

## MODELIZACION GEOQUIMICA DE LOS PROCESOS DE FUSION PARCIAL

R. Benito García \* y J. López Ruiz \*\*

### RESUMEN

Durante la fusión, los elementos traza y los isótopos estables sufren fraccionación mientras que los isótopos radiogénicos no varían. Como la distribución de los primeros entre las fases que intervienen sigue las leyes de las soluciones diluidas, se pueden establecer ecuaciones relativamente sencillas, que posibilitan la modelización del proceso. A su vez, el comportamiento de los isótopos radiogénicos hace que los magmas hereden la signatura del sólido del que derivan, lo que facilita la identificación del mismo.

Las ecuaciones propuestas para los diferentes tipos de fusión indican que en la fusión en equilibrio la abundancia en el fundido de elementos traza altamente incompatibles alcanza valores muy elevados al comienzo del proceso y disminuye progresivamente al aumentar el grado de fusión, mientras que la concentración de los elementos compatibles crece lentamente al aumentar el porcentaje de fusión y bruscamente cuando éste alcanza valores muy altos. En la fusión fraccionada el primero de los líquidos que se genera removiliza casi completamente a todos los elementos altamente incompatibles del sistema, y los sucesivos líquidos producidos tienen muy baja concentración en dichos elementos. En la fusión incongruente se generan líquidos ricos en aquellos elementos traza que tienen altos coeficientes de reparto para las fases que funden y bajos para las de nueva formación, mientras que están empobrecidos en los elementos que entran en estas últimas fases. Si la fusión tiene lugar en presencia de una fase fluida el líquido está empobrecido, en relación al generado cuando dicha fase está ausente, en aquellos elementos que tienen coeficientes de reparto líquido-fluido aproximadamente iguales a la unidad, ya que una parte de los mismos se concentra en el fluido. Finalmente, en la fusión en desequilibrio o no difusiva la primera fracción de líquido que aparece tiene una concentración en elementos incompatibles superior y en elementos compatibles inferior a la del sólido del que deriva, con lo que la interfase sólido-líquido se empobrece y se enriquece, respectivamente. Sin embargo, al final del proceso la concentración de los elementos en el líquido se iguala a la que tenía la parte de sólido que ha fundido.

Para modelizar la fusión parcial en equilibrio se pueden seguir dos vías diferentes, según se disponga o no de los coeficientes de reparto mineral-líquido y se conozcan o no los porcentajes en los que intervienen dichas fases. Si se dispone de dichos parámetros, se puede intentar duplicar las concentraciones elementales observadas en los líquidos primarios, previa selección de unas constantes razonables. Por el contrario, si no se conocen aquellos parámetros la modelización se puede llevar a cabo de forma distinta, según se disponga de la composición de los líquidos generados o del residuo. Si se conoce la composición de los líquidos generados, se utilizan las variaciones en las concentraciones elementales que presentan las rocas, mediante un ajuste simultáneo de todas ellas por resolución de un sistema de ecuaciones formado por las expresiones que describen el proceso, para un número suficiente de elementos, o bien independientemente para cada parámetro y elemento. A su vez, si se conoce la composición química de los residuos hay que suponer la composición del protolito y a partir del elemento más residual fijar los dos parámetros que quedan por conocer: el coeficiente de partición global residuo-fundido para los distintos elementos y el grado de fusión que ha sufrido cada restita, asumiendo, según proceda, el grado de fusión, el coeficiente de reparto global de uno de los elementos o la concentración del mismo.

**Palabras clave:** *Fusión en equilibrio, fusión fraccionada, fusión incongruente, fusión en presencia de una fase fluida, fusión no difusiva, elementos traza, isótopos radiogénicos, isótopos estables.*

---

\* Instituto Tecnológico y Geominero de España. Tres Cantos, Madrid.

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

### ABSTRACT

During melting processes both stable isotopes and trace elements fractionate, whereas radiogenic isotopes do not change. The distribution of the former between the phases that participate, follows diluted solutions laws in such a way that it is possible to establish relatively simple equations to model these processes. Additionally, the radiogenic isotopes behaviour implies that the magmas retain the source signature thus allowing its identification.

In the case of equilibrium melting, the highly incompatible elements abundance is very high in the liquid at the beginning of the process and decreases progressively as the melting degree increases. On the contrary, the concentration in compatible elements grows very slowly during the first steps to increase sharply for the highest  $F$  values. During fractional melting, the first liquid generated removes almost all the incompatible elements thus producing a relative depletion in those elements in the successive liquids. In the case of incongruent melting, the magmas are enriched in the trace elements with high distribution coefficients for the phases that melt and low for the newly generated phases, and are impoverished in the elements that constitute the new phases. If melting is produced in the presence of a fluid phase, the liquid will be depleted in those elements with fluid/liquid distribution coefficients close to 1, relative to the same liquid generated without a fluid phase. Finally, during disequilibrium or nondiffusive melting, the first liquid fraction has a concentration in incompatible elements higher and in compatible elements lower than that in the source, so the solid-liquid interface is depleted and enriched, respectively. However, at the end of the process the concentration of elements in the liquid is equated to the abundance in the solid that melted.

To model equilibrium melting two different approaches can be followed, depending on the availability of the mineral-liquid distribution coefficients and the percentages in which the mineral phases have participated. When these parameters are known, it is possible to duplicate the concentrations observed in the primary liquids by selecting reasonable constants. On the contrary, when these parameters are unknown the approach to follow will depend on the knowledge of the composition of the liquids or that of the residue. In the first case, the element concentrations of the rocks are used to obtain a simultaneous best-fit solution of a system constituted by the equations that describe the process, either for a number of elements, or individually for each parameter and element. If the composition of the residue is known, it is necessary to guess the composition of the protolith. Then, from the most residual element the two remaining parameters (the residue-melt bulk distribution coefficient and the degree of melting of each residue) are defined, either assuming the degree of melting, the elements bulk distribution coefficient, or their concentration.

**Key words:** *Equilibrium melting, fractional melting, incongruent melting, melting in presence of a fluid phase, nondiffusive melting, trace elements, radiogenic isotopes, stable isotopes.*

### Introducción

Los magmas se generan en la parte inferior de la corteza o en el manto superior por la fusión de rocas preexistentes, con intervención de todas o sólo algunas de las fases minerales presentes.

La composición química de los magmas se establece en base a las concentraciones de los elementos mayores y traza, así como a determinadas relaciones de isótopos radiogénicos y estables, que presentan las rocas que llegan a superficie. Los elementos mayores se encuentran en una concentración superior al 1 %, por lo que su abundancia controla las fases minerales que se forman, mientras que los elementos traza están en concentraciones inferiores al 0,1 %, lo que en general impide la formación de fases en las que ellos son constituyentes esenciales.

Las propiedades (p. ej., radio iónico, carga, etc.), de la mayor parte de los elementos traza son bastante diferentes de las que presentan los constituyentes mayoritarios, por lo que su comportamiento en minerales y fundidos es no-ideal. Esto significa que dichos elementos presentan una marcada preferencia por una fase con respecto a las otras existentes en el sistema. Ahora bien, como los elementos traza están altamente dispersos su actividad es directamente proporcional a su concentración (ley de Henry) y por consiguiente la relación de las concentraciones molares (en la práctica, la concentración en peso) de un elemento  $i$  entre dos fases  $\alpha$  y  $\beta$  que coexisten en equilibrio, es una constante. A esta relación de concentraciones se le denomina coeficiente de reparto.

La diferente distribución de los elementos traza entre fases minerales y líquido coexistente tiene un

amplio campo de aplicación en la modelización geoquímica de los procesos petrogenéticos, ya que como consecuencia de la misma se producen importantes variaciones en la concentración de dichos elementos durante la fusión y la cristalización.

En los apartados que siguen se describen los tipos de fusión y los diferentes mecanismos de segregación de la masa fundida, se indican las ecuaciones que gobiernan el comportamiento de los elementos traza y los isótopos durante la fusión en equilibrio, fraccionada y en desequilibrio y se discute la modelización del proceso de fusión en equilibrio.

### Generación y segregación de la masa fundida

Como las propiedades sísmicas de la corteza y el manto indican que en condiciones normales ambos se encuentran en estado sólido, para que se produzca la fusión en cualquiera de estas zonas ha de tener lugar algún tipo de perturbación de la temperatura, de la presión o de las actividades de los componentes volátiles. En el caso del manto, los tres mecanismos que probablemente juegan el papel más importante son: a) el ascenso convectivo de una porción de manto (pluma) con mayor temperatura que la del manto-huésped; b) el adelgazamiento de la litosfera y su reemplazamiento por manto astenosférico, y c) la adición de volátiles.

El ascenso de una porción de manto, en forma de pluma o como diapiro, tiene lugar en condiciones casi adiabáticas (a razón de 0,3° K/km o de 1,0° K/kb). Por el contrario, su punto de fusión decrece mucho más rápidamente al disminuir la presión, ya que la variación es del orden de los 10° K/kb. Esto significa que la temperatura del manto que asciende decrece menos que lo que disminuye la temperatura de fusión, por lo que durante el ascenso se alcanza un punto en el que la temperatura ambiente excede a la temperatura de fusión, y comienza a fundir. Este mecanismo es el responsable de la generación de los magmas en las dorsales centro-oceánicas, en las áreas tras-arco y en las regiones de intraplaca, tanto oceánicas como continentales.

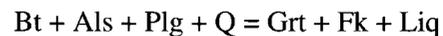
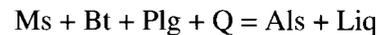
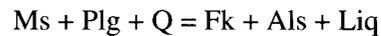
La adición de volátiles, principalmente H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, reduce considerablemente la temperatura requerida para que se inicie la fusión. El aporte de agua a una peridotita que se encuentra por encima de la temperatura de su solidus hidratado, tiene lugar en las zonas de arco-isla y de borde continental activo, en donde la deshidratación de la corteza oceánica que subduce aporta, a la cuña de manto situada encima, fluidos ricos en agua y elementos traza de elevado radio iónico.

En el caso de la fusión de la corteza, los mecanismos más probables son: a) la desintegración radiac-

tiva en una corteza engrosada durante la orogénesis; b) el calor que transmite la intrusión de magmas derivados del manto y c) el aumento del flujo término originado por el reemplazamiento del manto litosférico por manto astenosférico.

Estos mecanismos no son necesariamente específicos para la fusión de la corteza. Así, el ascenso de una pluma mantélica puede generar inicialmente un episodio de magmatismo basáltico que, al estar la corteza relativamente fría, asciende con facilidad hasta la superficie. Subsecuentemente, si una parte de estos magmas intruye en la corteza, se puede llegar a producir la fusión parcial de porciones de la misma. Bajo estas nuevas condiciones, los sucesivos magmas basálticos generados encuentran difícil o imposible su ascenso hacia la superficie y por consiguiente los únicos magmas que llegan a esta zona son los de procedencia cortical, los cuales dan lugar a erupciones ignimbríticas, calderas de colapso y plutones ácidos.

Independientemente del origen del foco térmico, la fusión de las litologías típicas de la corteza está íntimamente controlada por la disponibilidad de agua. Si el proceso tiene lugar en presencia de una fase volátil rica en agua, la anatexis se puede desarrollar en niveles relativamente superficiales, ya que se requieren temperaturas del orden de los 600° C. En estas condiciones, la composición de los fluidos graníticos generados está dominada por feldespatos y cuarzo. Por el contrario, si el fluido rico en agua es muy escaso (< 0,03 % H<sub>2</sub>O) la fusión tiene lugar gracias al agua que se desprende de los minerales hidratados (micas y anfíboles esencialmente). En litologías pelíticas las reacciones de deshidratación-fusión capaces de producir líquidos graníticos son:



De acuerdo con los estudios experimentales de Vielzeuf y Holloway (1988) y LeBreton y Thompson (1988), las dos primeras reacciones tienen lugar a temperaturas inferiores a los 800° C, siendo la proporción de líquido generado pequeña (10-15 %), mientras que la tercera se produce entre 850 y 975° C, siendo la proporción de líquido generado del orden de 50-60 %. Según estos datos, en rocas metapelíticas, temperaturas entre 850 y 900° C son suficientes para generar una significativa proporción de líquido, potencialmente capaz de segregarse del residuo.

Tanto en el manto como en la corteza, durante los primeros estadios de la fusión, el líquido permanece en los espacios intergranulares de la roca que está

fundiendo, hasta que la fracción fundida alcanza un valor mínimo en que puede comenzar la segregación. La velocidad de segregación está controlada por la diferencia de densidades entre el líquido silicatado y los cristales del residuo ( $\Delta Q$ ), siendo proporcional a  $1/\Delta Q^2$ . Cuanto más elevada es la profundidad a la que tiene lugar la fusión, menor es el contraste de densidades entre el líquido y el residuo, y cuando  $\Delta Q$  se aproxima a cero disminuye la posibilidad de que la segregación tenga lugar. La profundidad a la cual  $\Delta Q$  se aproxima a cero se encuentra entre los 100-200 km (30-70 kbar), por lo que hay que suponer que los líquidos que se originen a mayor profundidad deben permanecer en su zona de generación.

La dinámica del proceso de fusión no es todavía completamente conocida, aunque recientes trabajos teóricos y experimentales (ver p. ej., Maaloe, 1985) han contribuido a una mejor comprensión de esta cuestión. Todos los autores admiten que existen cinco tipos de fusión: en equilibrio, fraccionada, continua, por zonas y en desequilibrio<sup>1</sup>. La fusión en equilibrio tiene lugar durante un período de tiempo suficientemente largo por lo que, hasta el momento en que se produce la segregación, se alcanza el equilibrio entre el fundido y el sólido residual. En la fusión fraccionada el fundido está en equilibrio instantáneo con las fases residuales, pero se separa de las mismas continua y completamente según progresa la fusión. La fusión continua es un proceso intermedio entre los dos anteriores, ya que se produce la separación de fracciones de fundido continua pero no completamente. En la fusión por zonas el fundido pasa a través de un sólido y cada cristal individual interacciona y se equilibra con él. Por último, la fusión en desequilibrio o no difusiva está gobernada por los coeficientes de difusión de los elementos traza en los minerales y el fundido no se equilibra con todo el sólido residual.

La fusión en equilibrio y fraccionada se pueden comprender con la ayuda del sistema forsterita-dióxido-piro (fig. 1), que representa de forma simplificada la composición del manto superior. En este sistema, independientemente de la proporción de las fases minerales en el sólido inicial y del mecanismo de fusión, el primer líquido que se genera tiene la composición del eutéctico ternario. La proporción máxima de dicho líquido que se puede llegar a originar, depende de la composición del sólido inicial, ya que aquél se forma hasta que se agota una de las fases. Si suponemos que el sólido

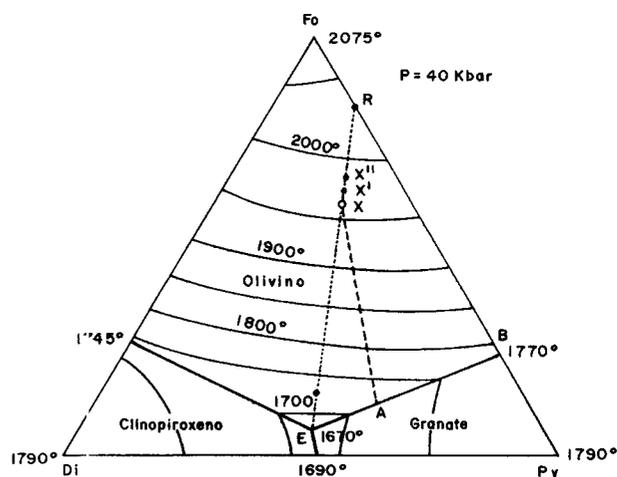


Fig. 1.—Sistema experimental forsterita (Fo)-dióxido (Di)-piro (Py) a 40 Kb de presión, según Davis y Schairer (1965).

do inicial tiene la composición correspondiente al punto X (60 % Ol + 10 % Di + 30 % Py) y que la temperatura se eleva progresivamente, su fusión comienza cuando se alcanzan los 1.670° C (punto E). Si continúa la adición de calor al sistema, aumenta la proporción de líquido E y el sólido residual se empobrece en piro y sobre todo en dióxido y se enriquece en forsterita, desplazándose desde X hasta R. Cuando se llega al punto R desaparece del sistema el dióxido, por lo que ya no se puede producir más líquido de composición E. Si continúa el incremento de calor, aumenta la temperatura del sistema y la composición del líquido se desplaza a lo largo de la línea E-B, hasta alcanzar el punto A, correspondiente a la proyección del vértice de la forsterita a través de X. Simultáneamente se modifica la composición del sólido residual, reduciéndose la proporción de piro hasta que desaparece. La continuación del proceso a partir de aquí se traduce en un aumento de la temperatura y un cambio de la composición del líquido según la línea A-X, hasta que en este último punto se agota el sólido y se alcanza el liquidus de la composición inicial.

Si la segregación tiene lugar durante la primera etapa de la fusión (esto es, en condiciones eutécticas), la composición del líquido es idéntica por lo que respecta a los elementos mayores, aunque distinta en lo que concierne a los elementos traza, tanto si aquélla ocurre de una sola vez (fusión en equilibrio) o según se va produciendo (fusión fraccionada). Sobrepasado el eutéctico, en la fusión en equilibrio, el magma tiene una composición comprendida entre los puntos E-A-X de la figura 1, mientras que en la fusión fraccionada, la composición del líquido segregado corresponde a la del punto B.

<sup>1</sup> En este trabajo no se va a considerar la fusión continua ni la fusión por zonas. El lector interesado en estos mecanismos puede consultar los trabajos de Langmuir *et al.* (1977) y Hanson (1980), respectivamente.

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

La abundancia en elementos traza de los líquidos producidos durante la fusión parcial está controlada por el tipo de fusión y por las fases presentes en el sólido inicial. Como ya se ha indicado, cuando un mineral se encuentra en equilibrio con un fundido, los elementos traza se distribuyen entre las dos fases según la ley de Nernst, por lo que la relación de concentraciones entre las dos fases es una constante denominada coeficiente de reparto o de distribución. Este coeficiente varía con la temperatura, la presión y la composición del líquido o del sólido [ver las recopilaciones de López Ruiz (1986) y López Ruiz y Cebriá (1990)]. Para una determinada presión, temperatura y composición, es independiente de la concentración del elemento traza en la fase sólida.

Puesto que las rocas están constituidas por varias fases minerales, el reparto de los elementos traza entre el fundido y el sólido se cuantifica por el coeficiente de distribución global ( $D$ ), que es la suma de los productos de los coeficientes de reparto mineral/fundido ( $K_m$ ) y de la proporción en peso de cada mineral en el sólido ( $X^m$ ):

$$D = \sum X^m K_m \tag{1}$$

Los elementos traza que en un determinado sistema tienen coeficientes de distribución globales muy inferiores a la unidad reciben el nombre de incompatibles, mientras que aquellos cuyo  $D$  es mayor que uno se denominan compatibles. Algunos autores subdividen los primeros elementos en fuertemente incompatibles o higromagmatófilos ( $D < 0,02$ ) y débilmente incompatibles ( $D$  entre 0,02 y 0,2). Los elementos incompatibles se concentran en la fase líquida, tanto en la fusión parcial como en la cristalización fraccionada. Por el contrario, los compatibles quedan preferencialmente retenidos en el residuo refractario de la fusión y en las fases de temprana aparición durante la cristalización fraccionada.

*Fusión en equilibrio*

La expresión que gobierna las concentraciones de los elementos traza en el fundido resultante, en condiciones modales (porcentajes de las fases en el sólido invariables), es la propuesta por Shaw (1970):

$$C_L = \frac{C_0}{D_0 + F(1 - D_0)} \tag{2}$$

donde  $C_0$  representa la concentración elemental en el sólido original;  $F$ , corresponde al grado de fusión y,  $D_0 = \sum(X_0^m K_m)$ , es el coeficiente de partición global del elemento considerado en el sólido inicial, siendo  $X_0^m$  las proporciones en peso de los minerales presentes.

La fusión raramente tiene lugar bajo condiciones modales, sino que normalmente se produce en condiciones no modales. Si durante la fusión todos los minerales que funden lo hacen congruentemente, es decir no se forman nuevos minerales, la ecuación más sencilla que se puede emplear hasta el agotamiento de alguna fase es también la propuesta por Shaw (1970):

$$C_L = \frac{C_0}{D_0 + F(1 - P_L)} \tag{3}$$

donde  $P_L = \sum(p^m K_m)$  es el coeficiente de partición global de los elementos traza para las fases que intervienen en el líquido y  $p^m$  las proporciones en que funden dichas fases.

La composición mineralógica del sólido residual se calcula según Shaw (1979):

$$X^m = \frac{X_0^m - p^m F}{1 - F} \tag{4}$$

de donde se puede despejar el valor de  $F$  para establecer el máximo grado de fusión posible (aquel para el cual se agota uno de los minerales).

La composición final del líquido generado no es afectada por los posibles cambios mineralógicos que hayan ocurrido durante el proceso sino solamente por el grado de fusión, las fases residuales y sus coeficientes de reparto (Consolmagno y Drake, 1976). Debido a esto, si alguna de las fases presentes en el sólido originario desaparece durante la fusión se debe utilizar la expresión de Hanson (1978):

$$C_L = \frac{C_0}{D_{RS} + F(1 - D_{RS})} \tag{5}$$

en la que  $D_{RS} = \sum(X^m K_m)$  corresponde al coeficiente de partición global de los elementos traza en el residuo refractario.

Las concentraciones elementales en este residuo se calculan en cualquier caso mediante la ecuación de Hertogen y Gijbels (1976):

$$C_{RS} = \frac{C_0}{1 - F} \left( 1 - \frac{C_L}{C_0} F \right) \tag{6}$$

Durante este tipo de fusión, la abundancia de elementos traza altamente incompatibles en el fundido

alcanza valores muy elevados al comienzo de la fusión y disminuye progresivamente al aumentar el grado de fusión. Por el contrario, la concentración en elementos compatibles en el magma generado crece lentamente al aumentar el porcentaje de fusión, y bruscamente cuando éste llega a valores muy altos (fig. 2). Esto implica que el residuo queda severamente empobrecido en elementos incompatibles al comenzar la fusión, pero se enriquece progresivamente en cuanto a los elementos compatibles a medida que ésta aumenta.

Si en lugar de tener en cuenta las abundancias de elementos traza de diferente coeficiente global de reparto, se comparan las relaciones entre dichos elementos, se observa que si ambos son altamente incompatibles su relación es esencialmente la misma que la del material fuente, cuando se sobrepasa el 10 % de fusión. Por el contrario, si son ligeramente incompatibles ( $D \sim 0,1$ ) son precisas tasas de fusión superiores al 60 % para que se igualen las

relaciones del líquido resultante y del material del que procede. Por lo que respecta al residuo, las relaciones entre elementos con  $D$  muy inferior a la unidad se aproximan a la relación de sus coeficientes globales de reparto.

En cuanto a los isótopos, la homogeneización isotópica que se produce en una roca cuando es sometida a un aumento de temperatura provoca el que se eliminen las diferencias isotópicas existentes entre los distintos minerales que la constituyen. Por esta razón, se acepta que en la fusión parcial y subsecuente cristalización del líquido formado, el residuo sólido, el magma y los cristales que se separan de este último tienen la misma composición en isótopos pesados, que no sufren fraccionación.

Los isótopos ligeros, como los del oxígeno, se comportan de forma similar a los elementos traza. Por tanto, la ecuación (5) es aplicable a estos isótopos y la expresión que describe la variación de la relación  $O^{18}/O^{16}$  en el líquido generado es:

$$(O^{18}/O^{16})_L = \frac{(O^{18}/O^{16})_0}{\alpha + F(1-\alpha)} \quad (7)$$

o en notación delta:

$$(\delta O^{18})_L 10^{-3} = (\delta O^{18})_0 10^{-3} - \ln [\alpha + F(1-\alpha)] \quad (8)$$

en donde  $(O^{18}/O^{16})_0$  y  $(\delta O^{18})_0$  representan la relación entre los isótopos del oxígeno en el sólido inicial y  $\alpha$  el factor de fraccionación global de las fases.

A las temperaturas a las que tiene lugar la fusión, los factores de fraccionación  $O^{18}/O^{16}$  sólido-líquido para todas las fases son muy cercanos a 1, por lo que los factores de fraccionación globales varían dentro del rango 0,998-1,001. Por tanto, para un manto con un  $\delta O^{18}$  de 5,7 ‰, los valores  $\delta O^{18}$  de los magmas originados estarán comprendidos entre 4,7-7,7 ‰, si el grado de fusión es del 1 %, y entre 5,0-7,1 ‰, si el grado de fusión es del 30 % (fig. 3). De estos datos, se deduce que la fraccionación magmática del oxígeno es pequeña. La constancia de los valores  $\delta O^{18}$  que presentan las rocas generadas por fusión parcial y cristalización fraccionada permite utilizar las variaciones  $O^{18}/O^{16}$  para testar otros procesos petrogenéticos.

#### Fusión fraccionada

Para la fusión fraccionada las ecuaciones de Shaw (1970) permiten conocer la composición del líquido instantáneo y del líquido final:

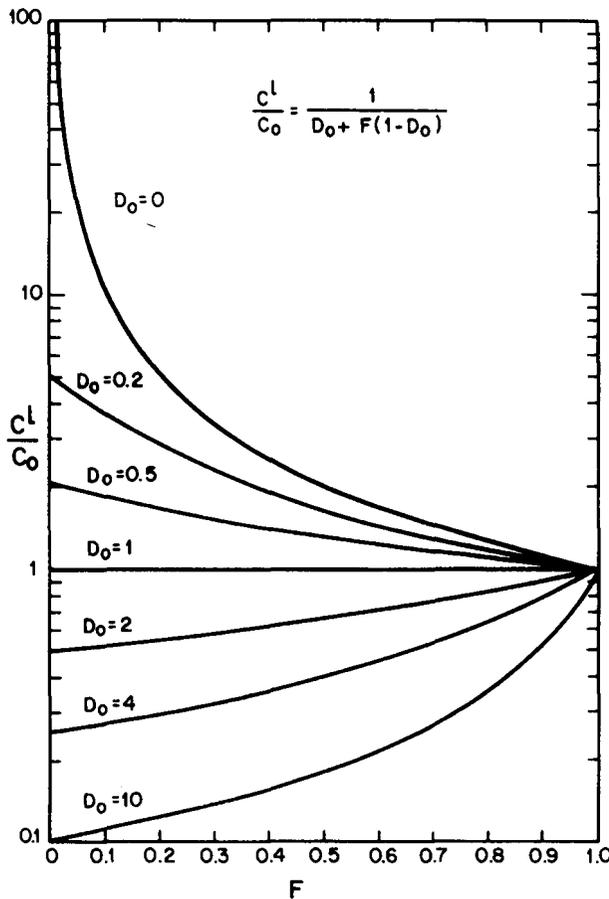


Fig. 2.—Fraccionación de elementos traza con  $D_0 = 0-10$ , durante la fusión modal en equilibrio.

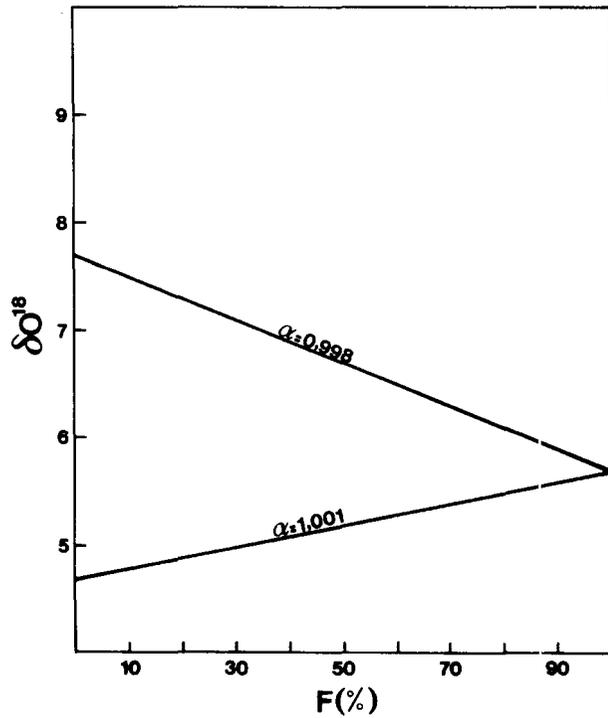


Fig. 3.—Variación del  $\delta O^{18}$  durante la fusión parcial en equilibrio, para valores de  $\alpha$  comprendidos entre 0,998 y 1,001. De acuerdo con estos factores de fraccionación, si se acepta, como sugieren las rocas ultramáficas y los basaltos primitivos, que el  $\delta O^{18}$  del manto es de +5,7‰, las variaciones  $\delta O^{18}$  de los magmas originados en el mismo, deben estar comprendidas entre +4,7-7,7‰, si el grado de fusión es del 1% y entre +5,0-7,1‰, si el grado de fusión es del 30%.

$$C_L = \frac{C_0}{D_0} \left[ 1 - \frac{P_L}{D_0} F \right]^{\frac{1}{P_L} - 1} \quad (9)$$

$$\bar{C}_L = \frac{C_0}{F} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{P_L}{D_0} F \right)^{\frac{1}{P_L}} \right] \quad (10)$$

La expresión gráfica de la fusión fraccionada (fig. 4) pone de manifiesto que el primero de los sucesivos líquidos generados removiliza casi completamente a todos los elementos altamente incompatibles del sistema. Como consecuencia de ello el residuo queda intensamente empobrecido en dichos elementos, por lo que los fundidos generados subsecuentemente tienen una muy baja abundancia en elementos incompatibles.

Si los diferentes fundidos extraídos se mezclan posteriormente, el contenido en elementos traza del magma resultante no será significativamente diferente al obtenido mediante un mecanismo de fusión en equilibrio.

*Fusión incongruente*

Independientemente de que la segregación del líquido tenga lugar de una sola vez o al mismo tiempo que se forma, cuando alguna de las fases minerales del sólido, al fundir se transforma primero en otra u otras fases y en un líquido, se dice que dicha fase funde incongruente. Si una fase de composición AB (fig. 5) alcanza la temperatura de reacción incongruente  $T_I$  da lugar a otra fase de composición A y a un líquido de composición U, que, si continúa suministrándose calor al sistema, evoluciona hacia la composición F. En ese momento el sistema alcanza la temperatura  $T_F$  a la cual la fase A también desaparece y el líquido resultante tiene la composición AB.

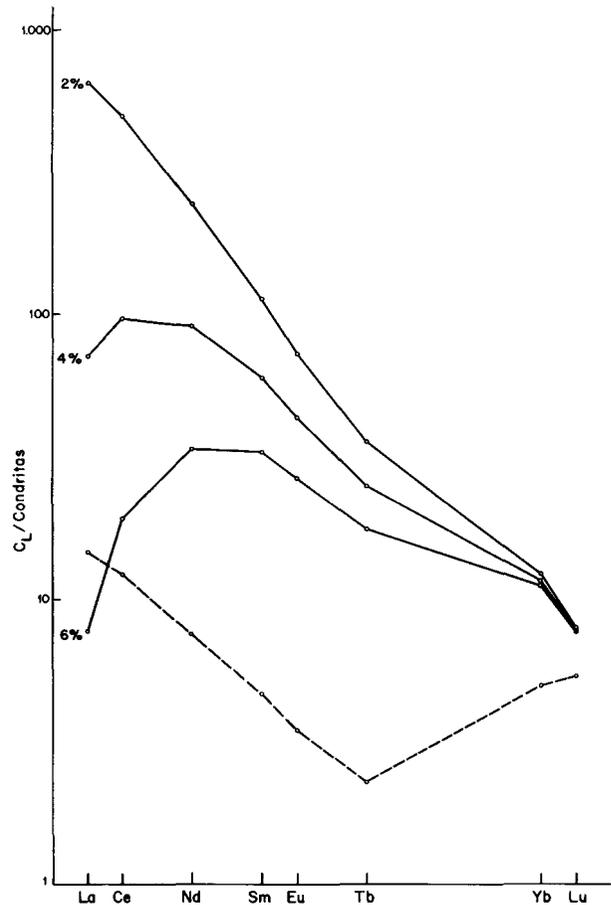


Fig. 4.—Fraccionación de tierras raras durante la fusión fraccionada. Se ha supuesto que la composición mineralógica del sólido inicial es 55% Ol + 25% Opx + 10% Cpx + 10% Gr; que su abundancia en tierras raras es la indicada por la línea de trazos y que funde 3 veces, siendo el 2% el grado de fusión en cada caso.

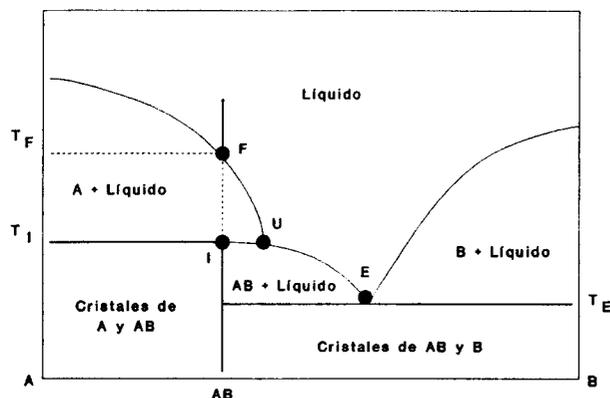


Fig. 5.—Relaciones líquidas en un sistema de dos componentes, con un compuesto intermedio AB que funde incongruente.

Algunos minerales del manto y de la corteza funden de esta forma. Así por ejemplo, además de las reacciones incongruentes de moscovita y biotita ya indicadas, el feldespato potásico da lugar a leucita y a un líquido más rico en  $\text{SiO}_2$  a  $1.150^\circ\text{C}$ ; la protoenstatita (polimorfo de alta temperatura de la enstatita) se transforma a  $1.557^\circ\text{C}$  en forsterita y un líquido silíceo, y la hornblenda pargasítica en diópsido, forsterita, espinela y líquido.

En procesos de fusión en equilibrio donde tienen lugar reacciones de este tipo, la fraccionación de los elementos traza se puede estudiar mediante la ecuación de Hertogen y Gijbels (1976), que sustituye el coeficiente de distribución global de los elementos en los minerales que intervienen en el líquido ( $P_L$ ) por un nuevo parámetro  $Q_L$ , que sigue la expresión de Benito y López Ruiz (1992):

$$C_L = \frac{C_0}{D_0 + F(1 - Q_L)} \quad (11)$$

$$Q_L = \frac{P_L - \left( \sum_m p_A^m \right) \left( \sum_m t^m K_m \right)}{1 - (1 - t^l) \sum_m p_A^m} \quad (12)$$

en donde  $p_A^m$  representa las proporciones en las que intervienen las fases en la reacción incongruente,  $t^m$  las proporciones en que se forman nuevas fases y  $t^l$  la proporción en que el líquido se produce en la reacción.

Las variaciones mineralógicas en el sólido residual se pueden calcular por la ecuación de los últimos autores citados:

$$X^n(1 - F) = X_0^n - \frac{p_A^m + p_B^m - t \sum_m p_A^m}{1 - (1 - t^l) \sum_m p_A^m} F \quad (13)$$

donde  $p_B^m$  son las proporciones en las que intervienen las fases en la fusión congruente.

En comparación con la fusión congruente, la incongruente genera líquidos más ricos en aquellos elementos traza que tienen coeficientes de reparto altos para las fases que funden y bajos para las de nueva formación, mientras que están más empobrecidos en los elementos que entran en estas últimas fases.

#### Fusión en presencia de una fase fluida

La presencia de un fluido rico en volátiles sobre un sistema compuesto por minerales silicatados y óxidos y un líquido afecta a la temperatura del líquido, la viscosidad del magma y la naturaleza de las fases sólidas. Además, al progresar la fusión puede cambiar la solubilidad de la fase fluida y de los minerales en el magma.

La fusión en presencia de una fase volátil o un fluido separado del magma generado ha sido discutida por Shaw (1978). En este caso, además de los coeficientes de partición mineral-magma ( $K^{s-l}$ ), es necesario conocer los coeficientes mineral-fluido ( $K^{s-f}$ ), que para algunos elementos y minerales pueden ser muy distintos de los primeros.

Un caso sencillo en el que se puede estudiar matemáticamente la fraccionación de los elementos traza es cuando la masa de fase fluida es proporcional a la masa de roca que funde, y el fluido permanece en el sistema hasta que separadamente del magma ambos ascienden hacia la superficie (fig. 6). Antes del comienzo del proceso se supone que la fase fluida no contiene ningún elemento traza de los que se van a considerar. El sólido inicial con masa  $W_0$  tiene una concentración  $C_0$  para cada elemento traza. La fase fluida tiene una masa  $W_f = vW_0$ , proporcional a la masa del sólido inicial. Ambos se equilibran hasta llegar a unas concentraciones  $C_{0,f}$  de los elementos traza en el fluido y otras  $C_0'$  en el sólido. Al ocurrir la fusión, sólido, magma y fluido están en equilibrio y las concentraciones del elemento traza serán ahora  $C_f$  en el fluido,  $C_{RS}$  en el sólido y  $C_L$  en el magma.

Si la fusión tiene lugar en condiciones no modales y fluido y sólido están en equilibrio con el magma, la fraccionación de los elementos traza viene dada por las ecuaciones:

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_0^{s-l} + F(1 - P^{s-l}) + \frac{v}{D^{l-f}}} \quad (14)$$

$$\frac{C_{RS}}{C_0} = \frac{D_0^{s-l} - P^{s-l}F}{1-F} \frac{C_L}{C_0} \quad (15)$$

$$\frac{C_f}{C_0} = \frac{1}{D^{l-f}} \frac{C_L}{C_0} \quad (16)$$

Para aquellos elementos cuyos coeficientes de distribución globales sólido-fluido sean mucho mayores que los sólido-líquido (es decir  $D^{l-f} \gg 1$ ) la fraccionación producida por la fusión en presencia o ausencia de fluido será similar. Por el contrario, para aquellos otros elementos con parecidos coeficientes ( $D^{l-f} \approx 1$ ), su abundancia en el fundido generado será inferior, ya que una la parte de los mismos se concentra en el fluido.

*Fusión en etapas*

Independientemente del tipo de fusión, en ocasiones interesa o es necesario modelizar etapas en el proceso. Por ejemplo, si durante la fusión se agota alguna de las fases que intervienen, cambia el comportamiento de las fases o sencillamente varían sus proporciones de fusión, se puede dividir el proceso en etapas, marcadas por dichos cambios.

Las expresiones matemáticas de la fraccionación de los elementos traza durante la fusión parcial presentadas anteriormente tienen tres restricciones principales: 1) que se agote alguna fase; 2) que comiencen a formarse nuevas fases mediante reacciones de fusión incongruente, y 3) que tengan lugar otras variaciones en las proporciones de fusión o en los coeficientes de reparto.

Si consideramos un sólido, con una composición mineralógica dada, que funde de forma no modal, podemos distinguir fases de seis tipos: a) fases inertes, que no funden; b) fases que no funden pero se forman por reacciones incongruentes; c) fases que funden congruentemente y no se forman en esas reacciones; d) fases que funden congruentemente y se forman en las reacciones; e) fases que funden incongruentemente, y f) fases nuevas, producidas por fusión incongruente de las del tipo anterior.

Durante la primera etapa (esto es, hasta que se produce alguna de las modificaciones enumeradas más arriba) la composición del líquido resultante se puede obtener mediante las expresiones detalladas para cada tipo de fusión. En las etapas sucesivas la expresión para la fraccionación de los elementos traza, si nos limitamos al caso de la fusión en equilibrio no modal, es la propuesta por Hertogen y Gijbels (1976):

$$C_L = \frac{C_0}{D_{0,n} + F(1 - P_{L,n})F_{n-1}(P_{L,n} - D_{0,n})} \quad (17)$$

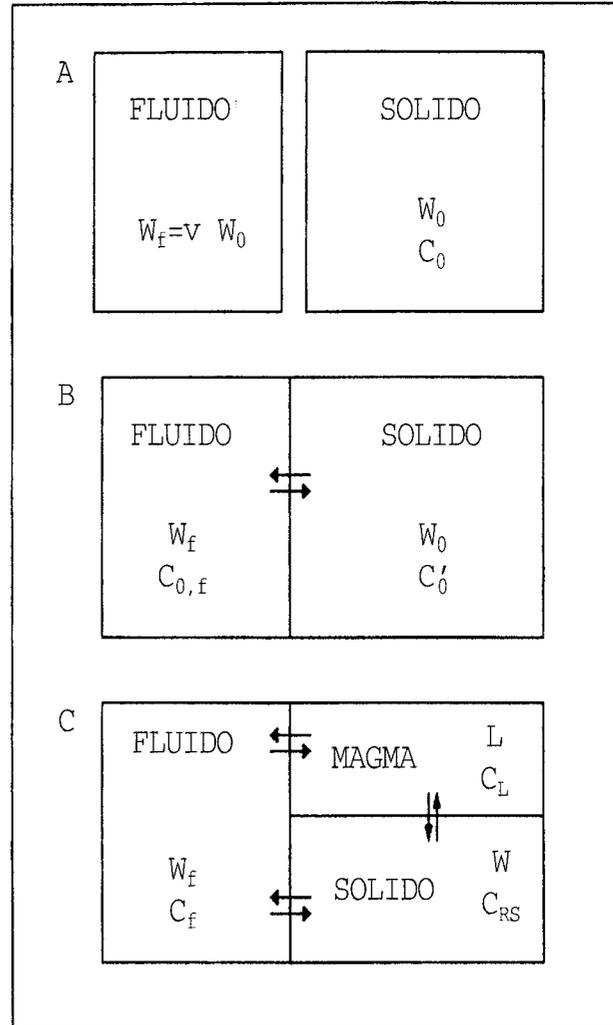


Fig. 6.—Modelo esquemático de un proceso de fusión en presencia de una fase fluida en exceso, según Shaw (1978). A) La masa de roca que funde  $W_0$  tiene una concentración  $C_0$  para cada elemento traza. La masa de fluido  $W^f$  es proporcional a la masa de roca inicial y no contiene elementos traza. B) Cuando se equilibran roca y fluido, las concentraciones pasan a ser  $C'_0$  y  $C_{0,f}$  respectivamente. C) Cuando tiene lugar la fusión, están en equilibrio una masa de roca  $W$ , una masa de magma  $L$  y el fluido, siendo las concentraciones  $C_{RS}$ ,  $C_L$  y  $C_f$  respectivamente.

en la que  $D_{0,n}$  y  $P_{L,n}$  representan los valores que tienen estos parámetros en cada una de las etapas de fusión, y  $F_{n-1}$  corresponde al grado de fusión alcanzado hasta la etapa anterior a la que se modeliza. El cálculo de las variaciones mineralógicas del sólido residual se obtiene a partir del residuo de la etapa anterior. El grado de fusión alcanzado en el total del proceso de fusión, después de una etapa  $n$  en la que el grado de fusión ha sido  $F_n$ , se obtiene por la ecuación modificada de Hertogen y Gijbels (1976):

$$F = F_n(1 - F_{n-1}) + F_{n-1} \quad (18)$$

Procesos con cualquier variación de las proporciones de fusión o de los coeficientes de reparto pueden estudiarse fácilmente del modo anterior, cambiando a otra etapa cada vez que varíe alguno de los parámetros. En caso de variaciones lineales la formulación detallada de las ecuaciones para la fraccionación de los elementos traza ha sido dada por Hertogen y Gijbels (1976) y Apted y Roy (1981). Básicamente consisten en integrar pequeñas etapas diferenciales de fusión.

#### *Fusión en desequilibrio o no difusiva*

La relativamente baja temperatura a la que tiene lugar la anatexia cortical, es responsable de que en algunos casos la tasa de fusión de los minerales sea mayor que la tasa de difusión de los elementos traza dentro de los mismos, por lo que el comportamiento de los elementos traza está gobernado por el coeficiente de difusión. Bajo estas condiciones, la primera fracción de líquido que aparece tiene una concentración en los elementos con  $D > 1$  inferior y en los elementos con  $D < 1$  superior a la del sólido, ya que la interfase sólido-líquido se enriquece y se empobrece, respectivamente. Al final del proceso la concentración de los elementos en el líquido se iguala a la que tenía la parte de sólido que ha fundido, lo que implica que los coeficientes de reparto efectivos son igual a 1.

Como no se conocen los coeficientes de difusión de los distintos elementos en los minerales, sólo se puede modelizar el caso límite en que el fundido no está en equilibrio con el sólido en ningún momento. En este supuesto, las concentraciones elementales en el líquido serán resultado directo de las concentraciones en los minerales iniciales  $C_{0,\alpha}$  y las fracciones máscas con que funden estas fases  $p^\alpha$ , si no se han producido reacciones de fusión incongruente (Allegre y Minster, 1978):

$$C_L = \sum_{\alpha} C_{0,\alpha} p^\alpha \quad (19)$$

Ahora bien, si se forman nuevas fases minerales por fusión incongruente hay que tenerlas en cuenta y sustraer la cantidad de elemento que entra en dichas fases (Dougan, 1981; Bea, 1991):

$$C_L = \sum_{\alpha} C_{0,\alpha} p^\alpha - \sum_{\delta} C_{\delta} t^{\delta} \quad (20)$$

donde  $t^{\delta}$  representa las fracciones máscas de las fases neoformadas.

En la fusión en desequilibrio nunca es necesaria una división en etapas, pues al contrario que en la

fusión en equilibrio, la composición del líquido viene determinada por todos los minerales que funden incluso aunque hayan desaparecido.

En este tipo de fusión, las relaciones isotópicas del líquido no serán las del sólido del que ha derivado, sino que serán iguales a las de la parte de sólido que ha fundido (O'Nions y Pankhurst, 1974).

#### **Modelización del proceso de fusión parcial en equilibrio**

Desde la formulación de las ecuaciones que describen la distribución de los elementos traza en los diferentes procesos de fusión, buen número de autores han intentado desarrollar modelos cuantitativos para dichos procesos. Para modelizar el proceso de fusión parcial de una serie de rocas cogenéticas se pueden seguir dos vías diferentes, según se disponga o no de coeficientes de reparto mineral-líquido ( $K_m$ ) suficientemente fiables (obtenidos en sistemas naturales o experimentales) y se conozcan o no los porcentajes en los que intervienen dichas fases.

Si se dispone de dichos parámetros, se puede intentar duplicar las concentraciones elementales observadas en los líquidos primarios, mediante un ajuste por tanteo en las ecuaciones, previa selección de unas constantes razonables. Por el contrario, si no se conocen aquellos parámetros la modelización se puede llevar a cabo de forma distinta, según se disponga de la composición de los líquidos generados o del residuo.

Si se conoce la composición de los líquidos generados, se utilizan las variaciones en las concentraciones elementales que presentan las rocas, bien mediante un ajuste simultáneo de todas ellas por resolución de un sistema de ecuaciones formado por las expresiones que describen el proceso, para un número suficiente de elementos (Minster y Allegre, 1978), o bien independientemente para cada parámetro y elemento (Hofmann y Feigenson, 1983).

Cuando se conoce la composición química de los residuos ( $C_{RS}$ ) hay que suponer, a partir de los minerales presentes en los mismos y/o de la geología regional, la composición media del protolito ( $C_0$ ). Con este dato se pueden comparar las composiciones del protolito y de los residuos, lo que permite establecer los elementos compatibles e incompatibles del sistema. A partir del elemento más residual se pueden fijar con relativa precisión los dos parámetros que quedan por conocer: el coeficiente de partición global residuo-fundido para los distintos elementos y el grado de fusión que ha sufrido cada restita. Esto se puede resolver mediante tres aproximaciones, según se asuma el grado de fusión, el coeficiente de reparto global de uno de los elementos o la concentración del mismo.

*Conocidos los coeficientes de reparto mineral-líquido*

a) A partir de la composición del sólido inicial

Si se fija la composición química y mineralógica del sólido inicial ( $C_0, X_0^m$ ) y los porcentajes en que intervienen las fases en la fusión ( $p^m$ ) o los minerales residuales ( $X^m$ ) se pueden determinar los valores de  $C_L$ , para distintos grados de fusión ( $F$ ). Los parámetros de los modelos que se contrastan, se seleccionan a partir de los datos que proporcionan las rocas que se estudian y/o de los obtenidos por otros autores en sistemas experimentales adecuados o en rocas similares de otras áreas. Para rocas derivadas del manto superior, la composición mineralógica de éste se puede tomar de la que exhiben los xenolitos ultramáficos que engloban los basaltos alcalinos y kimberlitas, y se puede suponer que las proporciones en las que intervienen en la fusión estas fases son del mismo orden que en los sistemas experimentales equivalentes.

b) A partir de la composición del residuo

Si se conoce la composición química y mineralógica del residuo ( $C_{RS}, X^m$ ), como ocurre en muchos magmas originados en la corteza, se puede evaluar la composición del fundido ( $C_L$ ) y la del material fuente ( $C_0$ ) aplicando las ecuaciones de Hanson (1978) para la fusión en equilibrio bajo la forma:

$$C_L = \frac{C_{RS}}{D_{RS}} \quad (21)$$

$$C_0 = C_L [D_{RS} + F(1 - D_{RS})] \quad (22)$$

*Desconocidos los coeficientes de reparto mineral-líquido*

a) A partir de la composición de las rocas

Según la ecuación (3), el rango de fusión puede ser evaluado a partir de la variación de los elementos altamente incompatibles del sistema ( $D_0 \approx P_L \approx 0$ ) ya que  $C_L/C_0 = 1/F$ . Para un valor determinado de  $F$ , la abundancia en elementos traza está condicionada únicamente por el valor que adoptan los coeficientes de distribución global ( $D_0$  y  $P_L$ ). A partir de este hecho, Treuil y Joron (1975) desarrollaron un procedimiento gráfico, basado en el uso de sencillos diagramas binarios elemento-elemento y relación-elemento. En magmas generados por un proceso de fusión parcial en equilibrio no

modal, las concentraciones en dos elementos  $i$  y  $j$  siguen la ecuación general:

$$C_L^j = \frac{C_L^i}{A C_L^i + B} \quad (23)$$

donde

$$A = \frac{D_0^j - D_0^i \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i}}{C_0^j} \quad (24)$$

$$B = \frac{C_0^i}{C_0^j} \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i} \quad (25)$$

Cuando los coeficientes son iguales o casi iguales,  $A \approx 0$  y  $B \approx C_0^i/C_0^j$ , y las rocas se disponen en un diagrama  $C_L^j - C_L^i$  según una recta que pasa por el origen:

$$C_L^j = \frac{C_0^j}{C_0^i} C_L^i \quad (26)$$

Si uno de los elementos es altamente incompatible ( $D_0^i \approx P_L^i \approx 0$ ) y el otro moderadamente incompatible ( $P_L^j \ll 1$ ), el valor de  $A$  es aproximadamente  $D_0^j/C_0^j$  y el de  $B$  el mismo que antes. En este caso las rocas muestran una buena correlación y se disponen según una hipérbola que parte del origen y cuya curvatura depende del valor de  $D_0^j$ :

$$C_L^j = \frac{C_0^j C_L^i}{D_0^j C_L^i + C_0^j} \quad (27)$$

Si en este diagrama, ajustamos una recta a los datos, ésta no es colinear con el origen sino que corta al eje en que se sitúa el elemento con mayor coeficiente de distribución. Por tanto, a partir del valor de la ordenada en el origen de estos gráficos se puede establecer el elemento con menor valor de  $D_0$  y el grado de incompatibilidad relativa de los elementos.

Cuando algún mineral, para el que uno de los elementos en cuestión tiene un elevado coeficiente de reparto, está presente en el residuo ( $D_0^i > 1$  y  $P_L^j > 1$ ), no existirá correlación.

Otro tipo de diagramas especialmente útiles son los del tipo  $C_L^j / C_L^i - C_L^j$ . Como se deduce de la ecuación (23), sobre estos diagramas, los elementos traza de las rocas se proyectan a lo largo de una recta que no es colinear con el origen. La pendiente de esta recta viene dada por el valor de  $A$  de la ecuación (24) y la intersección con el eje de ordenadas por el de  $B$  de la ecuación (25).

El valor de  $C_0^i$  de un elemento incompatible de

referencia se puede calcular a partir de la expresión  $C_L^i/C_0^i = 1/F$ , si se conoce el valor de  $F$ . Para elementos con  $P_L$  similares el valor de  $B$  es igual a la relación de concentraciones y se pueden calcular los valores de  $C_0^j$ . Si el elemento  $j$  sólo es moderadamente incompatible ( $A \approx D_0^j/C_0^j$ ), conocido  $C_0^j$ , se puede estimar el valor de  $D_0^j$ . El valor de  $P_L^j$  se puede obtener a partir de la intersección con el eje de ordenadas de la recta sobre este tipo de diagramas, ya que al ser incompatible el elemento de referencia la expresión (25) se reduce a:

$$B = \frac{C_0^i}{C_0^j} (1 - P_L^j) \quad (28)$$

Cuando  $B \approx 0$  el valor de  $P_L^j$  es próximo a la unidad y cuando  $B > 0$  el valor de  $P_L^j$  es inferior a la unidad. Además, si disponemos de las concentraciones en el material originario se puede calcular  $P_L^j$ .

Las variaciones de los elementos mayores frente a los elementos altamente incompatibles, que son indicadores del porcentaje de fusión, se pueden utilizar para deducir la contribución al fundido de las diferentes fases del sólido inicial.

b) A partir de la composición del residuo y del sólido inicial

Si se asume el grado de fusión ( $F$ ) es posible calcular directamente la composición de los líquidos generados, mediante la expresión:

$$C_L = \frac{C_0 - (1 - F)C_{RS}}{F} \quad (29)$$

así como los coeficientes de reparto globales de cada elemento, mediante la ecuación:

$$D_{RS} = \frac{F}{\frac{C_0}{C_{RS}} - 1 + F} \quad (30)$$

Si se asume el coeficiente de reparto global de uno de los elementos, entonces es posible obtener el grado de fusión, mediante la ecuación:

$$F = \frac{\frac{C_0}{C_{RS}} - 1}{\frac{1}{D_{RS}} - 1} \quad (31)$$

Conocido el grado de fusión se está en el supuesto anterior y ya se puede calcular la composición de

los líquidos generados y los coeficientes de reparto globales para el resto de los elementos.

Finalmente, si se asume la concentración de un elemento en el líquido se puede obtener el grado de fusión:

$$F = \frac{C_0 - C_{RS}}{C_L - C_{RS}} \quad (32)$$

y el coeficiente de reparto global de dicho elemento:

$$D_{RS} = \frac{C_{RS}}{C_L} \quad (33)$$

con lo que estamos como en los dos supuestos anteriores.

### Recomendaciones prácticas

La metodología descrita en los apartados precedentes debe ser realizada en rocas que representen magmas primarios o sólo ligeramente diferenciados, que proceden de un sólido inicial homogéneo. Los diagramas  $C^i-C^j$ , si el elemento  $i$  es compatible y el  $j$  altamente incompatible, permiten separar las rocas que se han generado por fusión parcial de las que han sufrido cristalización fraccionada. Si la fusión tiene lugar en el manto, también se pueden separar ambos grupos de rocas, recurriendo a los criterios que normalmente se utilizan para identificar los líquidos primarios: número de Mg en el rango 68-75, concentraciones de Ni > 100 ppm y de Cr > 400 ppm, de Co > 30 ppm y de Sc > 15 ppm y presencia de xenolitos de peridotitas (Frey *et al.*, 1978).

Por otra parte, se deben utilizar el mayor número posible de muestras, para que estén representadas todas las etapas del proceso. Asimismo, la evaluación de los diferentes parámetros requiere que los análisis químicos que se utilicen sean de calidad y que las rocas que se intenta modelizar no hayan sufrido ningún proceso de alteración, pues incluso si éstos han sido débiles las abundancias de K<sub>2</sub>O, Rb, Ba y Sr se pueden ver notablemente afectadas.

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. Entre los programas publicados, se pueden destacar TRAZAS (Cebriá y López Ruiz, 1990 y 1992), TEA (Harnois, 1991) y ANATEX (Benito y López Ruiz, 1992). El primero permite representar los elementos mayores y traza y las relaciones isotópicas en diagramas binarios del tipo  $C^i-C^j$ ,  $\log C^i - \log C^j$ ,  $C^i/C^j - C^i/C^j$ ,  $C^i/C^j - C^k/C^j$  ( $R^i - R^j$ ) y  $1/C^i - 1/C^j$  y calcular la composición de los líquidos generados en los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y

mezcla. El segundo calcula las abundancias en La, Ce, Sm, Eu, Tb, Lu, Ti y Zr de líquidos silicatados y rocas y minerales coexistentes, durante los procesos de fusión y cristalización. A su vez, ANATEX calcula la composición de los líquidos originados por fusión parcial en equilibrio y fraccionada, tanto si el proceso tiene lugar en condiciones congruentes como incongruentes. Asimismo, si la fusión se desarrolla en varias etapas, marcadas por la aparición o desaparición de una fase, puede calcular la composición del líquido, la mineralogía del residuo y el grado de fusión al final de cada una de ellas.

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

Allegre, C. J. y Minster, J. F. (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 1-25.

Apted, M. J. y Roy, S. D. (1981). Corrections to the trace element fractionation equations of Hertogen and Gijbels (1976). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 777-778.

Bea, F. (1991). Geochemical modeling of low melt-fraction anatexis in a peraluminous system: The Peña Negra Complex (central Spain). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1859-1874.

Benito García, R. y López Ruiz, J. (1992). ANATEX-BAS - A program for calculating the mineralogy of the residual solid and the trace element fractionation in partial incongruent melting. *Computers & Geosciences*, 18, 603-615.

Benito García, R. y López Ruiz, J. (1992). Mineralogical changes of the residual solid and trace-element fractionation during partial incongruent melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3705-3710.

Cebriá, J. y López Ruiz, J. (1990). TRAZAS - Programa para calcular la composición de los magmas y evaluar los parámetros de los procesos magmáticos. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 48 págs.

Cebriá, J. y López Ruiz, J. (1992). TRAZAS - A program for trace-element modeling of igneous processes. *Computers & Geosciences*, 18, 689-696.

Consolmagno, G. J. y Drake, M. J. (1976). Equivalence of equations describing trace element distribution during equilibrium partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1421-1422.

Davis, B. T. C. y Schairer, J. F. (1965). Melting relations in the join diopside-forsterite-pyroxene at 40 kilobars and at one atmosphere. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 64, 123-126.

Dougan, T. W. (1981). Melting reactions and trace element relationships in selected specimens of migmatitic pelites from New Hampshire and Maine. *Contrib. Miner. Petrol.*, 78, 337-344.

Frey, F. A.; Green, D. H. y Roy, S. D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology*, 19, 463-513.

Hanson, G. N. (1978). The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 26-43.

Hanson, G. N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 371-406.

Harnois, L. (1991). TEA - A computer program in basic to calculate trace-element abundances in silicate rocks and magmas during melting and crystallization processes. *Computers & Geosciences*, 17, 641-653.

Hertogen, J. y Gijbels, R. (1976). Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 313-322.

Hofmann, A. W. y Feigenson, M. D. (1983). Case studies on the origin of basalt. I. Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 199-203.

Langmuir, C. H.; Bender, J. B.; Bence, A. E.; Hanson, G. N. y Taylor, S. R. (1977). Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 133-156.

LeBreton, N. y Thompson, A. B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 226-237.

López Ruiz, J. (1986). Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geol.*, 42, 239-258.

López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1990). *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Ed. Rueda, Madrid, 168 págs.

Maaloe, S. (1985). *Igneous Petrology*. Springer-Verlag, Berlín, 374 págs.

Minster, J. F. y Allegre, C. J. (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III. Inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 168, 37-52.

O'Nions, R. K. y Pankhurst, R. J. (1974). Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the Mid-Atlantic. *J. Petrology*, 15, 603-634.

Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.

Shaw, D. M. (1978). Trace element behaviour during anatexis in the presence of a fluid phase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 933-943.

Shaw, D. M. (1979). Trace element melting models. En L. H. Ahrens (ed.), *Origin and distribution of elements*, Pergamon Press, Oxford, 577-586.

Treuil, M. y Joron, J. L. (1975). Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale médioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 131, 125-174.

Vielzeuf, D. y Holloway, J. R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 257-276.

Recibido el 28 de abril de 1994  
Aceptado el 15 de octubre de 1994

## APENDICE

## Problemas

Calcular las concentraciones de Rb y Ce en el líquido producido por fusión en equilibrio de una granodiorita constituida por 20 % Q + 15 % FK + 50 % Plg + 8 % Bt + 7 % Hb, cuando se alcanza una tasa de fusión del 60 %. Se supone que  $C_0^{Rb} = 140$  ppm y  $C_0^{Ce} = 70$  ppm y que cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa son las únicas fases que participan en el proceso, en porcentajes del 30, 20 y 50 %, respectivamente.

## Datos:

Coefficientes de reparto mineral-líquido:

	Cuarzo	Feldespato potásico	Plagioclasa	Biotita	Hornblenda
Rb	0	0,5	0,03	1,5	0,03
Ce	0	0,04	0,27	0,32	1,52

## Resultados y discusión:

Este problema se puede resolver de dos formas: directamente mediante la ecuación (3), o aplicando primero la ecuación (4) y a continuación la expresión (5). Las concentraciones que se obtienen son  $C_L^{Rb} = 188$  ppm y  $C_L^{Ce} = 89$  ppm. Estos resultados ponen de manifiesto que al ser la tasa de fusión muy elevada, la concentración en el fundido es sólo ligeramente superior a la del sólido inicial. A pesar de sus diferentes coeficientes de reparto mineral/líquido, el comportamiento de ambos elementos es similar debido a que el Rb está controlado por la biotita y el Ce por la hornblenda, minerales que no funden.

**La fusión parcial de un gneis constituido por 23 % Q + 12 % FK + 30 % Plg + 12 % Bt + 5 % Sil + 18 % Cd se desarrolla en dos etapas. En la primera desaparecen los feldespatos y en la segunda tiene lugar la fusión incongruente de la biotita según la reacción:**



Calcular las concentraciones de Rb, Sr y Ce en el líquido resultante para un 63 % de fusión. Se supone que  $C_0^{Rb} = 165$  ppm,  $C_0^{Sr} = 148$  ppm y  $C_0^{Ce} = 85$  ppm.

## Datos:

Porcentajes de fusión y de formación de fases en las dos etapas del proceso:

	Cuarzo	Feldespato potásico	Plagioclasa	Biotita	Sillimanita	Cordierita
$p_B^m$	0,30	0,20	0,50	0	0	0
$p_A^m$	0,27	0	0	0,30	0,43	0
$f^m$	0	0	0	0	0	0,72

Coefficientes de reparto mineral-líquido:

	Cuarzo	Feldespato potásico	Plagioclasa	Biotita	Sillimanita	Cordierita
Rb	0	0,5	0,03	1,5	0,1	0,2
Sr	0	4	7	0,18	0,13	0,15
Ce	0	0,04	0,27	0,32	0,01	1,52

## Resultados y discusión:

Para calcular el grado de fusión máximo y la mineralogía del residuo al final de la primera etapa, en la que las fases minerales que intervienen funden congruentemente, se utiliza la ecuación (4). Estos últimos valores corresponden a la mineralogía inicial de la segunda etapa. Para el cálculo de las concentraciones en el líquido se utiliza la ecuación (17), pero como la biotita funde incongruentemente se ha de sustituir el parámetro  $P_L$  por  $Q_L$  (ecuación 12). Los resultados que se obtienen son  $C_L^{Rb} = 203$  ppm,  $C_L^{Sr} = 216$  ppm y  $C_L^{Ce} = 81$  ppm.

El enriquecimiento global de Sr y Rb en el líquido que resulta es similar, a pesar de sus diferentes coeficientes de reparto mineral/líquido. El líquido se enriquece en Sr por la desaparición de los feldespatos y en Rb por la fusión de la biotita. Por el contrario, resulta empobrecido en Ce, ya que este elemento entra en la cordierita, que no funde y que además se forma en la reacción incongruente.

Si en el proceso de fusión parcial en equilibrio de una granodiorita constituida por 20 % Q + 15 % FK + 50 % Plg + 8 % Bt + 7 % Hb, hay una masa de agua igual a la masa de roca inicial ( $v = 1$ ), calcular las concentraciones de Rb y Ce en el líquido generado, cuando se alcanza una tasa de fusión del 60 %. Se supone que  $C_0^{Rb} = 140$  ppm y  $C_0^{Ce} = 70$  ppm y que cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa son las únicas fases que participan en el proceso, en porcentajes del 30, 20 y 50 %, respectivamente.

**Datos:**

Coefficientes de reparto mineral-líquido:

	Cuarzo	Feldespato potásico	Plagioclasa	Biotita	Hornblenda
Rb	0	0,5	0,03	1,5	0,03
Ce	0	0,04	0,27	0,32	1,52

Coefficientes de reparto mineral-fluido:

	Cuarzo	Feldespato potásico	Plagioclasa	Biotita	Hornblenda
Rb	0	0,5	0,03	1,5	0,03
Ce	0	0,4	2,7	3,2	15,2

**Resultados y discusión:**

A partir de la ecuación (14) de la fusión no modal en equilibrio en presencia de fase fluida se obtiene que  $C_L^{Rb} = 80$  ppm y  $C_L^{Ce} = 79$  ppm.

Debido a los altos coeficientes sólido/fluido del Ce este elemento apenas pasa al fluido y su comportamiento no varía por la presencia del mismo. Sin embargo, parte del Rb pasa al fluido y la concentración disponible en la roca en el momento de equilibrarse con el fundido es inferior a la inicial, por lo que dicho elemento está empobrecido en el magma generado.

**Las diferencias de composición que exhiben las kinzigitas y stromalitas de la zona de Ivrea (Italia) se han interpretado como debidas a un proceso de fusión parcial (Schnetger, 1994). Según este modelo, las kinzigitas han sufrido un proceso de fusión que ha dado lugar a líquidos de composición granítica y a un material restituido, representado por las stromalitas, empobrecido en elementos litófilos y agua. Calcular la composición de los fundidos generados y compararlos con la composición media de los granitos S.**

**Datos:**

Coefficientes de reparto mineral-líquido:

	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Cs	Ba	Pb
Granate	10	8	11	2,6	0,6	0,009	0,02	—	0,017	—
Biotita	13	50	18	29	13	3,3	0,3	2,3	5,6	0,8
Plagioclasa	0,07	—	0,2	0,15	0,01	0,09	9	0,05	0,5	0,7
Feldespato potásico	0,03	—	0,24	0,24	0,07	0,9	6	0,16	6,6	1,8

Composición química media de los granitos tipo S, kinzigitas y stromalitas:

	Granitos tipo S	Kinzigitas	Stromalitas
<i>Elementos mayores</i>			
SiO <sub>2</sub>	70,3	65,2	61,1
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,91	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	16,1	17,8
FeO	3,4	6,0	8,7
MnO	0,06	0,12	0,14
MgO	1,4	2,4	3,4
CaO	2,0	2,2	2,5
Na <sub>2</sub> O	2,4	2,0	1,6
K <sub>2</sub> O	4,0	3,1	2,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,16	0,1
<i>Elementos traza</i>			
Sc	12	17	25
V	56	122	170
Cr	35	106	156
Co	10	21	33
Ni	13	49	60
Rb	217	121	67
Sr	120	148	193
Cs	—	3,5	0,8
Ba	468	587	570
Pb	27	15	11

Composición modal media de kinzigitas y stromalitas:

	Kinzigitas	Stromalitas
Cuarzo	34	27
Granate	3	25
Biotita	27	12
Plagioclasa	30	25
Feldespato potásico	4	7
Sillimanita	3	3
Rutilo	—	0,7
Apatito	0,38	0,24
Monazita	0,028	0,032
Zircón	0,041	0,058

**Resultados y discusión:**

Como conocemos la composición del material original y la del residuo, si suponemos que el líquido generado corresponde a un granito tipo S, podemos calcular el grado de fusión, mediante la expresión (32). Los valores obtenidos no son exactamente iguales para todos los elementos. No obstante, se puede considerar que dicho líquido se ha generado bajo tasas de fusión del 40 %.

Una vez obtenido el valor de  $F$ , la composición del fundido se puede calcular mediante las expresiones (5) o (29).

Composición del líquido calculado:

	1	2
<i>Elementos mayores</i>		
SiO <sub>2</sub>	—	71,4
TiO <sub>2</sub>	—	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	13,6
FeO	—	2,0
MnO	—	0,09
MgO	—	0,9
CaO	—	1,8
Na <sub>2</sub> O	—	2,6
K <sub>2</sub> O	—	4,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,25
<i>Elementos traza</i>		
Sc	6	5
V	53	50
Cr	31	31
Co	4	3
Ni	32	33
Rb	176	202
Sr	74	81
Cs	6	8
Ba	522	613
Pb	24	21

La primera columna se ha obtenido mediante la ecuación (5) y la segunda mediante la (29).

La identidad de valores obtenidos mediante las dos expresiones anteriores y entre estos valores y las concentraciones en elementos traza que exhiben los granitos tipo S indican que el modelo petrogenético (esto es, que las kinzigitas han sufrido la extracción de un líquido granítico y que las strolalitas representan el material restítico) es correcto.

La existencia de monacita, apatito y zircón en kinzigitas y strolalitas impide que las concentraciones de tierras raras, Th, Zr y Hf puedan calcularse a partir de la ecuación (5). Como estos elementos aparecen como constituyentes estructurales esenciales en aquellas fases accesorias, su distribución entre el sólido y el líquido generado no obedece a la ley de Henry.

**Los enclaves biotítico-plagioclásico-epinelíferos de la intrusión granítica de Loch Doon, en Escocia, representan el material restítico que resulta de la fusión parcial de las metagrauvas que aparecen en el área (Tindle y Pearce, 1983). Calcular el grado de fusión de los xenolitos 231, 137 y 294, y la composición de los líquidos segregados en cada caso.**

*Datos:*

Composición química de los enclaves y de las metagrauvas:

	Enclaves			Metagrauvas
	231	137	294	
<i>Elementos mayores</i>				
SiO <sub>2</sub>	51,57	51,19	53,30	68,47
TiO <sub>2</sub>	1,37	1,56	1,26	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,67	19,27	19,09	12,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,04	10,58	9,37	6,65
MnO	0,11	0,11	0,09	0,09
MgO	5,57	5,10	3,83	3,52
CaO	2,84	3,61	0,93	2,42
Na <sub>2</sub> O	4,41	3,91	2,53	2,26
K <sub>2</sub> O	5,49	5,69	10,20	2,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,13	0,06	0,20
<i>Elementos traza</i>				
Cr	200	147	152	147
Ni	81	72	31	60
Ba	806	1.266	1.091	463
Rb	147	178	205	71
Sr	247	542	234	274
Y	43	29	38	30
Zr	191	263	222	287
Nb	14,2	23,5	19,1	15,8
La	37,0	—	—	39,3
Ce	75,4	133,3	93,5	82,5
Nd	34,1	59,5	41,3	39,0
Sm	7,1	10,5	7,8	7,7
Eu	2,12	3,49	1,64	1,75
Tb	1,04	1,08	0,99	0,86
Yb	3,46	3,10	3,34	2,63
Lu	0,50	0,44	0,43	0,39
Th	11,44	16,50	15,10	10,02
Ta	1,12	1,75	1,75	1,55
Hf	4,92	6,40	5,22	7,25

*Resultados y discusión:*

Como de los datos se deduce que el potasio es el elemento más refractario (es decir, el más enriquecido) en las restitas, se calcula para cada enclave el valor máximo y el mínimo del coeficiente global de reparto de este elemento. El mínimo valor de  $D_{RS}$  corresponde, según la ecuación (30), al máximo valor de  $F$ , que es 1 (fusión total), por lo que  $D_{RS} = C_{RS}/C_0$ . El máximo valor que puede alcanzar  $D_{RS}$  es obviamente infinito, obteniéndose el mínimo valor posible de  $F$  de la ecuación (31):  $F = 1 - C_0/C_{RS}$ . Para estos valores extremos de  $D_{RS}$  y para algunos intermedios se calcula el porcentaje de fusión para cada una de las restitas.

Coefficientes de reparto del K y porcentajes de fusión calculados:

	231	137	294
$D_{RS}^K$ mínimo	2,63	2,72	4,88
$D = 3$	0,93	0,95	—
$D = 4$	0,82	0,84	—
$D = 5$	0,77	0,79	—
$D = 10$	0,69	0,70	0,88
$D = \infty$	0,62	0,63	0,80

De los porcentajes de fusión calculados, se deduce el valor de  $D_{RS}^K$  más razonable ( $D_{RS}^K = 10$ ). Con el valor de  $F$  obtenido para cada enclave se calcula la composición de los líquidos producidos, mediante la ecuación (29). Si al calcular el  $D_{RS}$  del resto de los elementos (ecuación 30), alguno de estos resulta negativo hay que cambiar obviamente el valor de  $F$ , hasta conseguir que todos los  $D_{RS}$  sean positivos.

Composición de los líquidos calculados:

	231	137	294
<i>Elementos mayores</i>			
SiO <sub>2</sub>	76,06	75,88	70,45
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,75	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,47	9,78	11,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,13	4,97	6,29
MnO	0,08	0,08	0,09
MgO	2,60	2,84	3,48
CaO	2,23	1,91	2,62
Na <sub>2</sub> O	1,29	1,55	2,41
K <sub>2</sub> O	0,56	0,55	2,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,23	0,22
<i>Elementos traza</i>			
Cr	123	147	146
Ni	51	55	64
Ba	308	119	380
Rb	37	25	53
Sr	286	159	279
Y	24	31	29
Zr	330	299	296
Nb	16,5	12,5	15,4
La	40,2	—	—
Ce	85,7	60,5	81,0
Nd	41,1	30,2	33,7
Sm	7,98	6,5	7,7
Eu	1,59	1,00	1,77
Tb	0,78	0,77	0,84
Yb	2,26	2,42	2,54
Lu	0,34	0,37	0,39
Th	9,38	7,24	9,35
Ta	1,75	1,46	1,52
Hf	8,34	7,62	7,52

Los enclaves de rocas con biotita-granate-sillimanita-cordierita y de rocas espinelo-cordieríticas que engloban las lavas calco-alcálico potásicas y shoshoníticas de la región volcánica neógena del SE de España se han interpretado como restitas (Benito, 1993). El grado de fusión alcanzado por cada enclave se puede fijar a partir de su relación La/Rb, ya que ésta es directamente proporcional a aquél. Calcular la composición de los líquidos segregados de los enclaves de El Hoyazo y del Mar Menor, cuyos análisis químicos se indican más abajo, si las tasas de fusión son las señaladas y la composición inicial de los mismos es equivalente a la media de las pelitas de Taylor y McLennan (1985).

Datos:

Composición química de los enclaves y de las pelitas:

	GAT-49	GAT-53	MAN-6	MAN-5	Pelitas
F (%)	75	75	78	85	—
<i>Elementos mayores</i>					
SiO <sub>2</sub>	42,71	45,72	46,37	44,56	62,8
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,48	1,38	1,79	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,08	28,18	34,24	33,73	18,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	9,69	10,95	10,26	7,15
MnO	0,07	0,07	0,14	0,14	0,11
MgO	3,64	2,30	2,70	2,24	2,2
CaO	0,45	1,34	0,96	3,45	1,3
Na <sub>2</sub> O	0,32	1,24	1,02	1,76	1,2
K <sub>2</sub> O	2,95	4,27	1,39	0,25	3,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,17	0,21	0,21	0,16
<i>Elementos traza</i>					
Sc	18	19	16,1	31,7	16
V	335	267	287	245	150
Cr	197	172	148	193	110
Co	37	33	25,6	22,3	23
Ni	71	47	37	32	55
Cu	16	16	11	11	50
Ga	28	28	—	—	20
Rb	144	171	41	17	160
Sr	52	545	35	137	200
Y	39	27	26	52	27
Zr	285	226	268	374	210
Nb	27	27	—	—	19
Ba	486	1.264	153	162	650
La	58	48	69,3	81,3	38
Ce	122	86	142	169	80
Th	19	11	23,1	27,9	14,6

Resultados y discusión:

Como se conoce el grado de fusión alcanzado por cada enclave y se ha supuesto que todos ellos derivan de metapelitas de composición semejante a la media de las pelitas, la composición de los líquidos generados durante la fusión se puede obtener mediante la ecuación (29). Para comprobar que las tasas de fusión consideradas son correctas, se puede calcular el valor de  $D_{RS}$  de todos los elementos mediante la ecuación (30). Si no se obtiene ningún  $D_{RS}$  negativo, podemos suponer que los supuestos iniciales son correctos.

## Composición de los líquidos calculados:

	GAT-49	GAT-53	MAN-6	MAN-5
<i>Elementos mayores</i>				
SiO <sub>2</sub>	69,53	68,61	67,49	66,09
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,84	0,89	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	15,75	14,52	16,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,95	7,87	7,58	7,98
MnO	0,12	0,12	0,10	0,10
MgO	1,72	2,17	2,06	2,19
CaO	1,58	1,29	1,40	0,91
Na <sub>2</sub> O	1,49	1,19	1,25	1,10
K <sub>2</sub> O	3,95	3,51	4,36	4,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16	0,15	0,15
<i>Elementos traza</i>				
Sc	15	15	16	13
V	88	110	111	133
Cr	81	89	99	95
Co	18	20	22	23
Ni	50	58	60	59
Cu	61	62	61	57
Ga	17	17	—	—
Rb	165	156	194	186
Sr	250	83	247	211
Y	23	27	27	22
Zr	185	205	193	180
Nb	16	16	—	—
Ba	705	441	792	738
La	31	35	29	30
Ce	66	78	62	64
Th	13	16	12	12

## Referencias

- Benito, R. (1993). *Hibridación del manto y asimilación de la corteza continental en el magmatismo calco-alcalino potásico y shoshonítico del sureste de España*. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Madrid, 222 págs.
- Schnetger, B. (1994). Partial melting during the evolution of the amphibolite-to granulite-facies gneisses of the Ivrea Zone, northern Italy. *Chem. Geol.*, 113, 71-101.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 págs.
- Tindle, A. G. y Pearce, J. A. (1983). Assimilation and partial melting of continental crust: Evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos*, 16, 185-202.