrario, para los elementos con $D > 1$, las diferencias entre ambos procesos sólo son significativas cuando la fracción de líquido residual es muy pequeña. En este último caso, los elementos alcanzan un valor de equilibrio, a partir del cual no aumenta su concentración al progresar la fraccionación.

Para ilustrar los efectos que produce la asimilación en los elementos y en los isótopos, se ha calculado la variación en el contenido en Sr y en los valores Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} que experimenta un magma basáltico que durante su ascenso interacciona con

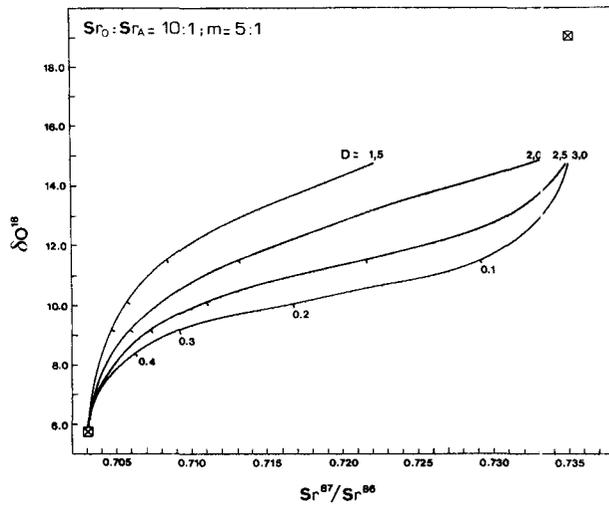


Fig. 3.—Variación de las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} de un magma basáltico que asimila rocas corticales, para distintos valores de D^{Sr} . Se ha supuesto que las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} del magma basáltico son 0,703 y +5,7 ‰, respectivamente, y que las del material cortical asimilado son 0,735 y +19 ‰, respectivamente. En todos los casos, $Sr_0:Sr_A = 10:1$ y $m = 5:1$. Las cifras sobre las curvas indican el valor de F .

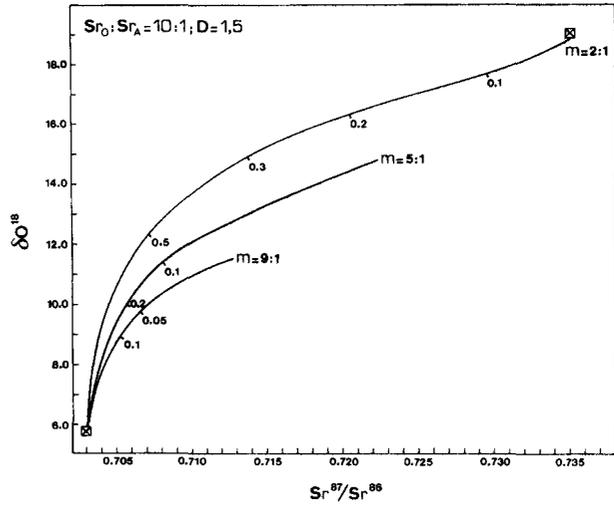


Fig. 4.—Variación de las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} de un magma basáltico que asimila rocas corticales, para distintos valores de m . Se han supuesto los mismos parámetros que en la figura anterior, salvo el valor D^{Sr} , que se ha fijado en 1,5. Las cifras sobre las curvas indican el valor de F .

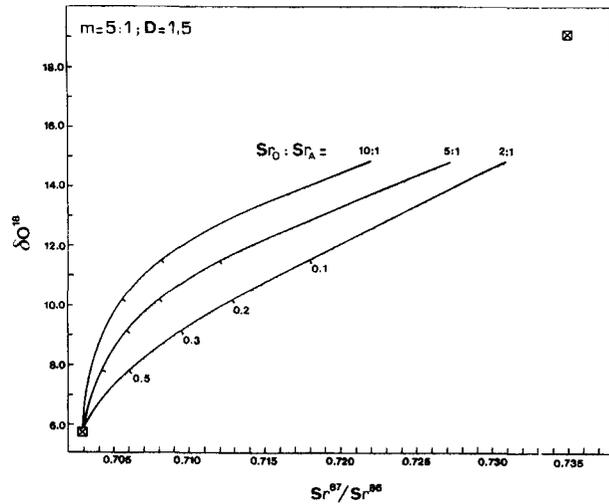


Fig. 5.—Variación de las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} de un magma basáltico que asimila rocas corticales, para distintos valores de $Sr_0:Sr_A$. Se han supuesto los mismos parámetros que en las dos figuras anteriores. Las cifras sobre las curvas indican el valor de F .

rocas corticales. Se ha supuesto que el magma basáltico tiene una relación $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,703$, un valor $\delta O^{18} = +5,75$ ‰ y una abundancia en Sr de 500 ppm, y que el material cortical que asimila tiene unas relaciones isotópicas de 0,735 y +19 ‰,

respectivamente, y un contenido en Sr de 50 ppm. Los resultados obtenidos, para los distintos valores de m considerados, se muestran en la tabla 2.

Del análisis de los datos recogidos en la tabla 2 y de la inspección de las figuras 3-5, se deduce que las curvas de asimilación-cristalización tienen una elevada pendiente en los primeros estadios de evolución (es decir, para valores de $F \geq 0,4$); pasan por una región de menor pendiente en estadios más avanzados, y vuelve a aumentar su curvatura en los últimos periodos (es decir, cuando $F \leq 0,1$), especialmente si el valor de $D \geq 2,5$.

La longitud de las curvas es tanto mayor cuanto más elevada es la asimilación; o lo que es lo mismo, cuanto más bajo es el valor de m . Según esto, cuando la asimilación es importante, los líquidos más diferenciados llegan a tener una composición química muy cercana a la de las rocas asimiladas. Por el contrario, cuando aquélla es menor, incluso los últimos líquidos tienen unas relaciones isotópicas y una abundancia en elementos traza, relativamente alejadas de las que posee el material asimilado.

Para un determinado valor de D , cuanto más pequeña es la proporción de rocas asimiladas, mayor es la desviación de las curvas de asimilación-cristalización de la hipérbola de mezcla simple y más pronunciada su curvatura.

Finalmente, la reducción del coeficiente D tiene el mismo efecto que la reducción del parámetro m , en la composición del líquido resultante.

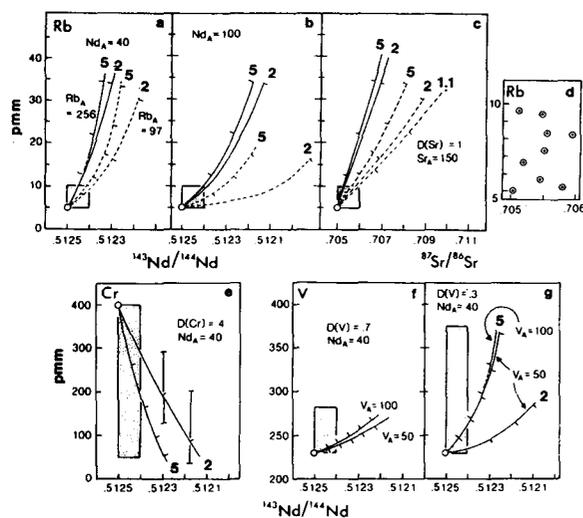


Fig. 6.—Variación de las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ y de la abundancia en algunos elementos incompatibles y compatibles durante la asimilación, para distintos valores de m (en Marsh, 1989). Las curvas de variación están graduadas en incrementos de 0,1 de F y los valores de m son los que figuran al final de cada curva. Los rectángulos indican la variación que sufrirían estos elementos en un proceso de cristalización fraccionada simple en el que $F = 0,5$.

Aunque en la modelización de los mecanismos de asimilación se utilizan fundamentalmente pares de isótopos (p. ej., $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$) y/o isótopos y elementos incompatibles (p. ej., $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Sr), el resto de los elementos traza también se pueden utilizar, ya que algunos permiten definir con precisión las variables del proceso. Como ha puesto de manifiesto Marsh (1989), las pautas que siguen los elementos incompatibles durante la asimilación, son muy sensibles a la concentración de los mismos en el contaminante y al valor de m , pero son coincidentes con las que exhiben estos elementos en simples procesos de cristalización fraccionada. Los primeros caracteres los hacen aptos para estudiar la contaminación de magmas máficos, pero el último los convierte en elementos equívocos. Además, alguno de estos elementos, como por ejemplo Rb y Sr, son muy móviles en rocas alteradas, lo que los incapacita todavía más. Por el contrario, los elementos compatibles son insensibles a su concentración en el material contaminante —a los bajos contenidos que normalmente presentan las rocas corticales—, pero sensibles a los valores de m y D , y sobre todo sus curvas de variación sólo coinciden en parte con las debidas a la cristalización fraccionada (fig. 6). Este comportamiento hace que el análisis combinado de los isótopos y de los elementos compatibles, sea potencialmente más apto que el de los elementos

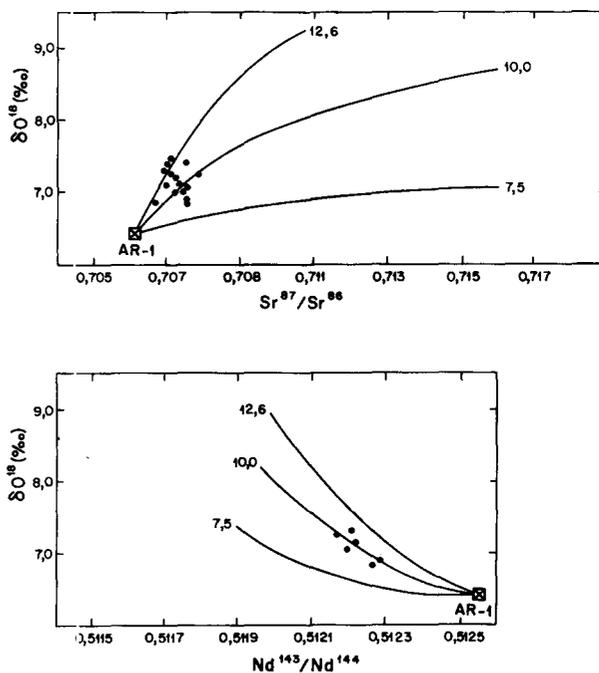


Fig. 7.—Variación de las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ frente a los valores δO^{18} en un proceso de asimilación, en el que el material contaminante tiene unos valores δO^{18} comprendidos entre 7,5 y 12,6 ‰. Los círculos negros corresponden a las rocas volcánicas del área de Arequipa (James, 1982) y los cuadrados con cruz indican la composición de los magmas primarios.

incompatibles, para diferenciar la asimilación de la cristalización fraccionada simple, y para caracterizar el primer proceso. Este potencial se optimiza cuando m tiene un valor en torno a 2:1 y D no es excesivamente elevado.

En toda la discusión anterior sobre el comportamiento de los isótopos radiogénicos y estables en los procesos de mezcla, se ha puesto de manifiesto que tanto en la hibridación como en la asimilación, existe una perfecta correlación entre los isótopos de Sr, Nd y Pb y los de oxígeno. Sin embargo, esta relación no es unívoca y por consiguiente es posible encontrar rocas que se han generado por un proceso de asimilación, que no exhiben dicha correlación. Un excelente ejemplo de lo que acaba de ser expuesto, lo presentan las andesitas de las áreas volcánicas de Arequipa y Barroso, en el sur del Perú (James, 1982). En este caso, la razón fundamental de esta falta de correlación, es la relativamente amplia variación en δO^{18} (+7,5-12,6 ‰) que tienen los gneises de Charcani, que es el material contaminante. El efecto que la dispersión en los valores δO^{18} del contaminante produce sobre la mezcla resultante, se muestra en la figura 7, en la que se

han representado las líneas de mezcla correspondientes a $\delta O^{18} = +7,5, +10,0$ y $+12,6 \text{ ‰}$.

Erosión térmica

La erosión térmica produce unos efectos geoquímicos en el magma resultante, que contrastan con los que se producen en la asimilación. Así, las rocas que han sufrido este proceso de contaminación cortical, muestran correlación negativa entre cualquier índice de contaminación (p. ej., Sr^{87} , $K_2O...$) y cualquier parámetro que refleje grado de fraccionación (por ejemplo, contenido en Si_2O), puesto que en este caso la contaminación es mayor en los magmas más primitivos que en los más evolucionados.

Como en este proceso la abundancia en elementos traza incompatibles de los magmas más magnésicos, puede llegar a ser más elevada que la de los magmas más diferenciados, al sufrir los primeros mayor contaminación que los segundos, existe correlación positiva entre los elementos compatibles y los incompatibles. En diagramas del tipo R^i-R^j , las rocas generadas por este mecanismo no forman en general una hipérbola y la curva definida tampoco suele apuntar hacia el término contaminante, ya que la temperatura del magma y la velocidad de ascenso son parámetros adicionales que intervienen en el proceso. Como la temperatura provoca que los magmas más primitivos sean menos selectivos que los más evolucionados, ya que los primeros pueden asimilar rocas de composición intermedia y ácida mientras que los segundos sólo pueden asimilar rocas ácidas, la consecuencia es que las rocas de una región que han sufrido erosión térmica se proyectan sobre diferentes hipérbolas de mezcla.

Por lo que respecta a las relaciones isotópicas, la asimilación preferencial de los magmas más primitivos, produce que aquellos con altos valores $Mg/(Mg + Fe)$ y bajos contenidos en Sr son los que tienen las más altas relaciones Sr^{87}/Sr^{86} , lo que se traduce en una correlación inversa entre Sr y Sr^{87}/Sr^{86} en las rocas generadas. Por otra parte, si la contaminación tiene lugar después de que han cristalizado algunos fenocristales, existirá desequilibrio isotópico entre éstos y la matriz contaminada.

Modelización de los procesos

En los procesos de mezcla, más que fijar el valor de los diferentes parámetros, lo que interesa es caracterizar los componentes. Como veremos a continuación, la incertidumbre de esta determinación es grande, incluso en aquellas series volcánicas en las que estos procesos han sido dominantes, y en las que los dos o más componentes tienen una composición química muy diferente.

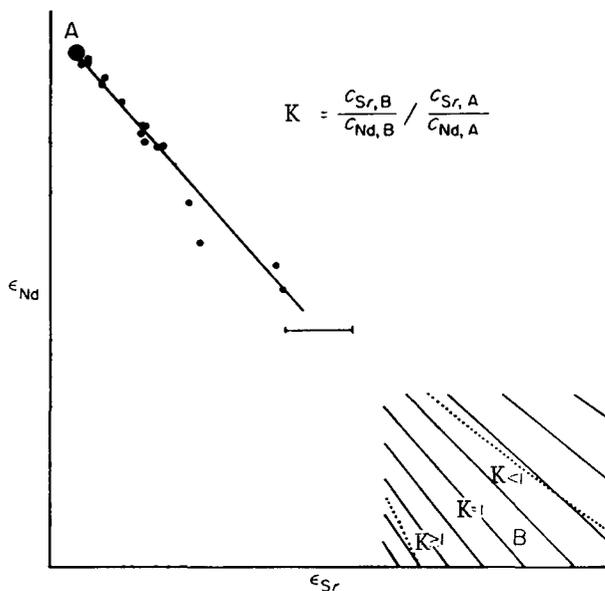


Fig. 8.—Diagrama $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ para una hipotética serie de rocas generada por mezcla de magmas (en Powell, 1984). La composición isotópica del componente mantélico (A) se puede deducir de los datos disponibles, mientras que la del otro componente puede ser más o menos precisada por el parámetro K.

En un proceso de hibridación los mejores resultados se obtienen en diagramas R^i-R^j (p. ej., Nd^{143}/Nd^{144} - Sr^{87}/Sr^{86} o Sr^{87}/Sr^{86} - Pb^{206}/Pb^{204}), ya que en los diagramas en los que se enfrentan elementos traza y relaciones isotópicas o dos elementos traza, la tendencia de la mezcla simple puede ser más o menos modificada si otro proceso petrogenético, como por ejemplo la cristalización fraccionada, ha jugado subsiguientemente. En un diagrama $R^i - R^j$, las rocas generadas por mezcla de magmas o derivadas de un material hibridado, forman una hipérbola. Sin embargo, en la mayor parte de los casos, la curvatura de la misma es muy reducida, por lo que se puede asimilar a una línea recta. Además, como usualmente uno de los componentes (en general, el mantélico) suele ser mayoritario, la línea empezará en o muy cerca de la composición de este componente.

La pendiente S de la línea resultante, viene definida por la expresión:

$$S = \frac{1}{K} \left(\frac{R_B^j - R_A^j}{R_B^i - R_A^i} \right) \tag{10}$$

por lo que

$$R_B^j = K \cdot S \cdot R_B^i - K \cdot S \cdot R_A^i + R_A^j \tag{11}$$

siendo $K = (C_B^i/C_B^j) : (C_A^i/C_A^j)$.

Tabla 3.—Composición química estimada para el magma basáltico original y el material contaminante, en los basaltos de Kirkpatrick, Antártida, según Hoefs *et al.* (1980)

	Magma basáltico		Material contaminante	
	A	B	C	D
SiO ₂ (%)	52,0	51,09	66,2	68,5
FeO (%)	9,1	6,9	16,8	22,4
MgO (%)	6,0	7,7	0	0
CaO (%)	11,28	—	1,71	—
Na ₂ O + K ₂ O (%)	3,0	2,7	5,2	6,2
Al ₂ O ₃ (%)	15,0	16,5	10,0	5,8
Rb (ppm)	37	—	101	—
Sr (ppm)	125	92	164	264
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,7093	0,704	0,7185	0,72
δO ¹⁸ (‰)	+5,5	+1,74	+12	+13,1

A: Calculada a partir de un valor δO¹⁸ = +5,5 ‰ para el magma basáltico original.

B: Calculada a partir de una relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0,704 para el magma basáltico original.

C: Calculada a partir de un valor δO¹⁸ = +12 ‰ para el contaminante.

D: Calculada a partir de una relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0,720 para el contaminante.

Si las composiciones isotópicas R^i y R^j del componente A se pueden deducir del gráfico —p. ej., porque una de las rocas analizadas tiene unas relaciones isotópicas muy próximas a la de un manto típico o bien porque la prolongación de la línea de datos intersecta con el campo en el que se proyectan las rocas del manto—, la región del diagrama en el que se localiza el componente B puede ser más o menos precisada por el parámetro K (fig. 8). Si, además, las relaciones R^i y R^j del componente B pueden ser especificadas —p. ej., porque se sabe que éste es de naturaleza cortical— entonces el valor de K puede ser utilizado para distinguir entre mezcla global de los dos componentes y mezcla global de un componente con un fundido derivado del otro componente.

Así, para los basaltos jurásicos de Kirkpatrick, en la Antártida, Hoefs *et al.* (1980) obtuvieron la composición química del magma basáltico antes de su contaminación y la del material contaminante, mediante extrapolación lineal en diagramas del tipo δO¹⁸-Cⁱ y δO¹⁸-Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. Los parámetros de ambos componentes (tabla 3) se calcularon a partir de los valores de la pendiente y de la ordenada en el origen de las rectas de cada diagrama (tabla 4), asumiendo que el δO¹⁸ del magma basáltico era +5,5 ‰ y el del contaminante +12,00 ‰. Los resultados así obtenidos son concordantes con los calculados a partir de una relación inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ para el magma basálti-

Tabla 4.—Valores de la pendiente (m), de la ordenada en el origen (b) y del coeficiente de correlación (r^2) de las rectas de los diagramas δO¹⁸-Cⁱ, para los basaltos de Kirkpatrick, Antártida, según Hoefs *et al.* (1980)

	m	b	r^2
SiO ₂	2,193	39,91	+0,7623
FeO	1,174	2,686	+0,7051
MgO	-1,314	13,24	-0,6899
CaO	-1,47	19,39	—
Na ₂ O + K ₂ O	0,3339	1,170	+0,4392
Al ₂ O ₃	-0,7757	19,30	-0,6609
Sr	6,016	91,81	0,4801
Rb	9,895	-17,47	0,2441
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,001412	0,70155	0,7467

co de 0,7040, salvo en lo que respecta al valor conseguido para el δO¹⁸, que es muy bajo (+1,74 ‰).

Esta contradicción entre los valores de las relaciones isotópicas de Sr y O que se obtienen, según que se asuma para el magma basáltico inicial un δO¹⁸ de +5,5 ‰ o una relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de 0,7040, no se puede resolver con los datos disponibles. Sin embargo, puesto que la existencia de rocas ígneas de procedencia subcortical, con valores δO¹⁸ inferiores a +2 ‰ es mucho más rara que la de rocas con una composición isotópica de Sr comprendida entre 0,709-0,710, la hipótesis de un magma basáltico con una elevada relación inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ se considera más probable.

La elevada composición isotópica del manto en esta región, puede ser debida (Kyle, 1980): a) a la contaminación selectiva por un fluido enriquecido en Sr⁸⁷, Rb y otros elementos incompatibles; b) a la contaminación producida por la subducción de sedimentos o rocas corticales con alto contenido en Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ y, c) a un proceso de metasomatismo, que eleva la relación Rb/Sr y la abundancia en elementos incompatibles en la peridotita litosférica.

En un proceso de asimilación + cristalización fraccionada, las rocas se proyectan en un diagrama R^i - R^j según curvas más o menos complejas. En este caso, no es posible realizar una aproximación como la descrita para la mezcla simple, ya que, entre otras razones, no es correcto suponer que el componente mayoritario se encuentra sobre la proyección lineal de los datos. Sin embargo, si en los primeros estadios de la cristalización no se forma plagioclasa, los coeficientes globales de reparto de Sr, Nd y Pb de los cristales que se están separando, son prácticamente cero, y en consecuencia las trayectorias de este proceso se acercan a las curvas de la mezcla simple. En este caso particular, puede ser utilizada la aproximación anterior, por lo que es posible obtener la composición del contaminante.

Tabla 5.—Composición química estimada para el magma basáltico inicial y el material contaminante, y parámetros D^{Sr} y m , para los basaltos de Kirkpatrick, Antártida, según Mesing *et al.* (1984)

	Magma basáltico	Material contaminante
Sr (ppm)	100	40
Sr^{87}/Sr^{86}	0,710	0,720
δO^{18} (‰)	+5,5	+13,1

$D^{Sr} = 0,4; m = 3:1.$

La formación basáltica más arriba considerada, ha sido explicada por Mesing *et al.* (1984) mediante un modelo de asimilación y cristalización fraccionada simultáneas. La composición del magma basáltico inicial, del contaminante cortical y el valor de los parámetros m y D^{Sr} , se encuentran recogidos en la tabla 5.

Los valores determinados por el magma basáltico antes de la asimilación y para el material contaminante, son similares a los obtenidos por Hoefs *et al.* (1980). La relación Sr^{87}/Sr^{86} del primero fue calculada a partir de la correlación entre los valores δO^{18} - Sr^{87}/Sr^{86} , extrapolando a un valor $\delta O^{18} = +5,5$ ‰, mientras que su abundancia en Sr fue deducida de la correlación Sr^{87}/Sr^{86} - $1/Sr$. La composición del segundo componente, no puede ser establecida mediante estos diagramas, ya que dicho componente no se encuentra sobre la línea evolutiva del magma resultante, pues al ser el coeficiente de reparto global del Sr < 1 , la concentración de este elemento en el magma se incrementa al progresar la cristalización/asimilación. En este caso, hay que hacer una estimación razonable del contenido en Sr, y de los valores δO^{18} y Sr^{87}/Sr^{86} que tendría el material cortical. En cuanto al resto de los parámetros, el coeficiente de distribución global del Sr se fijó en 0,4, puesto que los fenocristales que aparecen en las lavas son fundamentalmente de clino y ortopiroxeno, y en mucha menor proporción plagioclasa, y la relación entre los cristales acumulados y el material asimilado se supuso de 3:1.

Recomendaciones prácticas

Las rocas que han asimilado material cortical o que proceden de un manto contaminado por sedimentos, se discriminan con los isótopos radiogénicos, o mejor con el uso combinado de los isótopos radiogénicos y estables. En lo que concierne a los primeros, los isótopos de Sr y Nd no son buenos indicadores para detectar la participación de material cortical en la génesis de unas lavas, por la

amplia relación Sr/Nd que exhibe este material. En contraste, los isótopos de Pb son excelentes indicadores a este respecto, ya que la diferente abundancia en Pb de los sedimentos (típicamente de 25 ppm) y del manto (probablemente del orden de 0,05 ppm), permite que con la adición de una cantidad de sedimentos inferior al 1 %, la composición isotópica del manto se vea significativamente afectada, y con la incorporación de cantidades algo mayores, adquiera la misma signatura isotópica de Pb que los sedimentos.

A pesar de lo que acaba de ser expuesto, como mejor se ponen de manifiesto los procesos de contaminación mantélica y asimilación cortical, y como mejor se distingue un proceso de otro, es con el uso combinado de los isótopos de oxígeno y radiogénicos. Para este último aspecto, los diagramas Sr^{87}/Sr^{86} - δO^{18} y Nd^{143}/Nd^{144} - δO^{18} separan perfectamente ambos procesos de contaminación, mientras que la proximidad de las curvas en el caso de los diagramas Pb^{207}/Pb^{204} - δO^{18} , hace difícil distinguir dichos procesos. El enorme contraste que existe en la abundancia de Pb entre la corteza continental y el manto, que hace que los isótopos de Pb sean extraordinariamente sensibles para detectar la participación de la primera en algunas rocas, es responsable asimismo de que las relaciones Pb^{207}/Pb^{206} - δO^{18} no puedan ser utilizadas para distinguir entre hibridación y asimilación.

Se debe disponer del mayor número posible de muestras, para que estén representadas todas las etapas del proceso genético. Asimismo, la evaluación de los componentes requiere que los análisis químicos que se utilicen sean de calidad.

Cuando se aplica esta metodología, usualmente hay que construir un buen número de diagramas binarios y llevar a cabo tediosos cálculos, por lo que es conveniente disponer de programas de ordenador que faciliten la tarea y eviten el que se cometan errores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto de Investigación PB92-108 «Magmatismo intraplaca relacionado con puntos calientes en la Península Ibérica», financiado por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

Referencias

- Aitchison, S. J. y Forrest, A. H. (1994). Quantification of crustal contamination in open magmatic system. *J. Petrology*, 35, 461-488.
- Bowen, N. L. (1928). *The evolution of the igneous rocks*. Princeton Univ. Press, Princeton, 332 págs.

- Brenan, J. M. y Watson, E. B. (1991). Partitioning of trace elements between olivine and aqueous fluids at high P-T conditions: Implications for the effect of fluid composition on trace element transport. *Earth Planet. Sci. Letters*, 107, 672-688.
- Cebriá, J. M. y López Ruiz, J. (1990). *TRAZAS - Programa para calcular la composición de los magmas y evaluar los parámetros de los procesos magmáticos*. Inst. Tecnol. Geominero de España, Madrid, 48 págs.
- Cebriá, J. M. y López Ruiz, J. (1992). TRAZAS - A program to calculate magma compositions and to evaluate the parameters of magmatic processes. *Computers & Geosciences*, 19.
- Davis, J. H. y Stevenson, D. J. (1992). Physical model of source region of subduction zone volcanics. *J. Geophys. Res.*, 97, 2037-2070.
- De Paolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.
- Devey, C. W. y Cox, K. G. (1987). Relationships between crustal contamination and crystallization in continental flood basalt magmas with special to the Deccan Traps of the Western Ghats, India. *Earth Planet. Sci. Letters*, 84, 59-68.
- Gregory, R. T. y Taylor, H. P. (1981). An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for δO^{18} -buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 86, 2737-2775.
- Hoefs, J.; Faure, G. y Elliot, D. H. (1980). Correlation of δO^{18} and initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios in Kirkpatrick basalt on Mt. Falla, Transantarctic Mountains. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 199-203.
- Hupper, H. E. y Sparks, R. S. J. (1985). Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 74, 371-386.
- James, D. E. (1982). A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas. I. Local geochemical variations. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57, 47-62.
- Kyle, P. R. (1980). Development of heterogeneities in the subcontinental mantle: Evidence from the Ferrar group, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 89-104.
- López Ruiz, J. y Wasserman, M. D. (1991). Relación entre la hidratación/desvitrificación y el δO^{18} en las rocas volcánicas neógenas del SE de España. *Estudios Geol.*, 47, 3-11.
- Marsh, J. S. (1989). Geochemical constraints on coupled assimilation and fractional crystallization involving upper crustal compositions and continental tholeiitic magma. *Earth Planet. Sci. Letters*, 92, 70-80.
- McBirney, A. R. (1979). Effects of assimilation. En H. S. Yoder (ed.), *The evolution of the igneous rocks*, Princeton. Univ. Press, Princeton, 307-338.
- McCulloch, M. T.; Gregory, R. T.; Wasserburg, G. J. y Taylor, H. P. (1980). A neodymium, strontium and oxygen isotopic study of the Cretaceous Semail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, 201-211.
- McCulloch, M. T.; Gregory, R. T.; Wasserburg, G. J. y Taylor, H. P. (1981). Sm-Nd, Rb-Sr and O^{18}/O^{16} isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from Semail ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86, 2721.
- Mensing, T. M.; Faure, G.; Jones, L. M.; Bowman, J. R. y Hoefs, J. (1984). Petrogenesis of the Kirkpatrick basalt, Solo Nunatak, Northern Victoria Land, Antarctica, based on isotopic compositions of strontium, oxygen and sulfur. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 101-108.
- Powell, R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *J. Geol. Soc. London*, 141, 447-452.
- Robie, R. A.; Hemingway, B. S. y Fisher, J. R. (1978). Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 Pascals) pressure and a higher temperatures. *Geol. Survey Bull.*, 1.452, 546 págs.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 04, 4697-4707.
- Taylor, H. P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on O^{18}/O^{16} and Sr^{87}/Sr^{86} systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 243-254.
- Taylor, H. P. y Sheppard, S. M. F. (1986). Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. En J. W. Valley, H. P. Taylor y J. R. O'Neil (eds.), *Stable isotope in high temperature geological processes*, Miner. Soc. Amer., Washington, 227-271.

Recibido el 28 de abril de 1994

Aceptado el 14 de diciembre de 1994

APENDICE

Problemas

Calcular la concentración en Rb, Sr, Nd y Cr y las relaciones isotópicas Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ y Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ de un magma basáltico que asimila material cortical. Comparar los resultados obtenidos con los de la cristalización fraccionada simple.

Datos:

Composición de los componentes:

	Magma basáltico	Contaminante
Rb (ppm)	5	97
Sr (ppm)	200	150
Nd (ppm)	11	40
Cr (ppm)	400	20
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,7050	0,730
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	0,51250	0,51174

Otros parámetros: $D^{Rb} = 0$; $D^{Sr} = 1,0$; $D^{Nd} = 0,05$; $D^{Cr} = 4,0$; $m = 5$ y $F = 0,9-0,6$.

Resultados y discusión:

Mediante las ecuaciones (5) y (6) se calcula la abundancia en los elementos considerados y las relaciones isotópicas de Sr y Nd del líquido basáltico que asimila material cortical. A su vez, utilizando la expresión (3) de Cebriá y López Ruiz (1994) se calcula la concentración en los mismos elementos, si el magma sólo experimenta cristalización fraccionada simple. Los datos que se obtienen, para las tasas de fraccionación sugeridas, son:

Proceso de asimilación:

F	Rb	Sr	Nd	Cr	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴
0,9	8,3	198,7	13,25	262,9	0,70549	0,51244
0,8	12,3	197,3	16,04	164,6	0,70603	0,51238
0,7	17,5	195,7	19,6	96,9	0,70663	0,51234
0,6	24,5	194,0	24,3	52,9	0,70732	0,51230

Proceso de cristalización fraccionada simple:

F	Rb	Sr	Nd	Cr	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴
0,9	5,5	200	12,15	291,6	0,7050	0,51250
0,8	6,25	200	13,6	204,8	0,7050	0,51250
0,7	7,14	200	15,4	137,2	0,7050	0,51250
0,6	8,3	200	17,9	86,4	0,7050	0,51250

Estos datos ponen de manifiesto que el líquido que sufre asimilación está más enriquecido en ele-

mentos altamente incompatibles (Rb y Nd) que el que únicamente experimenta cristalización fraccionada simple, para el mismo porcentaje de fraccionación. A su vez, el enriquecimiento relativo de Rb es mayor que el de Nd, ya que $C_A^{Rb}/C_0^{Rb} > C_A^{Nd}/C_0^{Nd}$. Por el contrario, la abundancia de Cr es algo más elevada en el líquido que ha sufrido cristalización fraccionada simple que en el que ha experimentado asimilación, aunque la diferencia es menor que para los elementos incompatibles.

Deducir si el granito de Jindabyne, SE de Australia (McCulloch y Chappell, 1982) se puede generar por la mezcla en iguales proporciones de un componente cortical de composición próxima a las grauwackas ordovícicas de las Montañas Snowy y otro mantélico.

Datos:

	Granito Jindabyne	Componente cortical
CaO (%)	9,0	1,0
K ₂ O (%)	0,87	3,0
Rb (ppm)	33	150
Cr (ppm)	30	90
Ni (ppm)	14	30
Sr (ppm)	3,09	140
Nd (ppm)	13,95	28
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,70650	0,71837
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	0,51118	0,510871

Resultados y discusión:

Si el granito de Jindabyne se ha generado por un proceso de mezcla simple entre el componente cortical indicado y un hipotético manto en la proporción 50:50 ($r = 1$), la composición de este último se puede calcular mediante las ecuaciones (1) y (2).

La composición del componente mantélico sería:

CaO	17,0
K ₂ O	-1,26
Rb	-84
Cr	-30
Ni	-2
Sr	-133,8
Nd	-0,10
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,69463
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	0,51136

Estos resultados indican que la mezcla entre un componente mantélico y otro cortical no puede explicar la composición química e isotópica del granito de Jindabyne. Lo más probable es que sean necesarios más de dos componentes heterogéneos.

La signatura geoquímica del componente del manto EM1 (Zindler y Hart, 1986) ha sido explicada por Weaver (1991) como el resultado de la mezcla simple de una pequeña proporción de sedimentos pelágicos deshidratados con un componente HIMU. Calcular la abundancia en elementos traza incompatibles que tendría el material resultante de la mezcla 97 % HIMU + 3 % sedimentos pelágicos, que previamente han sufrido una deshidratación del 6 %.

Datos:

	C_0 sedimentos (en ppm)	C_0 HIMU (en ppm)	$D_{\text{Basalto/fluido}}$
Rb	200	1,16	0,04
Ba	2.500	14,2	0,1
Th	8	0,205	5
U	1	0,066	0,3
K	45.000	621	0,06
Ta	1	0,175	10
Nb	16	2,88	10
La	80	2,68	0,2

Resultados y discusión:

Mediante la ecuación (2) de Benito y López Ruiz (1994), se calcula la composición del fluido que se expulsa durante la deshidratación de los sedimentos. A continuación se obtiene la composición de éstos después de haber sufrido la deshidratación, utilizando la sencilla expresión $C_{RS} = C_{FI} \cdot D_{\text{Bas/Fl}}$. Finalmente se calcula el valor de la mezcla simple del 97 % de HIMU y del 3 % de sedimentos deshidratados, aplicando la ecuación (1). Los resultados obtenidos para el fluido liberado, los sedimentos después de la deshidratación y la mezcla de éstos con componente HIMU en la proporción señalada, son los siguientes:

	C_{FI} (en ppm)	C_{RS} (en ppm)	Mezcla HIMU + sedimentos (en ppm)
Rb	2.049	82	3,6
Ba	16.234	1.623	62,5
Th	1,68	8,4	0,45
U	2,92	0,88	0,09
K	386.598,00	23.196,00	1.298,00
Ta	0,10	1,05	0,20
Nb	1,69	17	3,3
La	322	64,5	4,53

Los vidrios volcánicos frescos de islas oceánicas o montañas submarinas de tipo EM (p. ej., Pitcairn, en la Polinesia) tienen relativamente altos valores δO^{18} y Sr^{87}/Sr^{86} y bajos Nd^{143}/Nd^{144} (Woodhead *et al.*, 1993). Discutir en base a los datos que se presentan, si las variaciones isotópicas observadas son debidas a procesos de alteración secundarios o, por el contrario, obedecen a procesos de cristalización fraccionada, con y sin asimilación, o de hibridación. Si se acepta la hipótesis de la hibridación de un manto tipo MORB y un componente sedimentario cortical, calcular la proporción de este último. Se supone que la composición de ambos componentes es la indicada más abajo.

Datos:

Abundancias de SiO_2 y MgO y relaciones isotópicas de Sr, Nd y O de muestras de vidrios frescos de la montaña submarina de Pitcairn:

Muestra	SiO_2	MgO	Sr^{87}/Sr^{86}	Nd^{143}/Nd^{144}	δO^{18}
33DS2	49,6	5,70	0,7041	0,5127	5,9
45DS1	53,5	3,39	0,7049	0,5125	6,6
46DS2	48,0	7,37	0,7042	0,5127	5,9
48DS6	49,0	5,74	0,7042	0,5126	6,2
49DS1	46,7	14,8	0,7050	0,5125	6,5
51DS1	49,7	9,14	0,7044	0,5127	6,0
51DS2	50,0	9,50	0,7044	0,5126	6,1
51DS4	54,2	2,76	0,7039	0,5128	5,8
51DS7	50,4	9,05	0,7044	0,5127	6,1
52DS1	54,1	1,70	0,7052	0,5125	7,3
55DS6	48,8	6,49	0,7045	0,5127	6,1
57DS1	54,7	2,56	0,7053	0,5125	7,4
57DS6	60,5	0,99	0,7053	0,5125	6,8

Composición de los componentes mantélico y cortical:

	Sr^{87}/Sr^{86}	Nd^{143}/Nd^{144}	δO^{18}	Sr manto/ sedimentos	Nd Idem
Manto MORB	0,7027	0,5130	5,7	1:50	1:70
Compon. cortical	0,7060	0,5124	25		

Resultados y discusión:

Un proceso de alteración a baja temperatura, como la interacción de los vidrios con agua del mar, produce correlación entre los isótopos de Sr y O, pero no entre los de Sr-Nd y Nd-O, puesto que la introducción de agua del mar en aquéllos aumenta las relaciones isotópicas de Sr y O, pero no modifica las de Nd. La marcada correlación que exhiben los datos isotópicos de Nd y O de los vidrios de Pitcairn está por consiguiente en contra de un proceso de hidratación/desvitrificación a baja temperatura.

Las diferencias observadas en los isótopos tampoco son debidas a un proceso de cristalización

fraccionada en sistema cerrado, puesto que no se observa una variación sistemática entre los valores δO^{18} y el contenido en SiO_2 , utilizado este último como un índice de diferenciación.

Por el contrario, la disposición que adoptan los valores isotópicos en los diagramas $Sr^{87}/Sr^{86}-\delta O^{18}$ y $Nd^{143}/Nd^{144}-\delta O^{18}$ sugiere que se trata de un proceso de mezcla simple entre un componente mantélico que tiende a una composición MORB ($\delta O \approx +5,7 \%$; $Sr^{87}/Sr^{86} < 0,704$ y $Nd^{143}/Nd^{144} > 0,5128$) y un componente enriquecido, que debe tener valores $\delta O^{18} > +7,4 \%$, $Sr^{87}/Sr^{86} > 0,7055$ y $Nd^{143}/Nd^{144} < 0,51245$.

Los datos isotópicos de los vidrios volcánicos analizados se adaptan bien a una curva de mezcla, si la composición de los componentes MORB y enriquecido o cortical es la indicada. En este caso, la participación del componente cortical en el manto EM1 es del orden del 9 %.

Referencias

- Benito, R. y López Ruiz, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de fusión parcial. *Estudio Geol.*, 50, 291-308.
- Cebriá, J. M. y López Ruiz, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de diferenciación por cristalización. *Estudios Geol.*, 50, 309-322.
- McCulloch, M. T. y Chappell, B. W. (1982). Nd isotopic characteristics of S-and I-type granites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 58, 51-64.
- Weaver, B. L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Letters*, 104, 381-397.
- Woodhead, J. D.; Greenwood, P.; Harmon, R. S. y Stoffers, P. (1993). Oxygen isotope evidence for recycled crust in the source of EM-type ocean island basalts. *Nature*, 362, 809-813.
- Zindler, A. y Hart, S. R. (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.