

CONTROLES TERMOTECTÓNICOS DEL EMPLAZAMIENTO DE MINERALIZACIONES: UNA HIPÓTESIS DE TRABAJO

Eduardo Antonio ROSSELLO

CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II,
Ciudad Universitaria, 1428 - Buenos Aires, Argentina. Endereço eletrônico: rossello@gl.fcen.uba.ar

Introducción
La Dilatación Térmica Mineral
Cuarzo
Feldspatos
Modelo Teórico
Generación de Dilatación
Tipos de Dilatación
Generación de Dilatación en Rocas Heterominales
Generación de Dilatación en Rocas Monominerales
Discusión
Consecuencias en la Generación de Fluidos Mineralizantes
Consecuencias en la Modificación de las Condiciones Mecánicas
Conclusiones
Agradecimientos
Referencias Bibliográficas

RESUMEN – Se describen los cambios volumétricos y morfológicos que sufren los minerales constituyentes de rocas por diferencias relativas de coeficientes de contracción-expansión térmica aplicados al control del emplazamiento de mineralizaciones. Se revisan datos de expansividad termal del cuarzo y feldspatos modelándose los efectos de la fuerte variación de volumen del cuarzo en su transición α - β (575°C). Las dilataciones generadas pueden oscilar entre 0,4 % en un granitoide con pobre contenido de cuarzo a 1,2 % para una roca típicamente ácida. Así, se asume que los fuertes cambios microtectónicos que ocurren por este comportamiento termomecánico en rocas ácidas (granitos a riolitas) pueden contribuir con los fenómenos que intervienen en la generación, transporte y distribución de fluidos mineralizantes tardiomagmáticos. Se propone a modo de hipótesis de trabajo que la contracción térmica diferencial constituye un fenómeno importante que contribuye con la generación de condiciones favorables para la mineralización (diseminada, pegmatitas, greisen, skarn, etc.) y la deformación de medios rocosos que sufran cambios de temperaturas crecientes como decrecientes.

Palabras clave: expansión térmica, control estructural, emplazamiento de menas, mineralizaciones.

ABSTRACT – E.A. Rossello – *Termotectonic controls of the locals mineralizations: a work hypothesis.* The volumetric and morphological changes undergone by rock forming minerals due to their relative differential thermal dilatation (contractional) coefficients are described as mineralization emplacement control. This way, the contrasting thermal dilatation data for quartz and feldspar are reviewed by volumetric modeling the effect of a significant variation of α - β quartz transition around 575°C. The proposed dilatation of the whole rock body resulting by this phenomena could range from 0.4 % for a granitoid with a poor quartz content to 1.2% for a typically acid rock. Thus, the strong microtectonic changes resulting from these processes on acid rocks (granites to rhyolites) are assumed to contribute to the generation, transport and spatial distribution of late magmatic mineralization fluids. As a working hypothesis, the thermal dilatation is proposed as an important factor controlling disseminated deposits (also pegmatites, greisen and skarn mineralization) as well as their coeval deformation mechanics during both increasing or decreasing temperature changes.

Keywords: thermal expansion, structural control, ore emplacement, mineralizations.

INTRODUCCIÓN

Las rocas como la mayoría de los objetos se dilatan o contraen cuando se aumenta o disminuye su temperatura. El mecanismo de dilatación (contracción) diferencial mineral y en especial del cuarzo con respecto a los demás minerales que constituyen una roca debido a los coeficientes diferenciales que acusan cuando ésta transita historias térmicas puede ser un factor primordial para controlar una mineralización diseminada. Este mecanismo, puede facilitar una rápida y extensa mineralización diseminada en toda la masa de roca que está enfriándose o calentándose permitiendo a las

soluciones mineralizantes que coexisten distribuirse cómodamente.

La causa por la cual se producen mineralizaciones diseminadas en grandes volúmenes de rocas (del orden de km cúbicos en muy poco tiempo) es un tema que no siempre está satisfactoriamente comprendido (Gilbert & Park, 1986; Smirnov, 1976; McMillan y Panteleyev, 1998). En particular, el hecho de que puedan mineralizarse masivamente a través de una fina diseminación localizada en venillas e inclusiones en tiempos relativamente cortos no está suficientemente

comprendido, ya que podría considerarse que la mineralización ocurre de manera explosiva en cuanto a la rapidez y alcances que expresa en cortos tiempos geológicos.

Por su parte, las pegmatitas se forman en niveles profundos de la corteza terrestre asociadas íntimamente a cuerpos graníticos plutónicos a hipabisales donde las fracciones volátiles tardías asociadas no alcanzaron a escapar (Sawkins, 1990). Estos depósitos representan mezclas residuales graníticas acuosas de magmas ígneos ácidos a intermediarios ricos en sílice, alúmina, agua, halógenos, álcalis y minoritariamente elementos litófilos. Por la naturaleza de ocurrencia de sus minerales constituyentes revisten un interés económico que tiende a acentuarse (Carr, 1994). Las pegmatitas con interés económico actual son cuerpos ígneos generalmente asociados espacial y genéticamente a rocas intrusivas ácidas. Estas varían desde rocas plutónicas (granitos *sensu stricto* a granitoides) a rocas hipabisales porfíricas desarrolladas en sus cúpulas o aureolas, o bien, constituyentes de cuerpos satélites de las primeras. Si bien pueden tener formas diversas, son más comunes las tabulares y lenticulares con dimensiones variables desde centímetros a centenas de metros de extensión por centímetros a 200 m de espesor que se emplazan tanto en los mismos intrusivos generadores como en los encajantes metamórficos. Los rangos de temperaturas de formación han generado muchas discusiones, aunque se acepta que oscilan entre 700 °C y 150 °C, sin embargo, a partir de estudios de inclusiones fluidas algunos autores consideran una temperatura ideal de 575 °C (Gilbert & Park, 1985; Smirnov, 1976).

Las rocas intrusivas de naturaleza ácida pueden

ser consideradas, en una primera aproximación y en el estado sólido como una mezcla de feldespatos (plagioclasas y feldespatos potásicos) y cuarzo. También, rocas sedimentarias de tipo arcósico presentan una composición mineralógica comparable donde el cuarzo y feldespatos son los minerales más abundantes y los que determinan la mayor parte de sus propiedades físicas globales tales como comportamiento mecánico, expansividad-compresibilidad y conductibilidad térmica, etc. Por otro lado, este tipo de rocas ácidas y especialmente las de origen magmático, son las más importantes rocas portadoras de las mineralizaciones económicas diseminadas más conocidas: porphyry copper, alteraciones epitermales, greisen, skarn etc. (Gilbert & Park, 1986; Sawkins, 1990).

En este trabajo, se discute la contribución de los mecanismos termotectónicos debidos a la contracción diferencial de sus componentes en el control de la generación, transporte y emplazamiento de los fluidos mineralizantes. Estos fenómenos físicos se basan en los cambios volumétricos y morfológicos que sufren sus minerales constituyentes por diferencias relativas de coeficientes de contracción-expansión térmica (Rossello & Reynard, 1997; Rossello, 2005). De esta manera, se revisan los datos de expansividad termal del cuarzo y feldespatos y se analizan los efectos que tienen en el emplazamiento de mineralizaciones diseminadas y pegmatitas por la fuerte variación de volumen del cuarzo en su transición β - α durante el enfriamiento. Así, se pueden determinar la mayor parte de las propiedades físicas globales de los cuerpos rocosos que los contienen, tales como comportamiento mecánico, variaciones de volumen y conductibilidad térmica, entre otros.

LA DILATACIÓN TÉRMICA MINERAL

La contracción térmica es la propiedad inversa de la expansión termal, que está definida por Skinner (1966), como el cambio de volumen y forma de un sistema debida a la variación de temperatura. Si bien, para los sólidos que cristalizan en el sistema cúbico, la propiedad es isotrópica, en los restantes sistemas es anisótropa, dependiendo no sólo de su forma externa, sino también de la constitución interna, generándose diversas figuras de expansión-contracción.

Por lo tanto, cuando una roca sufre cambios térmicos, los diferentes constituyentes minerales, con diferentes valores de dilatación termal, tienden a provocar discretos cambios relativos de tamaños y formas que pueden crear un estado de inestabilidad. Así, se pueden determinar tensiones que generan fracturas y poros intergranulares. Aunque estos

conceptos pueden aplicarse en escalas reducidas, es válido pensar que pueden provocar, en volúmenes y tiempos significativos, la formación de una sumatoria de pequeños desajustes, que en conjunto pueden generar dilataciones apreciables en la roca, coetáneamente con la formación de depósitos minerales.

A continuación, se tratan los comportamientos que acusan el cuarzo y los feldespatos por ser los minerales que constituyen substancialmente las rocas ácidas aquí consideradas y que expresan las mayores diferencias de comportamiento térmico.

CUARZO

El cuarzo posee dos variedades polimórficas cuyas formas cambian a 575°C, siendo el cuarzo α (trigonal, clase 322) estable a baja temperatura, y el cuarzo β

(hexagonal, clase 622) a alta temperatura. Esta transición está asociada a importantes cambios de sus propiedades ópticas, volúmenes, expansividad térmica, constantes elásticas, capacidad calorífica, etc. (Rossello & Reynard, 1997). El cuarzo cerca de la temperatura de transición α - β acusa fuertes cambios físicos que difieren considerablemente de los que acusan los feldespatos y por ende influyen sobre el comportamiento total de la roca que constituyen. En este sentido, la dependencia termal del volumen del cuarzo a presiones ambientes ha sido caracterizada, y a pesar de algunas discrepancias, cerca de la transición α - β , todos los datos son bastantes consistentes.

Al respecto, si se formulan expresiones polinomiales del volumen como una función de la temperatura $[V(T)]$ para las formas del cuarzo se aprecia lo siguiente: **a)** cuarzo α , caracterizada por una fuerte curvatura positiva controlada por el incremento acentuado de la expansión térmica sobre la transición a 575°C y **b)** cuarzo β , expresada por un comportamiento del volumen ligeramente constante por encima de 575°C (Figura 1).

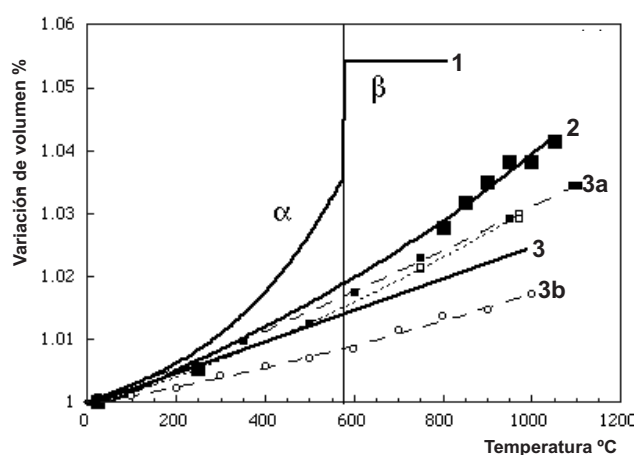


FIGURA 1. Comportamientos del volumen vs. temperatura de **1)** cuarzos α y β ; **2)** feldespatos potásicos (promedio de ortosa, microclino y sanidina); **3)** promedio de plagioclasas (**3a**: albita, **3b**: anortita). Valores tomados de Skinner (1966) y Rossello & Reynard (1997).

La expresión polinomial de $V(T)$ para el cuarzo α y un volumen constante para el cuarzo β resulta en una caída del volumen sobre la temperatura de transición de alrededor de 2 %. Como la transición es de segundo orden, el cambio de volumen debería ser continuo y una expresión más sofisticada podría ser usada para describir el cambio de volumen alrededor de la reacción. Sin embargo, no debería cambiar significativamente y se asume que esta variación de volumen ocurre en 0,1 K, el cual es el mismo en que se

observan modificaciones extremadamente rápidas en la capacidad de calor.

FELDESPATOS

La situación de los feldespatos es menos clara por la ocurrencia de transiciones desplacivas y orden-desorden. Para el feldespato K, se grafica el promedio de tres ejemplos de resultados de difracción de rayos X (Figura 1). Las discrepancias entre los tres estudios originales están probablemente relacionadas con diferentes grados de ordenamiento de las muestras. Sin embargo, las principales expansividades normales se agrupan alrededor de $2 \pm 0.5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ en el rango de temperatura que interesa en este estudio.

Para la plagioclasa se usan los datos de expansividad termal de la albita porque ha sido extensivamente estudiada (Figura 1). En estos datos se pueden considerar los obtenidos: **1)** a diferentes temperaturas sobre muestras equilibradas a temperaturas determinadas (*i.e.* con un determinado grado de relación Al/Si que no cambia significativamente durante el tiempo de las mediciones de rayos X), incluyéndose datos de albita baja y de albita alta, y **2)** a las mismas temperaturas de equilibrio de la muestra entre 800 y 1050°C.

El primer tipo de datos exhibe expansividades termal que se agrupan alrededor de $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, y que puede ser considerado como intrínseco de la expansividad termal de la estructura para un determinado grado de orden. Los datos de alta temperatura de albitas equilibradas determinan volúmenes que son mayores que aquellos de albitas sin equilibrar.

Si se extrapola la línea de regresión obtenida para estos datos a bajas temperaturas, cruzan la curva de $V(T)$ para la albita baja (la forma de equilibrio de baja temperatura) a aproximadamente 200-300°C. Además, se usa el dato de volumen para albita baja por encima de 250°C y los datos de alta temperatura de albitas equilibradas entre 800 y 1050°C para obtener el equilibrio de la relación $V(T)$ para la albita, incluyéndose el efecto del incremento del desorden con la temperatura (Figura 1). Como se aprecia a continuación, estas asunciones no afectan drásticamente los resultados de los cálculos, pero la primera ley puede ser considerada como típica para granitoides ricos en feldespatos potásicos y la segunda para granitoides ricos en plagioclasas.

MODELO TEÓRICO

Cuando se modela el comportamiento de los minerales sometidos a enfriamiento de un granito, es más conveniente considerar a los feldespatos como una fase simple a partir de su expansividad termal

promedio (Rossello & Reynard, 1997). Se consideran dos casos límite: 1) una expansividad termal mínima promedio de $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ (promediándose al feldespato potásico y plagioclasa sin equilibrar, *curva 1*, y 2) un máximo de expansividad termal definida por la *curva 2* a partir de plagioclasas equilibradas (Figura 2). El primer tipo de datos exhibe expansividades termales que se agrupan en torno de $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, y que puede ser considerado como intrínseco de la expansividad terminal de la estructura para un determinado grado de orden. Los datos de alta temperatura de albitas equilibradas determinan volúmenes que son mayores que aquellos de albitas sin equilibrar. Además, se usa el dato de volumen para albita baja por encima de 250°C y los datos de alta temperatura de albitas equilibradas entre 800 y 1050°C para obtener el equilibrio de la relación $V(T)$ para la albita, incluyéndose el efecto del incremento del desorden con la temperatura (Figura 2).

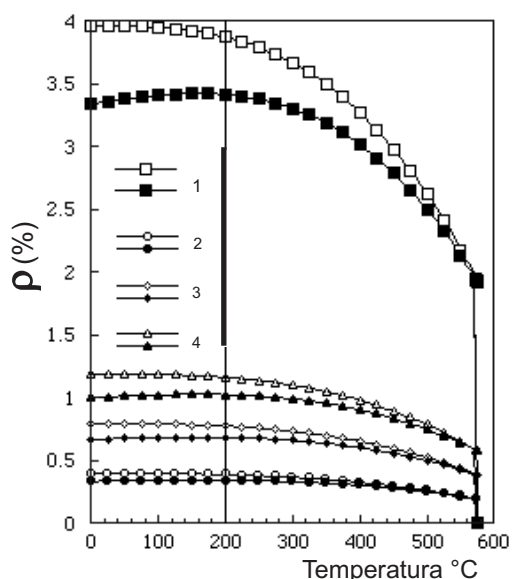


FIGURA 2. Gráfico temperatura (°C) – porosidad (ρ%) de contracciones térmicas, en función de la temperatura, para modelos de cuarzo (1), feldespatos potásicos (2), albita (3) y anortita (4).

Rossello & Reynard (1997) propusieron un modelo físico sencillo que se basa en las siguientes principios: 1) los granitoides no sufren deformación mecánica susceptible por compensación de la formación de huecos durante su enfriamiento debido al “armazón” de feldespatos suficientemente competente; 2) la variación de volumen del total de la roca durante su enfriamiento está controlado por la expansividad termal de los feldespatos, 3) se desprecia la influencia de los minerales accesorios (siendo el más abundante las

micas) los cuales no exceden el 10 % del volumen total de la roca.

Para estimar en una roca idealmente constituida por cuarzo y feldespato la porosidad inducida por el cambio de volumen asociado a la transición del cuarzo α – β y a la expansividad termal diferencial del cuarzo y feldespato, se necesita calcular: 1) la fracción de volumen de las cavidades (el volumen de no feldespato) inicialmente ocupado por el cuarzo β a 575°C (esto está controlado por la expansividad termal del feldespato) y 2) el volumen actual o intrínseco del cuarzo dado por su propia expansividad termal a cada temperatura.

Entonces, a esta temperatura T (próxima a la transición pero aún en el campo de estabilidad del cuarzo β el volumen unitario de la roca total a presión ambiente puede escribirse como:

$$V_{\text{granit}}(575) = \left[(1 - X_{\text{quartz}}(0)) \left(1 + \int_0^{575} \frac{\dot{Z}V_{\text{feldspar}}}{\dot{Z}T} dT \right) + X_{\text{quartz}}(0) \left(\frac{V_{\beta\text{-quartz}}(575)}{V_{\alpha\text{-quartz}}(0)} \right) \right] \quad (1)$$

donde V_{granit} es el volumen unitario del granito, $V_{\alpha\text{-quartz}}$ es el volumen del cuarzo α , y $V_{\beta\text{-quartz}}$ es el volumen del cuarzo β , V_{feldspar} es el volumen del feldespato y X_{quartz} es el porcentaje del cuarzo.

La primera cantidad puede expresarse como:

$$X_{\text{initial}}(T) = X_{\text{initial}}(0) \left[1 + \int_0^T \frac{\dot{Z}V_{\text{feldspar}}}{\dot{Z}T} dT \right] \quad (2)$$

con $X_{\text{inicial}}(575)$ justo antes de la transición α – β se expresa por

$$X_{\text{inicial}}(575) = X_{\text{quartz}}(0) \left(\frac{V_{\beta\text{-quartz}}(575)}{V_{\alpha\text{-quartz}}(0)} \right) \quad (3)$$

Combinándose (2) y (3) se obtiene:

$$X_{\text{inicial}}(0) = \left[\frac{X_{\text{quartz}}(0) \left(\frac{V_{\beta\text{-quartz}}(575)}{V_{\alpha\text{-quartz}}(0)} \right)}{\left(1 + \int_0^{575} \frac{\dot{Z}V_{\text{feldspar}}}{\dot{Z}T} dT \right)} \right] \quad (4)$$

y reemplazándose (4) en (2):

$$X_{\text{initial}}(T) = \left[X_{\text{quartz}}(0) \left(\frac{V_{\beta\text{-quartz}}(575)}{V_{\alpha\text{-quartz}}(0)} \right) \frac{\left(1 + \int_0^T \frac{\dot{V}_{\text{feldspar}}}{\dot{V}} dT \right)}{\left(1 + \int_0^{575} \frac{\dot{V}_{\text{feldspar}}}{\dot{V}} dT \right)} \right] \quad (5)$$

El volumen intrínseco de la fracción del cuarzo a una temperatura dada está definido por:

$$X_{\text{quartz}}(T) = X_{\text{quartz}}(0) \left(1 + \int_0^T \frac{\dot{V}_{\text{quartz}}}{\dot{V}} dT \right) \quad (6)$$

La porosidad ρ inducida por la expansividad termal diferencial esta simplemente dada por:

$$\begin{aligned} \rho(T) &= X_{\text{initial}}(T) - X_{\text{quartz}}(T) \\ &= X_{\text{quartz}}(0) \left[\left(\frac{V_{\beta\text{-quartz}}(575)}{V_{\alpha\text{-quartz}}(0)} \right) \frac{\left(1 + \int_0^T \frac{\dot{V}_{\text{feldspar}}}{\dot{V}} dT \right)}{\left(1 + \int_0^{575} \frac{\dot{V}_{\text{feldspar}}}{\dot{V}} dT \right)} - \left(1 + \int_0^T \frac{\dot{V}_{\text{quartz}}}{\dot{V}} dT \right) \right] \end{aligned} \quad (7)$$

Un interrogante importante (aunque por el momento difícil de satisfacer en una situación real) es cómo se interrelaciona este mecanismo con la presión confinante y la respuesta viscoelástica del macizo rocoso, ya que su accionar tendería a atenuar o

neutralizar la dilatancia producida. No obstante, se mantienen las consideraciones asumidas porque: **1)** se desea estimar el máximo de porosidad que puede estar asociada a las diferentes expansividades termal del cuarzo y feldespatos, y **2)** los feldespatos constituyen más del 65 % de la roca con una fábrica que los pondría en contacto de manera que constituyen una armazón mecánica. Debido a los intervalos de temperatura de cristalización de los granitoides pequeños (650-750°C) y a la transición del cuarzo α - β (575°C a presión ambiente), no se pueden iniciar cambios significativos de volumen antes de alcanzar la transición α - β del cuarzo y la porosidad es fijada como cero.

Las curvas $\rho(T)$ son similares a aquellas de expansividad termal usadas para feldespatos y están caracterizadas por: **1)** un abrupto incremento de la porosidad en la transición asociada al rápido cambio de volumen del cuarzo β al cuarzo α ; **2)** un incremento suave de porosidad entre 575°C y 200-250°C y **3)** un comportamiento estable por debajo de 200-250°C donde la porosidad no cambia significativamente.

En la Figura 2, se grafican los resultados obtenidos para fracciones de cuarzo variando desde 0.1 a 0.3 (el rango observado para composiciones de rocas desde dioritas cuarzosas a granitos, incluyendo rocas metamórficas como los gneises). La porosidad máxima que puede ser desarrollada por este mecanismo está comprendida entre alrededor de 0,4 % por un granitoide con pobre contenido de cuarzo y 1,2 % para una roca típicamente ácida (e.g. un granito rico en feldespatos con 30 % de cuarzo).

GENERACIÓN DE DILATANCIA

Un problema concreto y de fundamental importancia, no solo para contribuir al conocimiento genético sino también para aportar ideas en las tareas de prospección, exploración y explotación mineral, es conocer el tipo de control estructural que acusa un determinado depósito. Al respecto, resulta de sumo interés comprender el mecanismo de distribución y fijación de las mineralizaciones si se asocian a procesos relacionados con los minerales formadores de rocas o bien con los fluidos remanentes postmagmáticos.

Entre las posibilidades teóricas para que un fluido mineralizante circule en el medio rocoso se encuentran: **a)** las pasivas, como el aprovechamiento de la porosidad efectiva que otorga una permeabilidad mínima o mecanismos más complejos como los de difusión sólida; o **b)** las activas, que se producen por la incorporación de energías externas al medio, como la propia energía hidráulica de los fluidos inyectados que producen las aberturas necesarias para permitir su movilidad dentro

del medio sólido (*crack-seal, hidrofracturing, seismic pumping*, etc.). La contracción térmica diferencial mineral puede enrolarse dentro de los pasivos, que si bien opera a escala microscópica puede también introducir importantes modificaciones físicas al medio rocoso. De esta manera, la roca anfitrión desarrollaría condiciones físicas más favorables para que un fluido mineralizante encuentre los espacios para emplazarse dentro de él.

TIPOS DE DILATANCIAS

A continuación, se desarrollan diferentes posibilidades teóricas de generación del mecanismo dilatante propuesto, variándose, por un lado, la naturaleza de los minerales involucrados y, por otro, las historias térmicas seguidas (Figura 3).

Como se describió más arriba, los minerales poseen parámetros determinados de contracción y/o dilatación térmica (Skinner, 1966) y existen marcadas

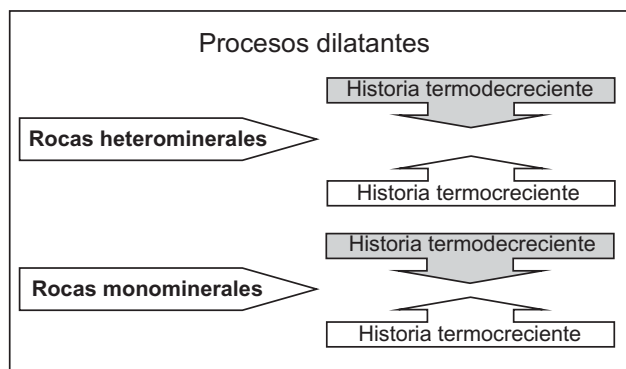


FIGURA 3. Cuadro de los diferentes tipos de dilatancia.

diferencias entre los principales minerales formadores de rocas. Sobre todo es remarcable la diferencia que acusa el cuarzo con respecto a los feldespatos en el tramo comprendido entre el punto de inversión del cuarzo b a a y las temperaturas ambientes.

El comportamiento relativo de las diferentes especies minerales pueden generar dilatancia a partir de historias térmicas: **a)** termodecreciente (por enfriamiento); ó **b)** termocreciente (por calentamiento), sean estas heterominerales o monominerales.

Generación de Dilatancia en Rocas Heterominerales

- *Historia termodecreciente (enfriamiento)*: Si se parte de una roca con todos sus minerales cristalizados a una temperatura superior que la final, por ejemplo el caso de rocas plutónicas, estas experimentarán

fenómenos de dilatancia al enfriarse, debido a los diferentes valores de contracciones térmicas que acusarán ciertos minerales entre sí. En el caso de una roca granítica ideal, donde la presencia del cuarzo es muy importante (15 a 20 %) con respecto a la abundancia de feldespatos y micas, se desarrollaría, en condiciones estables, una porosidad teórica de hasta el 2 %, si se cerrara el sistema impidiéndose el ingreso de fluidos o la modificación de las mineralogías preexistentes debido a las nuevas condiciones ambientales. En este modelo, el resto de los minerales quedarían constituyendo un esqueleto o armazón, que permite conservar la estructura externa del cuerpo, como ocurre en los *stockwork* de los pórfiros cupríferos o episienitas desarrolladas en granitos (Figura 4). En estos casos sería esperable el desarrollo de un patrón de fisuras subparalelas a los contactos entre los granos de cuarzo y los demás constituyentes de la roca con menor coeficiente de contracción. El cuarzo, al momento de cristalizar, habría ocupado todos los espacios disponibles entre los demás que le precedieron (en una serie de Bowen clásica), pero luego al enfriarse, éste se habría contraído mucho más que los otros, produciéndose una suerte de tensión que desarrollaría la presencia de fisuras subparalelas a los contactos interminerales. También, pueden reconocerse estos fenómenos en inclusiones sólidas de minerales, donde los individuos con mayor coeficiente de contracción térmica emplazados dentro de otros con menor coeficiente, generarán fisuraciones concéntricas semejantes que copiarán sus contactos (Figura 5 - olivina).

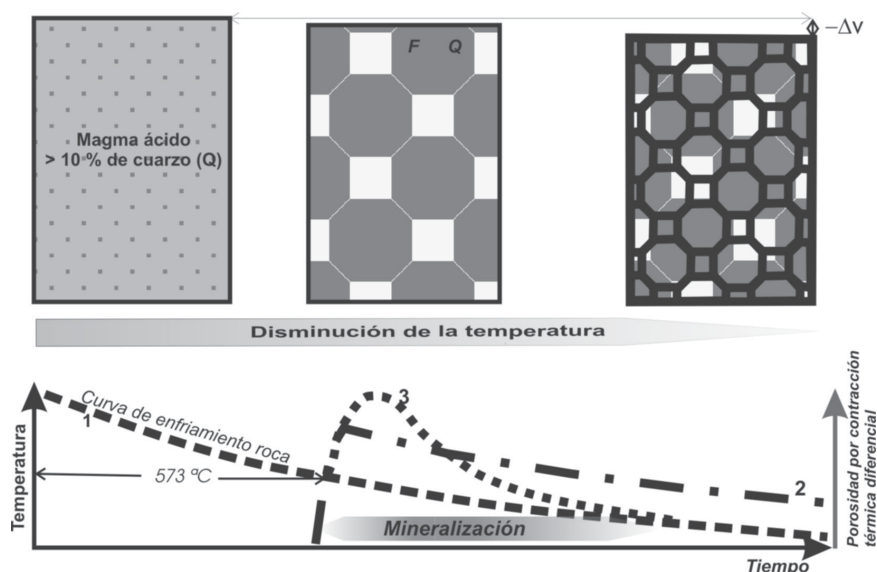


FIGURA 4. Esquema del desarrollo de dilatancia por contracción térmica diferencial de una roca granítica aplicada a un pórfiro cuprífero y su asociación con el incremento de temperatura de los fluidos mineralizantes por pérdida de presión. Línea 1: Curva de enfriamiento de la roca. Línea 2: Curva del comportamiento del Cuarzo. Línea 3: Curva de generación de porosidad aprovechable por los fluidos mineralizantes.

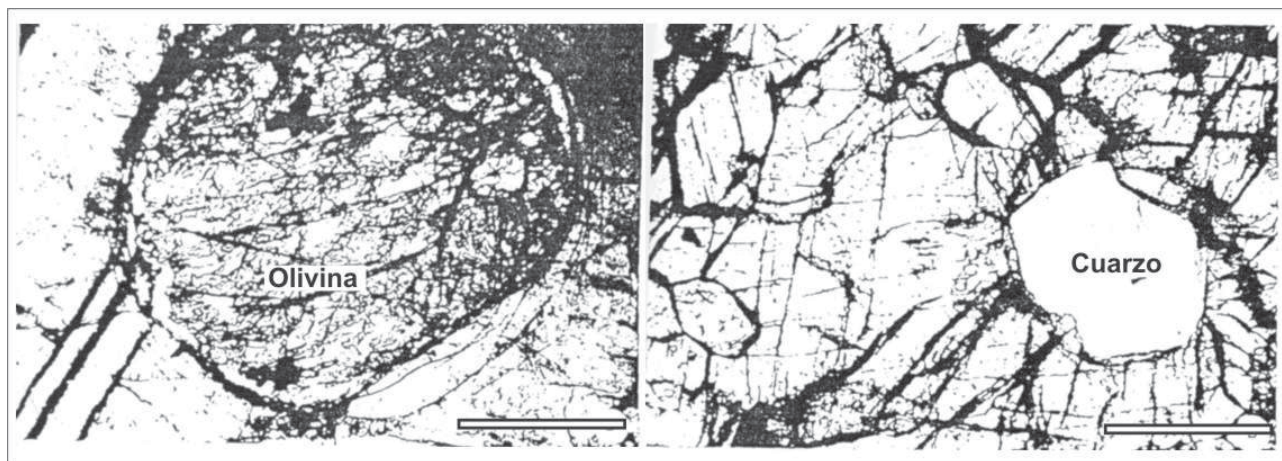


FIGURA 5. Fotomicrografías (*Izquierda*) de una inclusión de olivina dentro de feldespato que provoca fracturas anulares concentricas y (*Derecha*) de una inclusión de cuarzo en clinopiroxeno que provoca fracturas radiales (tomadas de Van der Molen & Van Roermund, 1986). Las barras indican 100 micrones.

- *Historia termocreciente (calentamiento)*: Exactamente con sentido opuesto al razonamiento anterior, se puede considerar a una roca formada a una temperatura menor a la sufrida con posterioridad debido, ya sea a simple soterramiento, o a algún tipo de metamorfismo por intrusiones plutónicas. Se puede considerar, por ejemplo a una arenisca impura (grauvaca o arcosa) en la que los distintos granos constituyentes observan diferentes expansiones a partir de un ajustado empaquetamiento sedimentario acorde a sus formas y tamaños. Un calentamiento posterior provocará, por los distintos coeficientes de expansión térmica de los granos, una mayor dilatación del cuarzo con respecto a los restantes feldespáticos, “abriendo” la textura y provocando dilatancia. Este fenómeno podría reconocerse también, en los casos de inclusiones de minerales con mayor coeficiente dilatante que su encajante. La contracción térmica diferencial determinará fracturas radiales a partir de los primeros, semejantes a las presentadas (Figura 5 - cuarzo).

diferentes formas cristalinas en función de la temperatura (Figura 6).

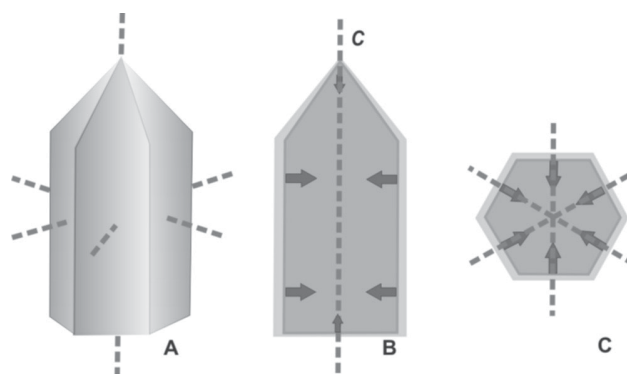


FIGURA 6. Esquemas de las contracciones térmicas diferenciales del cuarzo dependientes de sus ejes cristalográficos. **A:** vista tridimensional; **B:** vista paralela al eje “c” y **C:** Vista perpendicular al eje “c”.

Generación de Dilatancia en Rocas Monominerales

En rocas monominerales, con una fábrica bien desarrollada por la orientación de los ejes cristalográficos de sus minerales constituyentes, también favorecerá la generación de fisuras, según presenten historias: a) termocrecientes o b) termodecrescentes.

La generación de dilatancia en rocas monominerales se basa en los distintos coeficientes de contracción-expansión que existen según las diferentes direcciones cristalográficas consideradas dentro de minerales anisótropos. Así, se toma el caso del cuarzo, que presenta una marcada diferencia entre los coeficientes tomados a partir de direcciones paralelas o perpendiculares a su eje “c”, se podrán generar

Si bien resulta difícil encontrar ejemplos reales, tal vez fracciones o sectores de depósitos albitíticos o carbonatíticos constituidos por un solo mineral (Sawkins, 1990). También, la característica asociación anfitriona de las gangas cuarzosas con prácticamente todas las mineralizaciones, también puede poner de manifiesto su conspicua propiedad dilatante a partir de este razonamiento. Finalmente, y no necesariamente menos importante es la evaluación de otras propiedades eléctricas que podrían contribuir con estos fenómenos al modificar comportamientos fisicoquímicos de las soluciones mineralizantes.

DISCUSIÓN

En la formación de depósitos minerales epigenéticos, tanto diseminados como filonianos, es imprescindible conocer la naturaleza y el comportamiento fisicoquímico de los fluidos mineralizantes para comprender su génesis. El estudio de los fluidos, a partir de su generación hasta su cristalización dentro de ambientes geológicos determinados, involucra numerosísimas variables que caen en diferentes campos de la ciencia, todavía no suficientemente interconectados entre sí como lo son el yacimientológico (asistido por la geoquímica, petrología, termodinámica, etc.) y el tectónico (apoyado por la geología estructural, geofísica, mecánica, etc.).

La laguna en la comprensión genética de estos fenómenos puede deberse a que siempre se tropieza con el inconveniente que la problemática en cuestión cae en una zona de investigación intermedia entre las geologías de yacimientos y estructural. Por ello, muchas veces, la primera describe sólo la forma de yacencia de la mineralización y la segunda, que puede interpretar fenómenos petroestructurales, muchas veces lo desconoce, no pudiendo aplicar sus interpretaciones.

El tratamiento multidisciplinario facilitaría la propuesta y/o identificación de mecanismos genéticos mixtos que expliquen la generación y distribución espacial de la dilatancia y la generación, circulación y deposición de los fluidos mineralizantes. Por otro lado, se podría incorporar un nuevo elemento direccional dentro de la dinámica de los depósitos minerales que es el gradiente de variación térmica.

CONSECUENCIAS EN LA GENERACIÓN DE FLUIDOS MINERALIZANTES

El proceso aquí propuesto podría intervenir en la generación de fluidos debido a la disminución relativa de presión por la generación de dilatancia concomitantemente con una mayor solubilidad de la sílice (Figura 7). Esto redundará en un efecto de ebullición de las fracciones fluidas residuales con una liberación de fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes y/o con capacidad para barrer elementos de las litologías por las cuales se desplaza. El comportamiento de la solubilidad de los minerales silíceos en estas condiciones puede contribuir con las condiciones mineralizantes ya que ocurre a temperaturas equivalentes.

En la Figura 7 se puede apreciar un efecto adicional de la solubilidad retrógrada de la sílice que contribuye, junto a la generación de dilatancia, a una mayor predisposición del medio rocoso a mineralizarse. En estas circunstancias, el medio adquiere una mayor porosidad y gracias a la mayor solubilidad se

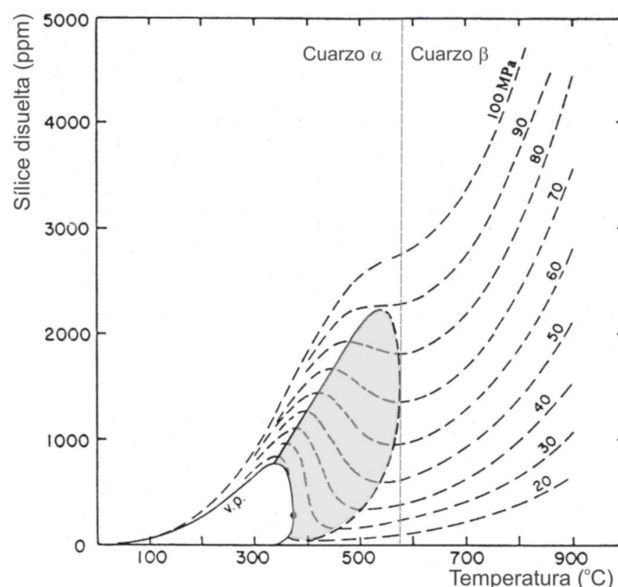


FIGURA 7. Solubilidades del cuarzo en agua (sílice en ppm) calculadas en función de la temperatura (°C) a varias presiones (funciones de Fournier & Potter, 1982). La zona amarilla enfatiza la región de solubilidad retrógrada del cuarzo debidas a la transición cuarzo β - α .

incrementaría no sólo una mayor cantidad de fluidos ricos en sales disueltas, sino que además tendrían mayor facilidad de circulación. El transporte de fluidos dentro de un cuerpo rocoso se vería favorecido por la creación de innumerables vías de circulación que producen las microfisuras generadas a partir de los contactos interminerales. Por otro lado, la roca desarrollará vías de circulación primarias controladas por discontinuidades facilitadas por las condiciones de debilidad con respecto a patrones de campos de esfuerzos actuantes singenéticos. En estos casos el vector de enfriamiento puede diferir según se realice un análisis horizontal o vertical. El emplazamiento de los fluidos mineralizantes como las venas, ya sean diseminadas dentro de *stockworks*, pegmatitas o filones, se realizará en los sectores donde el macizo rocoso experimente las mayores diferencias térmicas durante la historia inmediatamente anterior a la llegada de esos fluidos.

Este cambio, puede motorizar una serie de mecanismos tectónicos que pueden controlar la evolución de la deformación de un macizo rocoso y emplazamiento de mineralizaciones en sus cúpulas por concentración residual y expulsión. En este sentido, concentraciones de fluidos residuales enriquecidos de mineralizantes se pueden emplazar en la periferia de los cuerpos intrusivos produciendo asociaciones paragenéticas de minerales y alteraciones superpuestas (Figura 8).

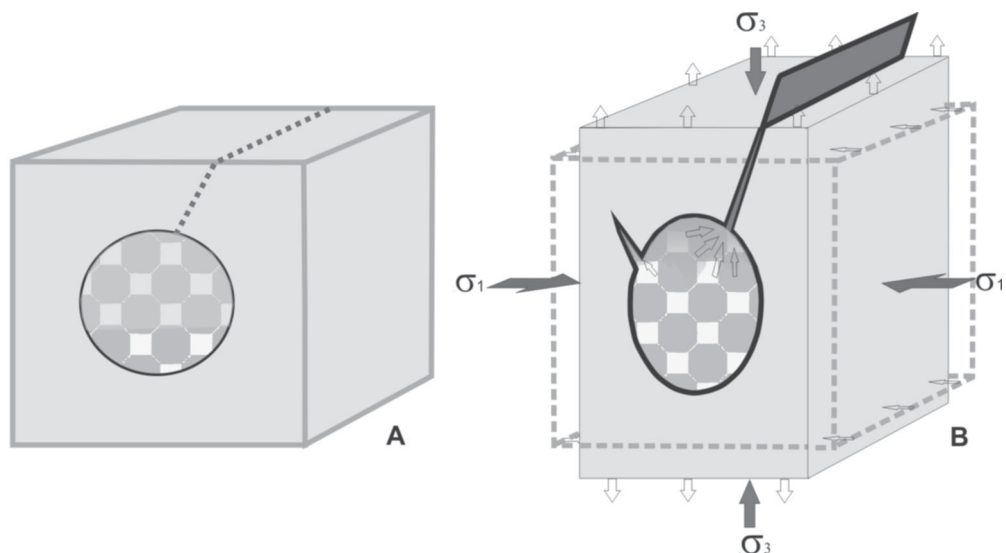


FIGURA 8. Esquemas 3D de la participación de la contracción térmica en la generación y emplazamiento de pegmatitas. **A)** Estado inicial y **B)** Estado final.

Este mecanismo, puede describirse como un efecto semejante al que aplica el picnómetro donde pequeños cambios volumétricos de fluidos dentro de los intrusivos significan grandes aportes en zonas dilatantes discretas de las zonas cuspidales y de la periferia. Por otro lado, podrían explicarse las zonaciones que exhiben algunos tipos de pegmatitas emplazadas en cúpulas graníticas que sugieren procesos de rellenos en ambientes relativamente dilatantes difíciles de visualizar en las grandes profundidades donde se emplazan.

CONSECUENCIAS EN LA MODIFICACIÓN DE LAS CONDICIONES MECÁNICAS

Estos mecanismos dilatantes pueden tener importancia en la modificación de las condiciones físico

mecánicas de un macizo rocoso. El cambio reológico brusco que puede experimentar en torno a determinadas temperaturas, se traduce, en términos cualitativos, en el pasaje de una roca compacta o maciza coherente mecánicamente competente a otra porosa y con una cohesión muy inferior mecánicamente incompetente.

Por lo tanto, si el cuerpo produce una contracción de la masa rocosa con respecto a su encajante desarrollará patrones de espacios dilatantes concéntricos o anulares y si genera un aumento de volumen de la masa rocosa generará patrones radiales (Figura 9). De esta manera, pueden controlar la evolución y respuesta de la deformación de un macizo rocoso y facilitar el emplazamiento de mineralizaciones tabulares y/o lenticulares en sus cúpulas por concentración residual y expulsión (Rossello, 2005).

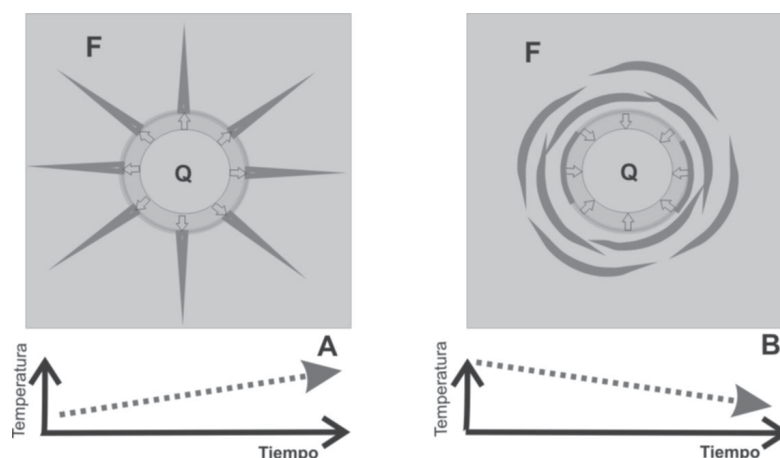


FIGURA 9. Izquierda. Bosquejo estructural idealizado debido a la coexistencia de dos minerales con diferentes coeficientes de contracción térmica. **A)** fracturas radiales dentro de una historia termocreciente. **B)** fracturas subparalelas a contactos dentro de una historia termodecreciente.

Además, un macizo rocoso puede experimentar una súbita pérdida de coherencia que la pone a merced de campos de esfuerzos latentes que no habían superado su umbral de deformación (Figura 10). Esto es coherente con el hecho que en la mayoría de los

cuerpos graníticos emplazados en zonas sometida a campos de esfuerzos cizallantes (ortogneises) la deformación ocurre a temperaturas en las que se producen las mayores diferencias de dilatación.

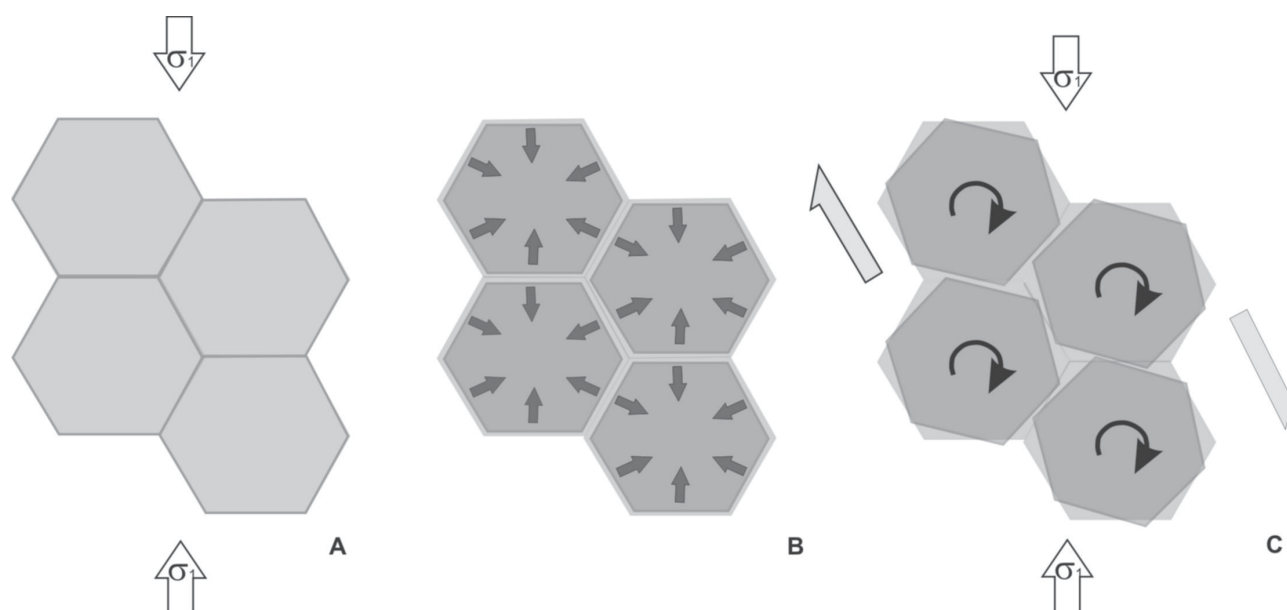


FIGURA 10. Esquema del colapso de la resistencia mecánica de una roca cuarzosa sometida a deformación durante una historia térmica debida a la contracción diferencial del cuarzo perpendicular a sus ejes “c”.

CONCLUSIONES

Como consecuencia de las observaciones descritas, se realizan las siguientes conclusiones:

a) La contracción térmica diferencial puede constituirse en un fenómeno microtectónico importante en la generación de condiciones favorables para la mineralización de medios rocosos que sufran cambios de temperaturas en su historia geológica. Ya que el mismo, puede contribuir de manera substancial a la generación de mecanismos físico-químicos intervinientes en el origen, circulación, transporte y emplazamiento de fluidos mineralizantes en diferentes medios geológicos. De esta manera, se apoya la idea de que algunos depósitos minerales diseminados y/o pegmatitas graníticas se relacionan con la temperatura de equilibrio del cuarzo en su transición α - β , tal como mencionan Guilbert & Park (1986).

b) Los valores de porosidad teóricos calculados para mezclas ideales de cuarzo con feldespatos arrojan valores de porosidad del orden del 1-2 %, coherentes con los de mineralizaciones que se conocen de muchos depósitos de cobre porfirico, pegmatitas, greisen, skarn,

etc. Por otro lado, las temperaturas de mineralización calculadas para diferentes depósitos minerales coinciden con los rangos de temperatura en los cuales la generación de porosidad por este mecanismo térmico es más importante.

c) La pérdida de presión de los fluidos asociada a la generación de dilatancia redundará en un efecto de ebullición de las fracciones fluidas residuales con una liberación de sus fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes.

d) Se proponen fenómenos capaces de generar dilatancia por contracción-dilatancia térmica diferencial con historias termocrecientes y termodecrecientes tanto en rocas heterominerales como monominerales.

e) Este fenómeno también pone de manifiesto la importancia creciente que observan los procesos estructurales por sí mismos, en la generación de depósitos minerales que lo llevan a ocupar un lugar de semejante correspondencia con los tradicionales procesos plutónicos (hidrotermales), e incluso, sedimentarios y metamórficos.

AGRADECIMIENTOS

Contenidos teóricos del presente trabajo fueron inicialmente enriquecidos con la discusión fructífera y apoyo de los Dres. Antoine Mocquet, Peter Cobbold y Bruno Reynard. Igualmente, se agradecen los arbitrajes muy constructivos de los Dres. Diana Mutti, Selvia Tourn, Fernando Hongn y Ariel Ortiz Suárez en la oportunidad de haberse adelantado parte del mismo en el Congreso de Geología Económica (Rossello, 2005) y en la XIII Reunión de Tectónica (Rossello et al., 2006). Finalmente, se agradece a los Dres Antonio Carlos Artur y Fabio Braz Machado los arbitrajes y edición de la presente versión.

Este trabajo fue financiado por el Proyecto UBACyT (Ex 015) 2004-2007 y el Proyecto “Geología, mineralogía y geoquímica de pegmatitas graníticas y otros yacimientos de Sierras Pampeanas” (Proyecto 3-4-9001) de la Universidad Nacional de San Luis.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. CARR, D.D. **Industrial minerals and rocks**. Society for Mining, Metallurgy and Exploration Inc. (Littleton, Co), 1196 p., 1994.
2. FOURNIER, R.O. & POTTER II, R.W. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. **Geochimica & Cosmochimica Acta**, v. 46, n.10, p. 1969-1973, 1982.
3. GUILBERT, J.M. & PARK JR., C.P. **The geology of ore deposits**. Freeman & Co. (New York), 985 p., 1986.
4. MCMILLAN, W.J. & PANTELEYEV, A. Porphyry copper deposits. In: ROBERTS, R.G. & SHEAHAN, P.A. (Eds.) Ore deposit models. **Geoscience Canada**, Reprint Series 3, p. 45-58, 1998.
5. ROSSELLO, E.A. & REYNARD, B. Primary porosity in granitic rocks due to differential thermal expansivity of quartz and feldspars at the α - β quartz transition. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, 1997, Salvador. **Abstract...** Salvador, p. 151.
6. ROSSELLO, E.A. Influencia de la dilatación termal diferencial del cuarzo en la generación y control estructural de depósitos diseminados: una hipótesis de trabajo. In: MÉNDEZ, V.; HERRMANN, C. & MUTTI, D.I. (Eds.), **La Minería, Madre de Industrias, es Una Actividad Sostenible** (Buenos Aires), p. 249-257, 2005.
7. ROSSELLO, E.A.; FERNÁNDEZ TASENDE, J.; BOUQUET, M.B. Emplazamiento de pegmatitas en cúpulas graníticas: contribución de mecanismos termotectónicos. In: **REUNIÓN DE TECTÓNICA**, 13, 2006, San Luis. CD-Rom.
8. SAWKINS, F.J. Metal deposits in relation to plate tectonics. **Mineral and rocks**. Springer Verlag (Berlin), v. 17, 461 p., 1990.
9. SKINNER, B.J. Thermal expansion. **Handbook of Physical constants**. CLARK JR., S.P. (Ed.). Geological Society America, Memoir, v. 97, p. 75-96, 1966.
10. SMIRNOV, V.I. **Geology of mineral deposits**. Mir Publishers (Moscu), 520 p., 1976.
11. VAN DER MOLEN, I. & VAN ROERMUND, H.L.M. The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusions during uplift. **Lithos**, v. 19, p. 317-324, 1986.

*Manuscrito Recibido em: 20 de agosto de 2007
Revisado e Aceito em: 25 de fevereiro de 2008*

