

Control estructural de mineralizaciones por dilatancias debido a expansividad térmica diferencial (en depósitos diseminados) y flexiones de fallas (en venas): revisión e hipótesis de trabajo

Eduardo Antonio Rossello^{1,*} y Julián Andrés López-Isaza²

¹ Instituto de Geología y Ciencias Básicas de Buenos Aires, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

² Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.

* ea_rossello@yahoo.com.ar

RESUMEN

La generación de espacios dilatantes en las rocas hospedantes es fundamental para facilitar la circulación y acumulación de fluidos mineralizantes con potencial económico. En depósitos diseminados, los cambios volumétricos y morfológicos en rocas con cuarzo y feldespato, debido a sus coeficientes de dilatación (contracción) térmica diferencial relativa, determinan dilatancia haciéndolos porosos y permeables a los fluidos. Las constantes de dilatación térmica contrastantes para el cuarzo y el feldespato en procesos termocrecientes y termodecrecientes se revisan mediante el modelado volumétrico del efecto de una variación significativa de la transición de cuarzo α - β alrededor de 575 °C. Este fenómeno podría variar desde 0.4 % para un granitoide con bajo contenido de cuarzo hasta 1.2 % durante el enfriamiento de un *boxwork* porfirico típico. En el caso de cuerpos vetiformes, el fallamiento produce dilatación por flexión transtensiva con aumento de su influencia cuando muestran formas irregulares, escalonadas o flexuradas. De acuerdo con la Ley de Anderson, las porciones de estas fallas serán dilatantes cuando el ángulo con el esfuerzo principal compresivo subparalelo (γ = ángulo entre σ_1 y la superficie de falla) es pequeño. El conocimiento morfoestructural y cinemático de los mecanismos generadores de dilatancia controlante de las mineralizaciones constituye una valiosa y práctica metodología de trabajo, que contribuye al pronóstico de localización de los mejores sectores de mineralización en volumen y calidad durante las actividades de prospección y exploración. Ambos mecanismos físicos que generan la dilatancia en las rocas huésped son factores de suma importancia en la definición económica de las mineralizaciones que las ocupan.

Palabras claves: expansión térmica; control estructural; cuarzo α - β ; emplazamiento de menas; fracturas.

ABSTRACT

The generation of dilating spaces in the host rocks is essential to facilitate the circulation and accumulation of mineralizing fluids with economic potential. In disseminated deposits, the volumetric and morphological changes in rocks with quartz and feldspar, due to their

coefficients of relative differential thermal expansion (contraction), determine dilatancy, making them porous and permeable to fluids. The contrasting thermal expansion constants for quartz and feldspar in thermo-increasing and thermo-decreasing processes are reviewed by volumetric modeling of the effect of a significant variation of the quartz transition α - β around 575 °C. This phenomenon could vary from 0.4 % to 1.2 % for granite with different quartz content during the cooling of a typical porphyry boxwork. In the case of vein bodies, faulting produces dilation by transtensive bending with an increase in thickness when they show irregular, stepped and/or bended shapes. According to Anderson's Law, portions of these faults will be dilatant when the principal stresses are subparallel (γ = the angle between σ_1 and the fault surface). The morphostructural and kinematic knowledge of the mechanisms that generate the controlling dilatancy of mineralization constitutes a valuable and practical work methodology that contributes to the location forecast of the best mineralization sectors in terms of volume and quality during prospecting and exploration activities. Both described physical mechanisms that generate dilation in the host rocks are factors of great importance in the economic definition of the mineralizations control.

Key words: thermal expansion; structural control; α - β quartz; ore emplacement; fractures.

INTRODUCCIÓN

La estructura tectónica es el principal factor controlante de la geometría, magnitud y localización espacial de la mineralización cuando genera situaciones dilatantes. El conocimiento de la influencia de la deformación y dilatancia de las rocas hospedantes relacionadas con fallas, cuerpos ígneos y mineralizaciones es indispensable para el estudio y prospección de los depósitos minerales. La descripción de mineralizaciones en grandes volúmenes rocosos, independientemente de los tipos de ambientes tectónicos y geometrías de sus emplazamientos, está ampliamente aludida en la abultada bibliografía disponible, sin embargo, los procesos estructurales que las generan resultan aun insuficientemente conocidos (Guilbert y Park, 1986; Smirnov, 1976; McMillan y Panteleyev, 1998; Seedorff *et al.*, 2005).

La estructura es el principal condicionante para determinar la circulación, precipitación y, en muchos casos, para favorecer la generación de las soluciones hidrotermales epigenéticas y sus consecuentes alteraciones. Estos procesos resultan de sumo interés para comprender el mecanismo de distribución y fijación de los fluidos mineralizantes dentro de rocas encajonantes originalmente macizas, ya que influyen directamente en los aspectos económicos de los recursos minerales que determinan (Smirnov, 1976; Guilbert y Park, 1986; Ridley, 2013).

Entre las posibilidades teóricas para que un fluido mineralizante aproveche discontinuidades que le permitan circular en el medio rocoso se encuentran: a) las pasivas, como el aprovechamiento de la porosidad efectiva con una permeabilidad mínima original o mecanismos más complejos como los de difusión sólida (Seedorff *et al.*, 2005); 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 los espacios necesarios para permitir su movilidad dentro del medio sólido (e.g. fracturamiento y relleno, hidrofracturamiento, bombeo sísmico, etc.). La contracción térmica diferencial de minerales puede incluirse dentro de las posibilidades pasivas que, si bien opera a escala microscópica, puede también introducir importantes modificaciones físicas al medio rocoso. De esta manera, la roca anfitriona desarrollaría condiciones físicas más favorables para que un fluido mineralizante encuentre los espacios para su emplazamiento y precipitación (Dilles, 1987; Tosdal y Richards, 2001; Li *et al.*, 2017).

Las rocas magmáticas, que van desde granitoides (incluyendo granitos *sensu stricto*) a dioritoides y rocas metamórficas como gneises o granulitas félsicas, son el componente más importante de la corteza continental (Strecheisen, 1974). Estas litologías están asociadas a varias mineralizaciones hidrotermales desde niveles profundos hasta someros (e.g. estaño, tungsteno, uranio, cobre, oro, plata, etc., en depósitos relacionados a intrusivos o de tipo orogénico entre otros), como depósitos de minerales diseminados relacionados con procesos de enfriamiento. En estos depósitos se genera una serie de fisuras desde milimétricas a decimétricas, dicotómicas, dispuestas en direcciones aleatorias multiescalares en entramados ramificados como las estructuras *stockwork*, que controlan espacialmente la precipitación de minerales de interés y de sus consecuentes alteraciones y que afectan grandes volúmenes (Seedorff *et al.*, 2005; Robb, 2005; Woodcock y Mort, 2008; Frenzel y Woodcock, 2014). En función de la composición de la mineralización, se identifican distintos tipos de *stockwork* (e.g. silíceos, anhídricos, etc.) o de las vetillas que los conforman (según Sillitoe, 2000 y Frenzel y Woodcock, 2014: vetillas tipo A, tipo D, tipo M, etc.). Este término se aplica a sistemas como los que pueden producirse también en zonas brechificadas que debido a sus diseminaciones y vetillas demasiado delgadas y juntas es necesario explotar la masa en conjunto. Sin embargo, el origen de este tipo de textura, tan frecuente en los depósitos de cobre porfídico, no está claramente determinado a pesar de ser habitual y tradicionalmente descrito (Park y Mc Diarmid, 1975; Guilbert y Park, 1986; Sillitoe, 2010; Robb, 2005; Liu *et al.*, 2020, entre otros).

Se considera que el análisis del tipo de control estructural que acusa un determinado depósito resulta en un aspecto concreto y de fundamental importancia en el estudio de los yacimientos minerales, no solo para contribuir al conocimiento genético, sino también, para aportar ideas y guías en las tareas de prospección, exploración y explotación mineral (Guilbert y Park, 1986; Smirnov, 1976). Las caídas de presión a causa del fracturamiento han sido invocadas como el principal factor de la formación de brechas y vetas enriquecidas en minerales, con una solubilidad dependiente de la presión. En fluidos complejos, la despresurización puede desencadenar cambios de fase significativos en el fluido, produciendo inmiscibilidad o ebullición,

lo cual puede causar precipitación instantánea o escape de los componentes más volátiles (e.g., Bowers, 1991; Robert *et al.*, 1995; Wilkinson y Johnston, 1996).

El objetivo del presente trabajo es describir y analizar las causas de las dilataciones debidas a: i) las variaciones de volumen significativas cerca de la transición α - β del cuarzo durante las variaciones de temperatura en rocas plutónicas e hipoabisales como un control microestructural de su mineralización (e.g. *stockwork*); y ii) el espacio relacionado con la liberación de flexión en las superficies de falla relacionada con el desarrollo de espacios transtensivos. De esta manera, se revisan los coeficientes de contracción-expansión térmica del cuarzo y feldspatos y se analizan los efectos que tienen en el emplazamiento de mineralizaciones por la fuerte variación de volumen del cuarzo en su transición β - α durante el enfriamiento. Así mismo, se revisan los mecanismos generadores de dilataciones desencadenados por la acción del fallamiento y se evalúa su relación con la precipitación de fluidos mineralizantes a partir de numerosos gráficos y esquemas.

Finalmente, se considera que este trabajo contribuye al mejor conocimiento y entendimiento del control estructural del emplazamiento de los fluidos mineralizantes para ajustar con mayor eficiencia las actividades prospectivas, exploradoras y extractivas de los proyectos mineros y de origen termal (e.g., geotérmicos).

EL CONTEXTO DILATANTE

La comprensión de los procesos estructurales que producen dilatación tiene importancia, no solo en la definición de la geometría, tamaño y distribución espacial, sino también en el control de la cristalización de las mineralizaciones. Particularmente, de aquellos que se vinculan con procesos endógenos íntimamente relacionados con la génesis y distribución de los minerales formadores de rocas, o bien, con los fenómenos postgenéticos responsables de los fluidos remanentes postmagmáticos. En teoría, la dilatación en macizos rocosos frágiles puede ser producto del crecimiento dinámico de microfracturas inducidas por tensiones localizadas o desajustes en las propiedades elásticas a lo largo de los límites de granos, dando lugar a cambios en el volumen o en la forma a medida que las fracturas de apertura por tensión (modo I) se propagan (Li *et al.*, 2017).

El concepto de dilatación (del Latín *dilatare*: ensanchar) se refiere al proceso físico relacionado con la posibilidad de generar modificaciones de volumen. Cuando este cambio determina que algo ocupe más espacio del que inicialmente involucraba se lo denomina dilatación positiva (+), y en el caso contrario, es decir, cuando ocupa menos espacio del que inicialmente abarcaba se lo denomina dilatación negativa (-). En este sentido, en sistemas endógenos, la contracción térmica es la propiedad inversa de la expansión térmica, que está definida por Skinner (1966) como el cambio de volumen y forma de un sistema debido a la variación de temperatura. A continuación, se consideran dos mecanismos tectónicos que generan situaciones dilatantes a diferentes escalas que favorecen el emplazamiento de mineralizaciones de tipo pasivo.

Mecanismos que favorecen la generación de dilataciones diseminadas

Las rocas, como todos los materiales, se dilatan o contraen cuando se aumenta o disminuye su temperatura (Rossello, 2007; Turcotte y Schubert, 2014). El coeficiente de dilatación o contracción es una propiedad física dependiente de las características intrínsecas de cada material (Skinner 1966). Cuando una roca está compuesta por dos materiales de distinta naturaleza, ellos tendrán comportamientos diferentes ante una variación térmica. En especial, el comportamiento

dilatacional del cuarzo presenta coeficientes muy diferentes y particulares con respecto a los demás minerales que lo acompañan en la composición de una roca (Rossello, 2007). De este modo, cuando el cuarzo transita historias térmicas puede ser un factor significativo para controlar una mineralización diseminada, debido a las diferencias que presenta con respecto a los demás minerales constituyentes de la misma roca. Este mecanismo puede generar una dilatación generalizada que facilita una rápida y extensa mineralización diseminada en toda la masa de roca que está enfriándose o calentándose, permitiendo la distribución diseminada de las soluciones mineralizantes que coexisten.

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, es fundamental en el caso de depósitos finamente diseminados (Rossello, 2007). Estos fenómenos físicos se basan en los cambios volumétricos y morfológicos ocurridos en sus minerales constituyentes por diferencias relativas de coeficientes de contracción-expansión térmica (Rossello y Reynard, 1997; Rossello, 2005). La generación de dilataciones en el cuarzo con respecto al feldespato, a partir de la contracción térmica diferencial, sucede en el tramo comprendido entre el punto de inversión del cuarzo β a α y las temperaturas ambientes (Rossello y Reynard, 1997; Rossello, 2007). Este tipo de proceso puede enrolarse dentro de los pasivos que, si bien opera a escala microscópica (Li *et al.*, 2017), puede también introducir importantes modificaciones físicas al medio rocoso y relacionarse con los procesos genéticos de las soluciones mineralizantes.

La causa por la cual se producen mineralizaciones diseminadas en grandes volúmenes de roca (del orden de km^3 en muy poco tiempo), es un tema que no siempre está satisfactoriamente comprendido (Guilbert y Park, 1986; Smirnov, 1976; McMillan y Panteleyev, 1998; Seedorff *et al.*, 2005; Rossello, 2007). Los depósitos de tipo pórfido están espacial y temporalmente asociados con las partes relativamente someras y texturalmente complejas de los sistemas magmáticos, aunque ofrecen información de los procesos físicos que dan como resultado la disolución de fluidos y la mineralización hidrotermal, su documentación e interpretación siguen siendo inconexas (Carter y Williamson, 2022). En particular, el hecho de que puedan mineralizarse masivamente a través de una fina diseminación localizada o a lo largo de suturas (*seams*), fibras (*stringers*), vetillas (*veinlets*), brechas, *stockworks* (Seedorff *et al.*, 2005) e inclusiones en tiempos relativamente cortos, no está suficientemente comprendido, ya que podría considerarse que la mineralización ocurre de manera explosiva (evidenciada *e.g.*, por brechificación) en cuanto a la rapidez y alcances que se expresa en cortos periodos de tiempo geológico (Rossello, 2007).

Muchos depósitos minerales se encuentran emplazados en o relacionados con rocas plutónicas e hipoabisales (Carr, 1994; Robb, 2005), incluyendo rocas de composición relativamente enriquecida en cuarzo. Las rocas graníticas pueden considerarse como una mezcla de feldespatos (plagioclasa y feldespato alcalino) y cuarzo (Strecheisen, 1974, 1976; Le Maitre, 2002), siendo estos los minerales más abundantes que determinan muchas de sus propiedades físicas, como su comportamiento mecánico, expansión térmica y conductividad o compresibilidad. Por lo tanto, es tentador suponer que el comportamiento petrofísico de las rocas graníticas en respuesta a los parámetros intensivos cambiantes (presión, temperatura, tensión, etc.) en la corteza, será el de la mezcla mecánica de feldespato + cuarzo, o el de la fase dominante (feldespatos). Sin embargo, se sabe que el cuarzo experimenta una transición de fase de segundo orden entre una forma de baja temperatura, cuarzo α , y una forma de alta temperatura, cuarzo β . En este sentido, los cambios de las propiedades físicas del cuarzo tales como características ópticas, volumen, expansión térmica, constante elástica y capacidad calorífica, están asociados a

esta transición. Así, cerca de la temperatura de transición, el cuarzo presenta un comportamiento crítico que difiere significativamente del comportamiento mecánico de los feldespatos y puede influir fuertemente en el de toda la roca (Rossello, 2007).

Además de las rocas intrusivas félsicas hay rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas y rocas sedimentarias de tipo arcósico que presentan una composición mineralógica, donde el cuarzo y feldespatos son los minerales más abundantes y los que determinan la mayor parte de sus propiedades físicas, 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 rocas portadoras de las mineralizaciones económicas diseminadas más conocidas e importantes: pórfidos (Au, Cu, Mo), alteraciones hidrotermales, greisen, skarn, etc. (Guilbert y Park, 1986; Sawkins, 1990; Sillitoe, 2000).

La dependencia del volumen del cuarzo con la temperatura a presión ambiente ha sido caracterizada por diferentes autores y, a pesar de algunas discrepancias cerca de la transición α a β , todos los datos son bastante consistentes. Las expresiones polinómicas derivadas del volumen en función de la temperatura [$V(T)$] para las dos formas de cuarzo se caracterizan por: i) el cuarzo α por una fuerte curvatura positiva, lo que conduce a un fuerte aumento de la expansión térmica hasta la temperatura de transición (848 K o 575°C); y ii) el cuarzo β en un volumen casi constante hasta 973 K. El uso de la expresión polinómica de $V(T)$ para el cuarzo α y un volumen constante para el cuarzo β da como resultado un salto de volumen artificial de alrededor del 2 % a la temperatura de transición. Por supuesto, debido a que la transición es de naturaleza de segundo orden, el cambio de volumen debería ser continuo y podría usarse una expresión más sofisticada para describir el cambio de volumen alrededor de la reacción. Sin embargo, no cambiaría significativamente los cálculos y asumimos a continuación que este cambio de volumen abrupto ocurre dentro de 0.1 K, que es el intervalo de temperatura en el que se han observado cambios extremadamente rápidos en la capacidad calorífica.

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 que ocurren a 575 °C, siendo el cuarzo α (trigonal, clase 322), estable a baja temperatura, y el cuarzo β (hexagonal, clase 622), a alta temperatura (Figura 1). Esta transición está asociada a cambios en sus propiedades ópticas, volumen, expansividad térmica, constantes elásticas y capacidad calorífica, entre otras (Rossello y Reynard, 1997). Cerca de la temperatura de transición α - β el cuarzo registra 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 térmica del volumen del cuarzo a presión ambiente ha sido caracterizada, y a pesar de algunas discrepancias, cerca de la transición α - β todos los datos son bastantes consistentes (Skinner, 1966).

Si bien, para los sólidos que cristalizan en el sistema cúbico, la propiedad de dilatación-contracción es isotrópica, en los restantes sistemas es anisótropa como en el cuarzo, dependiendo no sólo de su forma externa, sino también de la constitución interna de su retículo cristalino, generándose diversas figuras de expansión-contracción dependientes del comportamiento diferencial sobre los ejes cristalográficos (Figura 2). Así, la transición de cuarzo α a cuarzo β involucra el movimiento de un pequeño número de átomos en el cuarzo α para superar la barrera de energía que permite que sean ocupadas

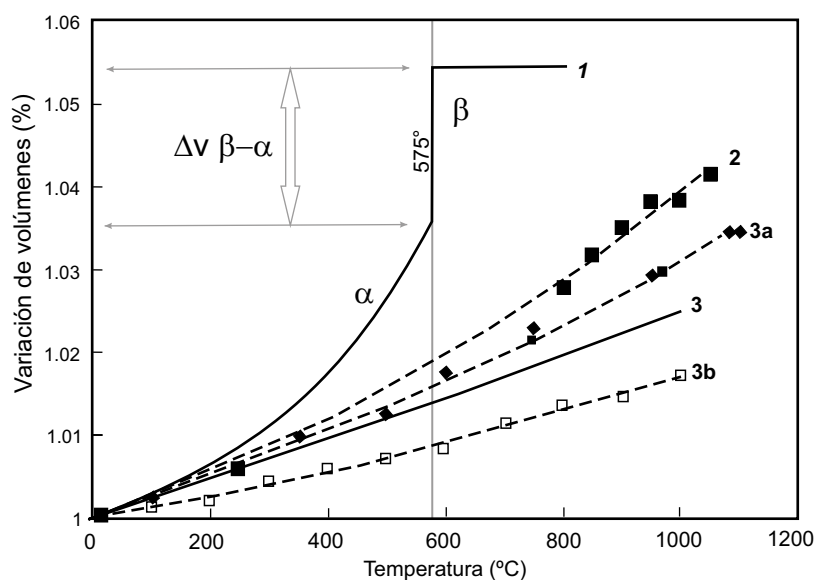


Figura 1. Relaciones empíricas de los comportamientos del volumen vs la temperatura. 1) curva del cuarzo que expresa fuertes variaciones al pasar del tipo β al α . 2) Curva regular de los feldespatos potásicos (promedio de ortosa, microclino y sanidina). 3) Curva promedio de plagioclasas albita (3a) y anortita (3b). Valores tomados de Skinner (1966) y Rossello y Reynard (1997).

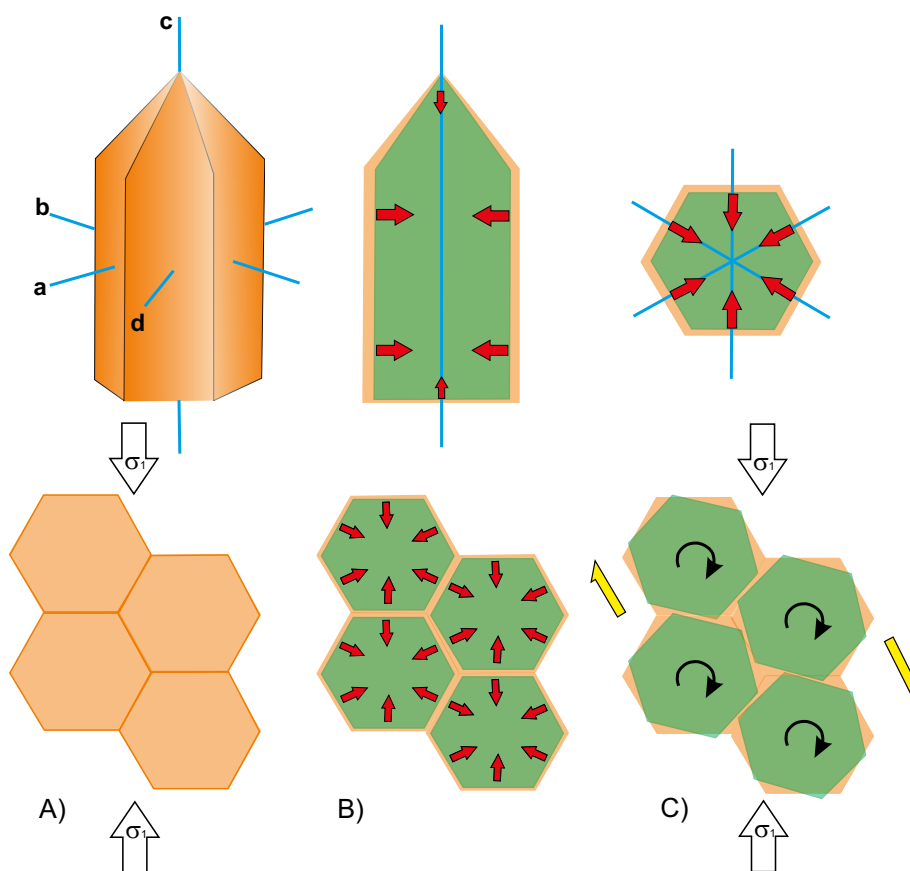


Figura 2. Esquemas de las contracciones térmicas diferenciales dependientes de los ejes cristalográficos del cuarzo α (trigonal, clase 322), estable a baja temperatura, y del cuarzo β (hexagonal, clase 622), a alta temperatura y de las consecuencias de pérdida de resistencia a la deformación de un conjunto de cristales de cuarzo ante la aplicación de un campo de esfuerzos. A) Vista tridimensional y en planta de los ejes a, b y d perpendiculares al eje c del cuarzo del estado inicial. B) Vista paralela al eje 'c' y en planta que muestra la contracción (flechas rojas) de la generación de dilatación intercrystalina producida por la mayor contracción sobre los ejes cristalográficos 'a', 'b' y 'c'. C) Vista en planta y perpendicular al eje 'c' del desarrollo de rotaciones en torno a los ejes c por la acción de un campo de esfuerzos cizallante (tomado de Rossello 2007).

posiciones que son características del enrejado cristalino del cuarzo β (Silverman, 1970).

Feldespatos

La situación de los feldespatos es menos clara por la ocurrencia de transiciones displacivas, es decir, sin difusión atómica, y orden-desorden (Kroll, 1983; Tribaudino *et al.*, 2010). Para el feldespato alcalino, se grafica el promedio de tres ejemplos de resultados de difracción de rayos X que expresan una notable diferencia con respecto al comportamiento del cuarzo, ya que las variaciones volumétricas de los feldespatos alcalinos (microclino, ortosa, sanidina), albita y anortita no exhiben cambios abruptos al transitar los 575 °C (Figura 1). Las discrepancias entre los tres estudios originales están probablemente relacionadas con diferentes grados de ordenamiento cristalino de las muestras. Sin embargo, las principales expansividades normales se agrupan alrededor de $2 \pm 0.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ en el rango de temperatura que es de interés en este estudio. Para la plagioclasa se usan los datos de expansividad térmica de la albita porque ha sido extensivamente estudiada (Figura 1). En estos datos se pueden considerar los valores obtenidos: i) a diferentes temperaturas sobre muestras equilibradas a temperaturas determinadas (e.g., 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 ii) a las mismas temperaturas de equilibrio de la muestra entre 800 °C y 1050 °C.

El primer tipo de datos exhibe expansividades térmicas que se agrupan alrededor de $2.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, y que puede ser considerado como intrínseco de la expansividad terminal de la estructura para un determinado grado de ordenamiento cristalino. 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) en aproximadamente 200 °C – 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 °C y 1050 °C para obtener un promedio 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 asunción puede ser considerada como típica para granitoides ricos en feldespatos potásicos y la segunda para granitoides ricos en plagioclasas.

De modo esquemático, una inclusión de un cristal que tiene una dilatación positiva mayor que su mineral encajonante durante una historia termocreciente generará fracturas radiales en el cristal que lo contiene, contrariamente, si el mineral incluido tiene una dilatación menor que su encajonante generará un fracturamiento concéntrico y subparalelo a sus contactos (Figura 3).

Mecanismos dilatantes asociados con el fallamiento

Desde el punto de vista estructural, se considera que las variaciones morfológicas y espaciales que presentan los planos de los fallamientos con respecto al campo de esfuerzos que los generan, determinan condiciones dilatantes diferenciales que pueden ser aprovechadas por los procesos mineralizantes para concentrarse o acumularse (precipitarse). En particular, estas situaciones son muy importantes en ambientes de niveles estructurales someros a superficiales donde la presión confinante producida por el soterramiento es pobre o despreciable para inhibir la presencia de espacios dilatantes (Frenzel y Woodcock, 2014).

Para comprender el desarrollo de las dilataciones relacionadas con los fallamientos, conviene recordar que éstos son estructuras

discontinuas caracterizadas por superficies, donde los vectores de los desplazamientos de los bloques que separa están contenidos en la misma. Desde un punto de vista estrictamente mecánico el esfuerzo principal máximo σ_1 y las superficies de ruptura van a mantener un ángulo menor a 45°, frecuentemente del orden de 35° (Ramsay y Huber, 1983; Price y Cosgrove, 1990; Davis y Reynolds, 1996). Esta relación espacial unívoca entre el campo de esfuerzos y las fracturas con respecto a los efectos que producen sobre la corteza se identifica como Ley de Anderson a partir de considerar la disposición del campo de esfuerzo y el fallamiento teniéndose en cuenta el sistema de referencia horizontal y sus consecuencias para diferenciar las fallas normales (producen extensión), inversas (producen acortamiento) y transcurrentes (producen traslaciones) (Anderson, 1951; Healy *et al.*, 2012). De esta manera, mediante la utilización del Círculo de Mohr (Ramsay y Huber, 1983) y dentro de condiciones ideales de comportamiento mecánico isótropo, el valor máximo del esfuerzo capaz de producir fractura σ_f está dado por el $\cos \theta \cdot \sin \theta_{\text{máximo}}$ o sea $\frac{1}{2} \sin 2\theta_{\text{máximo}}$ (García-Álvarez y López-Garello, 2005; Rossello, 2009).

De esta manera, independientemente que se trate de un fallamiento normal, inverso o transcurrente, el esfuerzo principal máximo σ_1 se dispone con un ángulo menor de 45° con respecto al plano de fallamiento sobre el cual actúa. Cuando las superficies de fallamiento presentan flexuras o pandeos, se producen situaciones particulares que pueden generar dilataciones positivas (+) cuando el ángulo entre σ_1 y las superficies disminuye (tienden a localizarse paralelamente), o dilataciones negativas (-) cuando ese ángulo aumenta (tienden a localizarse perpendicularmente). Estos cambios de disposición de las superficies de discontinuidad se desarrollan fácilmente cuando la energía de deformación se propaga por medios con resistencias mecánicas diferenciables (e.g. debidas a cambios de temperatura, velocidad de propagación, presencia de fluidos, etc.), al igual que un rayo de luz lo hace cuando cambia de medio, tal como lo describe la Ley de Snell (Born y Wolf, 1959). De esta manera, en función de las magnitudes del ángulo (γ) y del desplazamiento relativo entre los bloques (λ) que separan, se pueden reconocer ambientes dilatantes con importancias directamente proporcionales a sus incrementos.

METODOLOGÍA

Para la distribución de la mineralización diseminada se recurre a un modelo simple basado en los siguientes supuestos: i) el intrusivo no sufre la deformación mecánica susceptible de compensar la formación de vacíos durante su enfriamiento, ii) toda la variación del volumen de roca durante el enfriamiento está controlada por la expansividad térmica del feldespato, y iii) se desprecia el comportamiento de los minerales esenciales menores (siendo las micas las más abundantes), accidentales y accesorios por el escaso volumen que significan (Castro, 2001). Estas crudas suposiciones se justifican porque: i) se busca estimar la porosidad máxima que se puede asociar con las diferentes expansividades térmicas del cuarzo y el feldespato, y ii) los feldespatos constituyen en promedio más del 50 % de la roca, de ahí su marco mecánico conectivo.

Debido al pequeño intervalo de temperatura que media entre la cristalización del plutón (650–750 °C) y la transición del cuarzo α a cuarzo β (575 °C a presión ambiental), no pueden iniciarse diferencias significativas de volumen antes de la temperatura de transición.

Para los depósitos biextendidos (filones, vetas, venas, etc.) relacionados con fallas, se tiene en cuenta la curvatura dilatante en las superficies de fallas a partir de la magnitud del desplazamiento y el ángulo de curvatura para crear espacios.

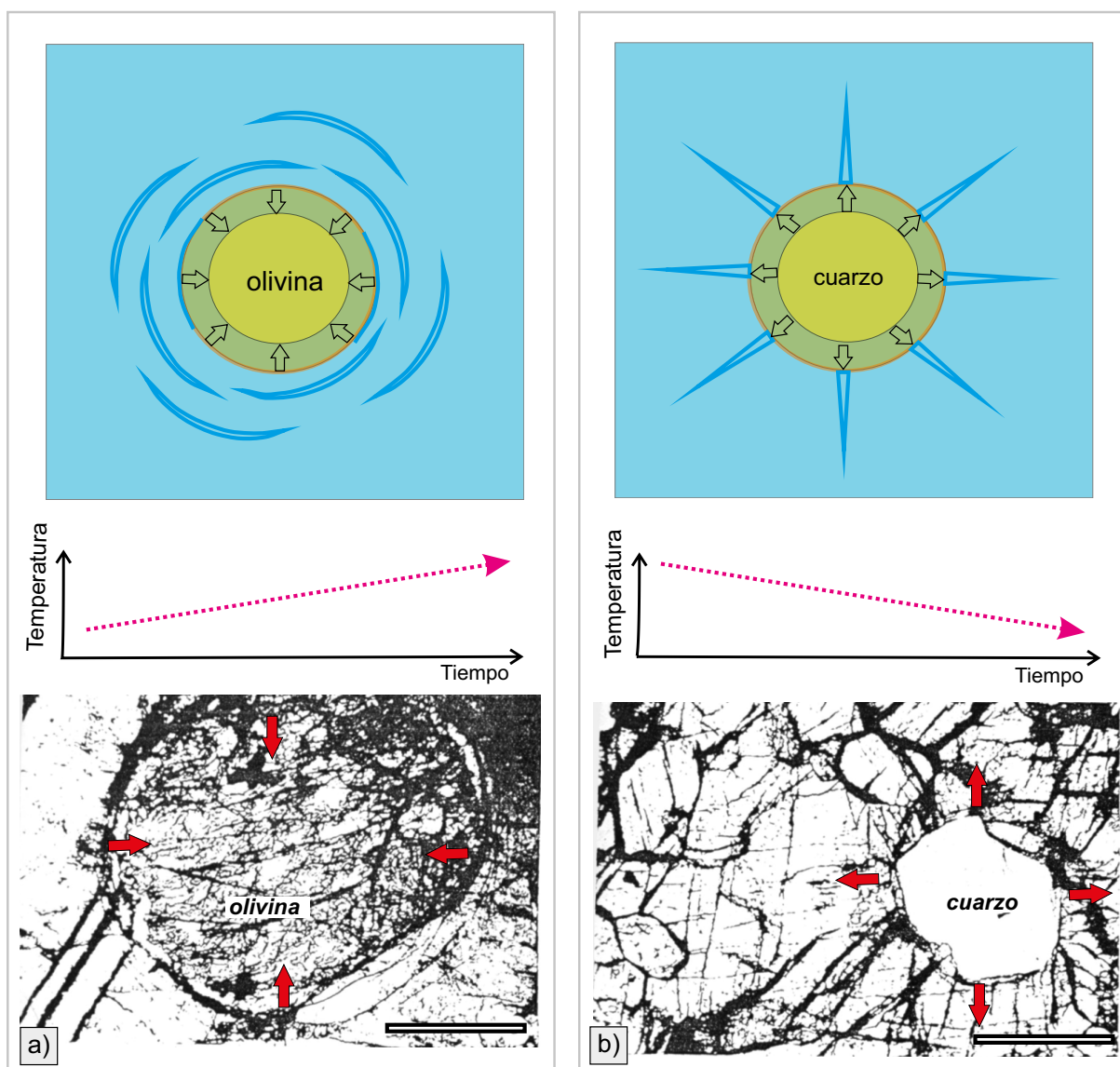


Figura 3. Esquemas idealizados de microfracturas debidos a cambios volumétricos con respecto a la variación de la temperatura y ejemplos de fotomicrografías de secciones delgadas de minerales con diferentes coeficientes de contracción-expansión térmica con respecto a su hospedante. a) Desarrollo de fracturas subparalelas a contactos de una inclusión de olivina relativamente menos dilatante dentro de feldespato más dilatante en un contexto termocreciente. b) Desarrollo de fracturas radiales de una inclusión de cuarzo más dilatante en clinopiroxeno en un contexto termocreciente (fotomicrografías tomadas de Van der Molen y Van Roermund, 1986). Las barras indican 100 micrones. Las flechas rojas indican la dirección de la contracción o expansión.

RESULTADOS

Espacios dilatantes diseminados por contracción térmica diferencial

Cuando se modela el comportamiento de los minerales sometidos a enfriamiento de una roca de composición granítica, es más conveniente considerar a los feldespatos como una fase simple a partir de su expansividad térmica promedio (Rossello y Reynard, 1997). Teniendo en cuenta lo anterior, se propone un modelo físico sencillo basado en los siguientes principios: 1) debido al “armazón” suficientemente competente de feldespatos tempranamente cristalizados, los granitoides no exhiben una deformación significativa facilitada por la formación de huecos durante su enfriamiento, 2) la variación de volumen del total de la roca durante su enfriamiento está controlado por la expansividad térmica de los feldespatos, y 3)

se desprecia la influencia de los minerales menores, accidentales y accesorios (siendo el más abundante las micas).

Para modelar el comportamiento de los feldespatos sometidos a enfriamiento en una roca intrusiva, se consideran dos casos límite: 1) una expansividad térmica mínima promedio de $2.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ (promediándose al feldespato potásico y plagioclasa sin equilibrar, curva 1), y 2) un máximo de expansividad térmica definida por la curva 2 a partir de plagioclasas equilibradas (Figura 1). El primer tipo de datos exhibe expansividades térmicas que se agrupan en torno de $2.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, y que puede ser considerado como intrínseco de la expansividad térmica 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 (Rossello, 2007; Tribaudino *et al.*, 2010). 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 °C 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.

Al respecto, si se formulan expresiones polinómicas 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.

La expresión polinómica 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.

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 térmica 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 térmica del feldespato), y 2) el volumen actual o intrínseco del cuarzo dado por su propia expansividad térmica a cada temperatura. Entonces, a esta temperatura (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} : volumen del granito, X_{quartz} : volumen del cuarzo, $V_{\beta\text{-quartz}}$: volumen del cuarzo β y $V_{\alpha\text{-quartz}}$: volumen del cuarzo α :

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 $X_{\text{initial}}(575)$ justo antes de la transición α - β se expresa por

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

Combinándose 2 y 3 se obtiene:

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

Reemplazándose 4 en 2, resulta:

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

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

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

La porosidad ρ inducida por la expansividad térmica diferencial está simplemente dada por:

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

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 dilatación producida por la acción de la carga litostática de las rocas encajonantes suprayacentes.

A pesar de este factor potencialmente neutralizante, se pueden tener en cuenta las consideraciones asumidas porque: 1) se estima el máximo de porosidad teórica que puede estar asociada con las diferentes expansividades térmicas del cuarzo y feldespatos, al menos de modo instantáneo, y 2) como los feldespatos pueden constituir en promedio más del 50 % de la roca con una fábrica cristal sostén que constituyen una armazón mecánica retardadora del efecto del soterramiento.

Si se analiza la evolución de la cristalización de un volumen magmático ideal de tipo ácido desde su origen como un *liquidus* de cuarzo y feldespato en sucesivos estadios hasta el estado cristalino final a menor temperaturas, se puede esquematizar la generación de dilatación en la interfase mineral. De este modo, debido a la mayor contracción volumétrica del cuarzo α (Q) con respecto a los restantes minerales formadores de la roca, simplificados como feldespatos (F) se produce una dilatación negativa que se concentra en sus contactos interminerales (Figura 4).

Durante los intervalos de temperatura de cristalización de un volumen magmático de composición ácida (650–750 °C) los diferentes minerales silicáticos (anfíboles, micas, feldespatos, accesorios) y el cuarzo determinan un cuerpo rocoso macizo. Luego, cuando la temperatura alcanza la de la transición del cuarzo α - β (575 °C a presión ambiente), se produce la generación de una porosidad por la mayor contracción de este mineral con respecto a los que ya lo hicieron antes. Por ello, no se considera la generación de cambios significativos de volumen antes de alcanzar la transición α - β del cuarzo y la porosidad es fijada como cero (Figura 5).

Las curvas $\rho(T)$ son similares a aquellas de expansividad térmica

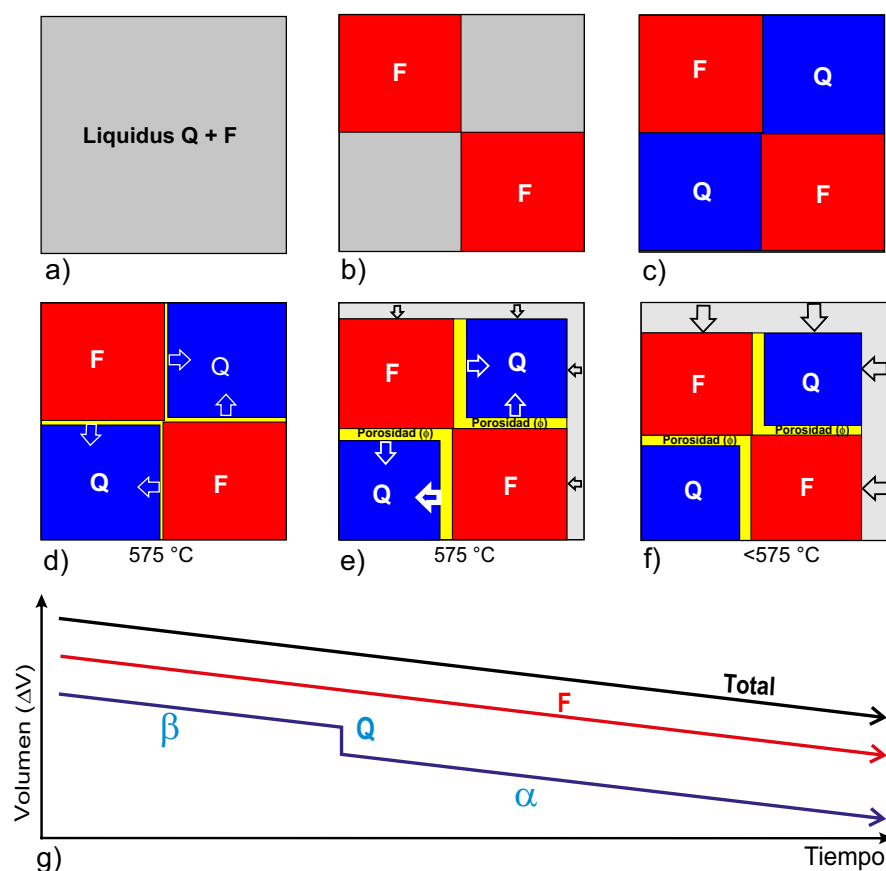


Figura 4. Esquemas idealizados de la generación progresiva de dilatancia (amarillo) por contracción por enfriamiento (flechas blancas) de un modelo bi-composicional constituido por cuarzo (Q) mucho más contraccional al pasar por la transición $\alpha - \beta$ con respecto a un feldespato (F). a) Estado inicial previo a la cristalización. b) Cristalización de los feldespatos. c) Cristalización del cuarzo β . d) Comienzo de la contracción por el cuarzo α . e) Incremento de la generación de dilatancia por la mayor contracción del cuarzo α . f) Estado final donde se produce una contracción generalizada del conjunto, aunque la diferencia del comportamiento de estos dos minerales preserva una porosidad localizada en los contactos interminerales. g) Esquema de la variación del volumen total, a partir del comportamiento del cuarzo (Q) en función del comportamiento del feldespato (F).

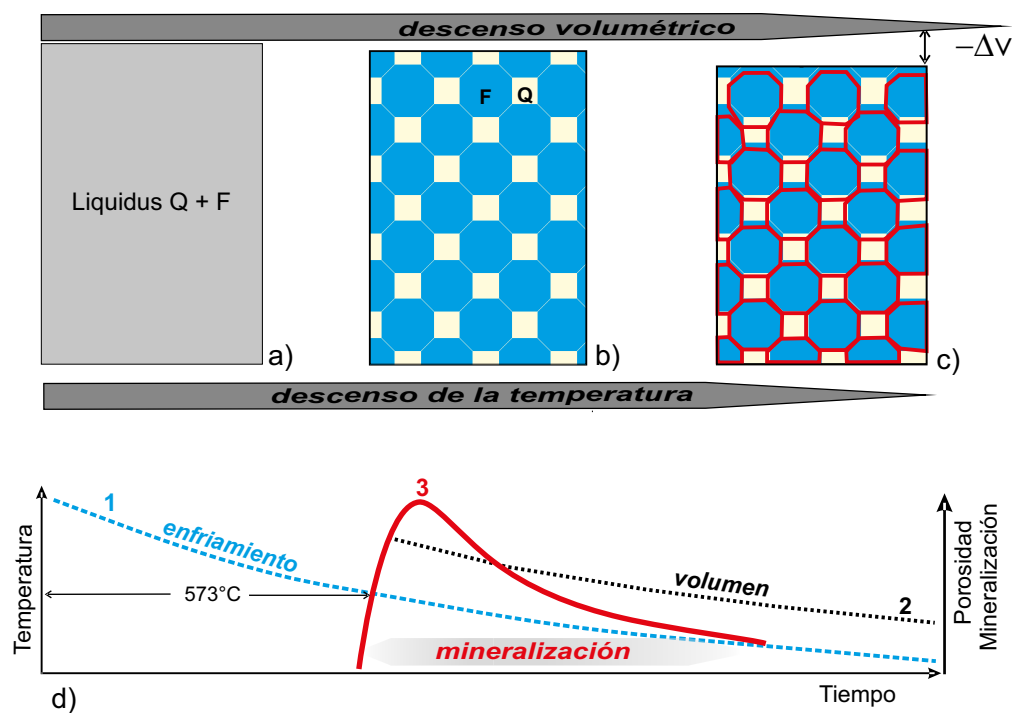


Figura 5. Esquema del desarrollo de dilatancia por contracción térmica diferencial (flechas blancas) de una roca granítica a partir de un modelo simplificado bi-cristalino y su asociación con el incremento de temperatura de los fluidos mineralizantes por pérdida de presión. a) Estado inicial previo a la cristalización. b) Estado de cristalización de los feldespatos y del cuarzo β . c) Estado tardío de la cristalización del cuarzo α con desarrollo de porosidad intercrystalina (líneas rojas). d) Esquema evolutivo de la porosidad y generación de fluidos mineralizantes en función de la variación temporal de la temperatura. Línea 1: curva de enfriamiento del conjunto. Línea 2: curva de disminución volumétrica. Línea 3: curva de intensidad de la mineralización por el aumento de la solubilidad de la sílice y la generación de espacios.

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.

Cálculos volumétricos estimativos

Los resultados obtenidos para fracciones de cuarzo variando desde 0.1 a 0.3 (el rango observado para composiciones de rocas desde dioritas – principalmente cuarzodioritas – a granitos, incluyendo rocas metamórficas como los gneises). Rossello y Reynard (1997) consideran dos casos límite comportamiento de los minerales sometidos a enfriamiento de un granito, a partir de considerar a los feldespatos como una fase simple a partir de su expansividad termal promedio: 1) una expansividad termal mínima promedio de $2.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ (promediándose al feldespato potásico y plagioclasa sin equilibrar, curvas con signos abiertos), y 2) un máximo de expansividad termal definida a partir de plagioclasas equilibradas (curvas con los signos cerrados). En ambos casos, 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) (Figura 6).

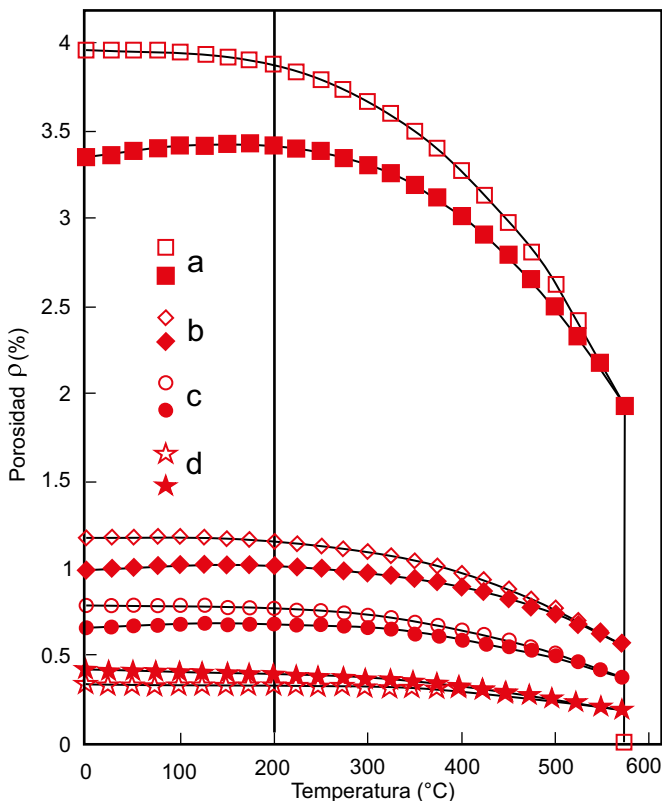


Figura 6. Gráfico de temperatura (°C) – porosidad (ρ %) relacionado con las contracciones térmicas, calculadas en función de la temperatura, para modelos de cuarzo (a), feldespatos potásicos (b), albíta (c) y anortita (d). Los signos abiertos (cuadrados, rombos, círculos y estrellas) se basan en una expansividad termal mínima promedio de $2.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ (promediándose al feldespato potásico y plagioclasa sin equilibrar). Los signos cerrados indican un máximo de expansividad termal definida a partir de plagioclasas equilibradas (tomado de Rossello y Reynard 1997).

Por otro lado, los volúmenes de las mineralizaciones de interés, constituidas esencialmente por sulfuros (pirita, calcopirita) en los depósitos de tipo pórfido oscilan en valores en torno al 1 a 2 %, equivalentes a los producidos por la dilatación-contracción diferencial. En algunos ejemplos de yacimientos conocidos se aprecia estos volúmenes determinados por texturas de vetillas, nidos, brechas y *stockwork* (Figura 7).

Consecuencias en la generación de fluidos mineralizantes

De acuerdo con Fournier (1999), el proceso de dilatación por expansión térmica diferencial contribuye a la disminución relativa de presión a partir de los 550 °C generándose una porosidad que incrementa una mayor solubilidad de la sílice que promueve la permeabilidad, la separación de fases, el brechamiento y la formación de estructuras en *stockwork* (Figura 8). El enfriamiento determina dos estadios mineralizantes por variaciones volumétricas: i) subsólidos de baja temperatura donde hay un cambio de volumen asociado a las fases Q–F y ii) el brechamiento y formación de microestructuras de enrejado o *stockwork* donde el cambio físico y de volumen está relacionado a un proceso de contracción en estado semi-sólido y sólido. Cuando las fases minerales comienzan a cristalizar se inicia un proceso caracterizado por las fases pneumatolíticas tardías, que son sucedidas por fases secundarias (epidota, clorita, sericita, sílice, etc.). De esta manera, los fluidos sintectónicos circulan y encuentran ambientes dilatantes para su depositación a través fracturas finamente diseminadas a través de todo el sistema ya rocoso. En numerosos ejemplos de yacimientos porfíricos se describe como una de las más características estructuras portadoras de la mineralización económica, a los brechamientos tipo *stockwork* con vetillas y vetilleos multiescalares entrecruzados (Figura 7). En estas circunstancias, el medio adquiere una mayor porosidad y gracias a la mayor solubilidad se incrementaría no sólo una mayor cantidad de fluidos ricos en sales disueltas, sino que además tendrán mayor facilidad de circulación. El transporte de fluidos y su emplazamiento dentro de un cuerpo rocoso se vería favorecido por la creación de innumerables vías de circulación que producen las micro fisuras generadas a partir de los contactos interminerales (Li *et al.*, 2017).

El proceso de pérdida de presión es el mecanismo disparador de un efecto de ebullición de las fracciones fluidas residuales con liberación de fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes o con capacidad para distribuir elementos hacia las cúpulas de las litologías por las cuales se desplaza (Figura 8). El comportamiento de la solubilidad de los minerales silíceos en estas condiciones, es decir, por debajo de 320 °C (White y Hedenquist, 1990; Hedenquist *et al.*, 1996; John *et al.*, 2010), puede contribuir con la generación de alteraciones hidrotermales y mineralizaciones, ya que estas ocurren a temperaturas equivalentes (Figura 9).

La solubilidad de sílice (Figura 9) puede dar lugar a: i) sílice amorfa a temperaturas superiores a 250 °C con solubilidades de sílice que exceden los 1000 mg/kg; ii) *sílica gel* coloidal en presencia de ebullición y pérdida de vapor, a temperaturas inferiores a 300 °C con solubilidades de sílice menores de 1000 mg/kg; y iii) generación de *sinter* silíceos a temperaturas menores de 100 °C con solubilidades de sílice menores que los 500 mg/kg (Hedenquist y Arribas, 2017). En este sentido, se puede considerar un efecto adicional de la solubilidad retrógrada de la sílice que contribuye, junto a la generación de dilataancias, a una mayor predisposición a mineralizarse del macizo rocoso.

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

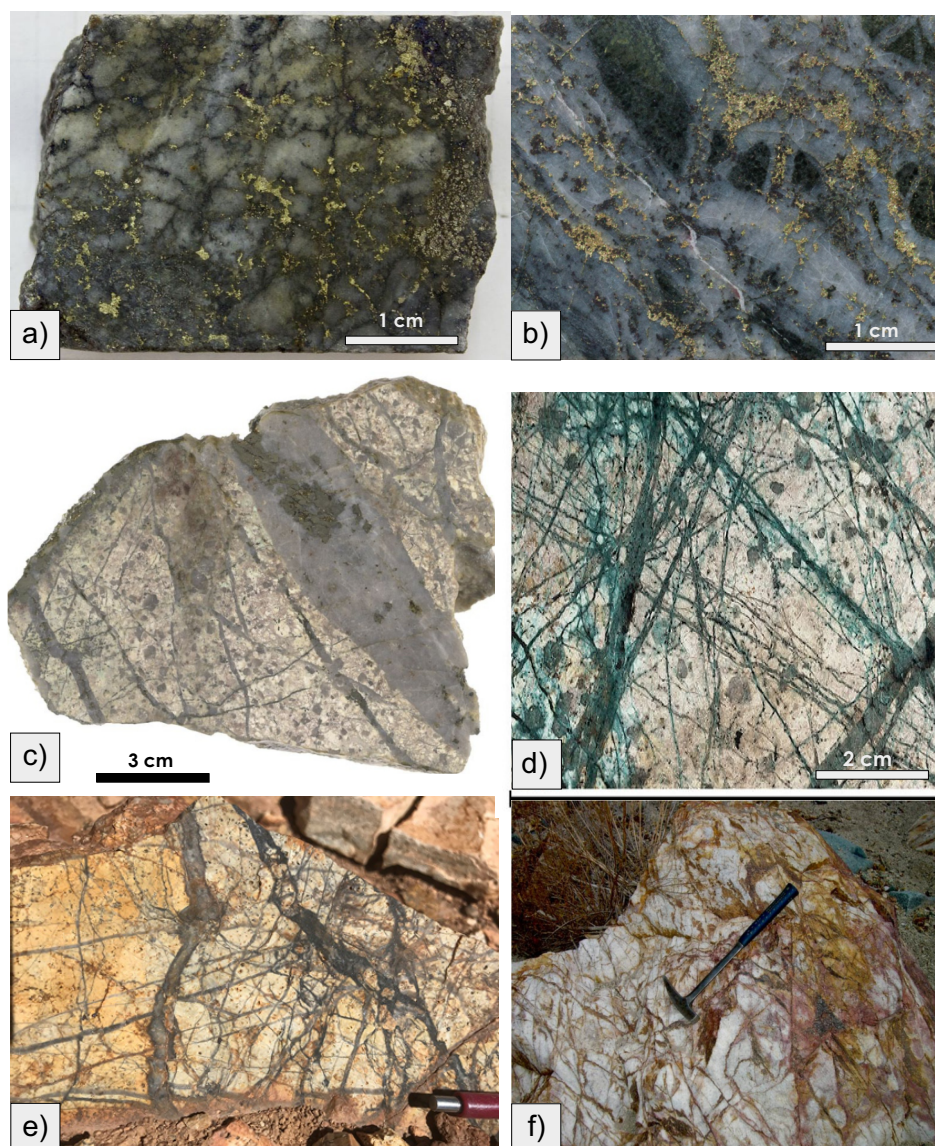


Figura 7. Fotografías con ejemplos de mineralizaciones de sulfuros diseminadas y en venillas en rocas magmáticas silíceas. a) Mineralización de oro diseminado en microfracturas de una brecha cuarzosa. b) Sulfuros diseminados en vetas cuarzosas bandeadas. c) *Stockwork* en pórfido dacítico con vetas silíceas con diferentes potencias y direcciones. d) *Stockwork* en pórfido riódacítico con venillas silíceas multiescales. e) *Stockwork* de venillas silíceas con sulfuros diseminados en pórfido riolítico con alteración argílica. f) *Stockwork* de venillas sulfurosas oxidadas en un cuerpo riolítico con alteración argílica (fotos tomadas de Rivera 2014).

de los fluidos mineralizantes a lo largo de venas, 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. Debido a la menor densidad de los fluidos hidrotermales constituidos por mezclas acuosas y gases tenderán a concentrarse sobre sus cúpulas desde donde cristalizan en los espacios disponibles generados por las variaciones volumétricas diferenciales de los minerales de la roca encajonante y las fracturas debidas a la deformación tectónica. Algunas de estas últimas pueden afectar niveles más someros y permitir el escape de fluidos que determinen la formación de depósitos hidrotermales progresivamente de menor temperatura en porciones más someras de los encajantes (Figura 10). Además, este proceso facilita una serie de efectos tectónicos que pueden controlar la evolución de la deformación de un macizo rocoso y el emplazamiento de mineralizaciones en sus cúpulas por

concentración residual y expulsión. En este sentido, concentraciones de fluidos residuales enriquecidos en elementos mineralizantes se pueden emplazar en la periferia de los cuerpos intrusivos produciendo asociaciones paragenéticas de minerales y alteraciones superpuestas. Así mismo, 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. De esta manera, tal como mencionan Guilbert y Park (1986), se apoya la idea de que algunos depósitos minerales diseminados y/o pegmatitas graníticas se relacionan (Figura 10). Este mecanismo concentrador de soluciones en las rocas encajonantes a partir de la expulsión desde grandes volúmenes, puede describirse como un efecto semejante al que aplica el picnómetro para la medición de pequeños cambios volumétricos de los líquidos. De este modo, mínimos incrementos

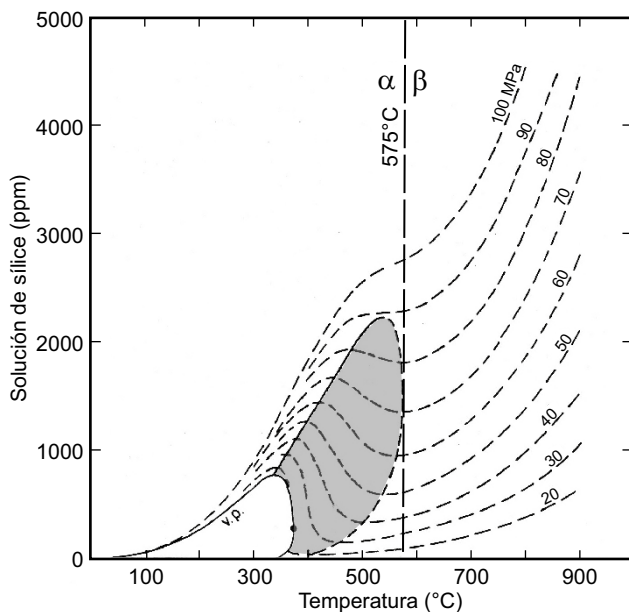


Figura 8. Solubilidades del cuarzo en agua (silíce en ppm) calculadas en función de la temperatura (°C) a varias presiones (funciones de Fournier y Potter, 1982). La zona grisada enfatiza la región de solubilidad retrógrada del cuarzo debidas a la transición cuarzo β - α (tomado de Skinner, 1966).

volumétricos de los fluidos concentrados en las cúpulas pueden representar grandes cambios, pueden representar grandes aportes en zonas dilatantes discretas de fallamientos de las zonas cuspidales y de la periferia de sus rocas encajonantes (Figura 10).

Espacios dilatantes en pandeos del fallamiento

El potencial generador de espacios dilatantes que tienen los pandeos o bandeamientos de los fallamientos pueden ser aprovechados por las mineralizaciones disponibles para emplazarse (Peters, 1993; Rossello, 2009; Frenzel y Woodcock, 2014). De acuerdo con la escala de observación, los fallamientos se caracterizan por presentar superficies de discontinuidades variablemente alabeadas y/o irregulares, tanto

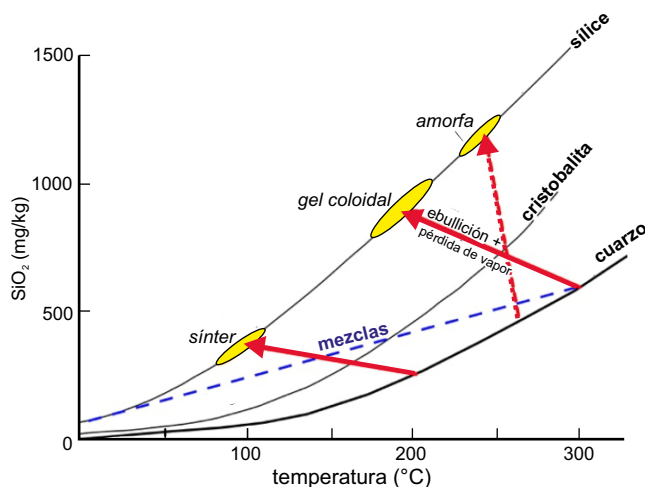


Figura 9. Relación entre la solubilidad (mg/kg) vs temperatura (°C) para el cuarzo (tomada de Hedenquist y Arribas, 2017). Las flechas indican la tendencia del cuarzo a evolucionar hacia diferentes tipos de silíce (sectores amarillos) en función de la temperatura.

en planta como en perfil, debido a que las características mecánicas del macizo rocoso afectado tienen un comportamiento anisotrópico (Figura 11). Por lo tanto, porciones de estas superficies flexuradas expresan indistintamente dilatacias diferenciales con respecto al ángulo γ que ofrecen al esfuerzo principal máximo σ_1 . Así, cuanto más tiende a ubicarse perpendicular el esfuerzo principal máximo con respecto al pandeo, se incrementa la componente ortogonal (co) responsable de la compresión y disminuye la componente paralela (cp) responsable de la transcurencia. Contrariamente, cuando el esfuerzo principal máximo tiende a ubicarse paralelo con respecto al plano del pandeo, la componente ortogonal (co) disminuye favoreciendo la componente paralela (cp). Este análisis puede extrapolarse también a los resaltos o escalonamientos (*steppings*) de los fallamientos porque tienen la virtud de generar ambientes dilatantes en las rocas encajonantes expresados tanto en planta como en la vertical (Figura 11).

Los volúmenes dilatantes generados a partir de estos mecanismos pueden ser significativamente importantes para facilitar la circulación de fluidos y ofrecer espacios para la deposición de las mineralizaciones que transportan. Al respecto, se pueden hacer cálculos sencillos bidimensionales teniendo en cuenta que mediante la $\tan \gamma$ y el valor del desplazamiento λ se obtiene la superficie del paralelogramo, definido por las magnitudes λ (desplazamiento transcuriente), γ (ángulo del resalto o pandeo) y H (separación máxima de los bloques limitantes dentro del paralelogramo) (Figura 12). De esta manera, se puede comprobar que aún pequeños valores del ángulo γ y discretos desplazamientos λ pueden generar considerables volúmenes dilatantes en ambientes estructurales someros, donde la presión confinante producida por el soterramiento no los anule o contrarreste. En función de las variaciones del ángulo de incidencia del esfuerzo σ_1 sobre las superficies de fallamiento, se definen sectores preferencialmente transpresivos cuando el ángulo tiende a ortogonalizarse o transtensivos cuando el ángulo tiende a paralelizarse (Figura 12).

Con la finalidad de poner en evidencia el potencial generador de dilatacia de este contexto estructural, resulta fácilmente posible estimar un volumen dilatante potencial a partir de la separación máxima (H) del paralelogramo que se podría generar teniendo en cuenta la magnitud del desplazamiento (λ) y el ángulo del pandeo (γ). De esta manera, en función de la $\tan \lambda$ se puede obtener la separación máxima dentro del paralelogramo generada (H), y como consecuencia, el área que se generaría por el paralelogramo en ese plano, que se vincularía con el volumen potencial dilatante capaz de receptor las mineralizaciones disponibles (Figura 12).

$$\tan \gamma = H/\lambda \quad (8)$$

Despejando H :

$$H = \tan \gamma \cdot \lambda \quad (9)$$

En un ejemplo práctico sencillo, para calcular la dilatacia en función del área generada considerándose una $\tan 2^\circ$ se obtiene un valor de 0.03492, multiplicado por un desplazamiento λ de 100 m, se consideraría un " H " de unos 3.49 m. Una separación muy significativa teniendo en cuenta que un ángulo de 2° resulta prácticamente inmedible en las actividades corrientes de campo, al igual que unos escasos 100 m de desplazamiento en un fallamiento. Obviamente, la presión confinante debida a la carga litostática producida por el soterramiento penalizará la generación de espacios a ciertas profundidades. Por ello, un fluido mineralizante singenético con la apertura de los espacios podrá aprovechar para emplazarse de modo incremental de acuerdo al simultáneo desarrollo creciente del espacio formando bandeamientos cristalinos en función de la ciclicidad del proceso (Figura 13).

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 desde su generación hasta su cristalización dentro de ambientes geológicos determinados. Estos procesos involucran numerosas variables de diferentes campos de la metalogenia (asistido por la geoquímica, petrología, termodinámica, etc.) y el tectónico (apoyado por la geología estructural, geofísica, mecánica, etc.) todavía no suficientemente interconectados. 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.

Tipos de ambientes dilatantes por diferencias de contracción-expansión mineral

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.

Como se describió más arriba, los minerales poseen parámetros determinados de contracción y/o dilatación térmica (Skinner, 1966) y existen marcadas diferencias entre los principales minerales formadores de rocas. Particularmente, es remarcable la diferencia que presenta el cuarzo con respecto a los feldespatos en el tramo comprendido entre el punto de inversión del cuarzo β a α y las temperaturas ambiente. El comportamiento relativo de las diferentes especies minerales puede generar dilatancias a partir de las historias térmicas como:

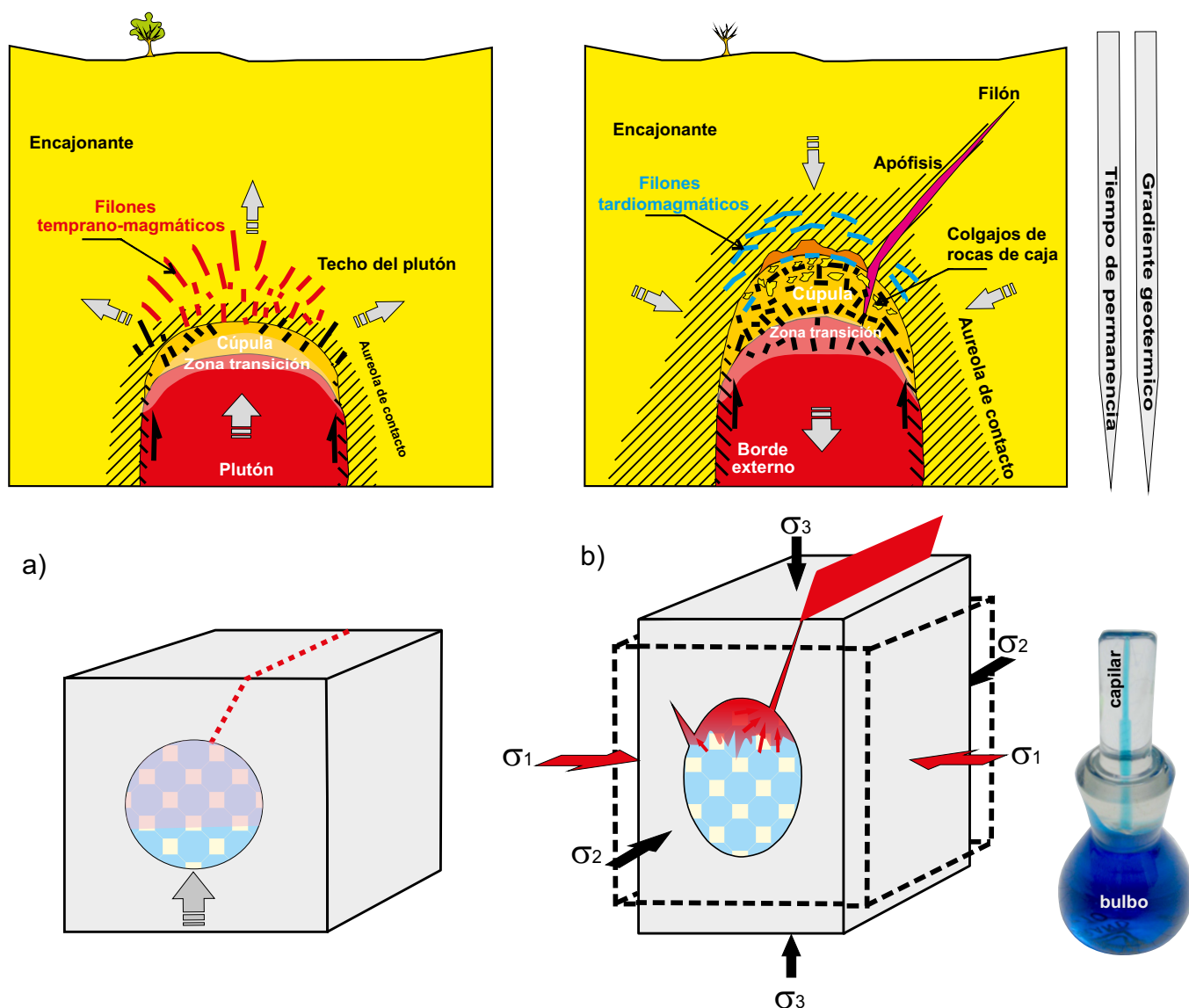


Figura 10. Esquemas 3D evolutivos de la concentración de fluidos tardío magmáticos ricos en volátiles dentro de las cúpulas de intrusivos. a) Estadío temprano de la intrusión de un cuerpo magmático que muestra una distribución de zonas de mineralizaciones desarrolladas entre el cuerpo intrusivo y su encajonante con aureolas de metamorfismo térmico hospedante de filones temprano-magmáticos dispuestos radialmente. b) Estadío tardío con incremento de las zonas y aureolas mineralizantes por concentración de fluidos con desarrollo de filones tardío-magmáticos por contracción dispuestos copiando los contactos del cuerpo magmático. Se representa un filón con mineralización hidrotermal debido al escape de fluidos cuspidales a través de un fallamiento en la roca encajonante a partir de fluidos mineralizantes debidos a fenómenos de contracción térmica donde pequeños cambios volumétricos del cuerpo magmático producen fuertes variaciones en sectores discretos de un fallamiento, al igual de lo que ocurre con el picnómetro.

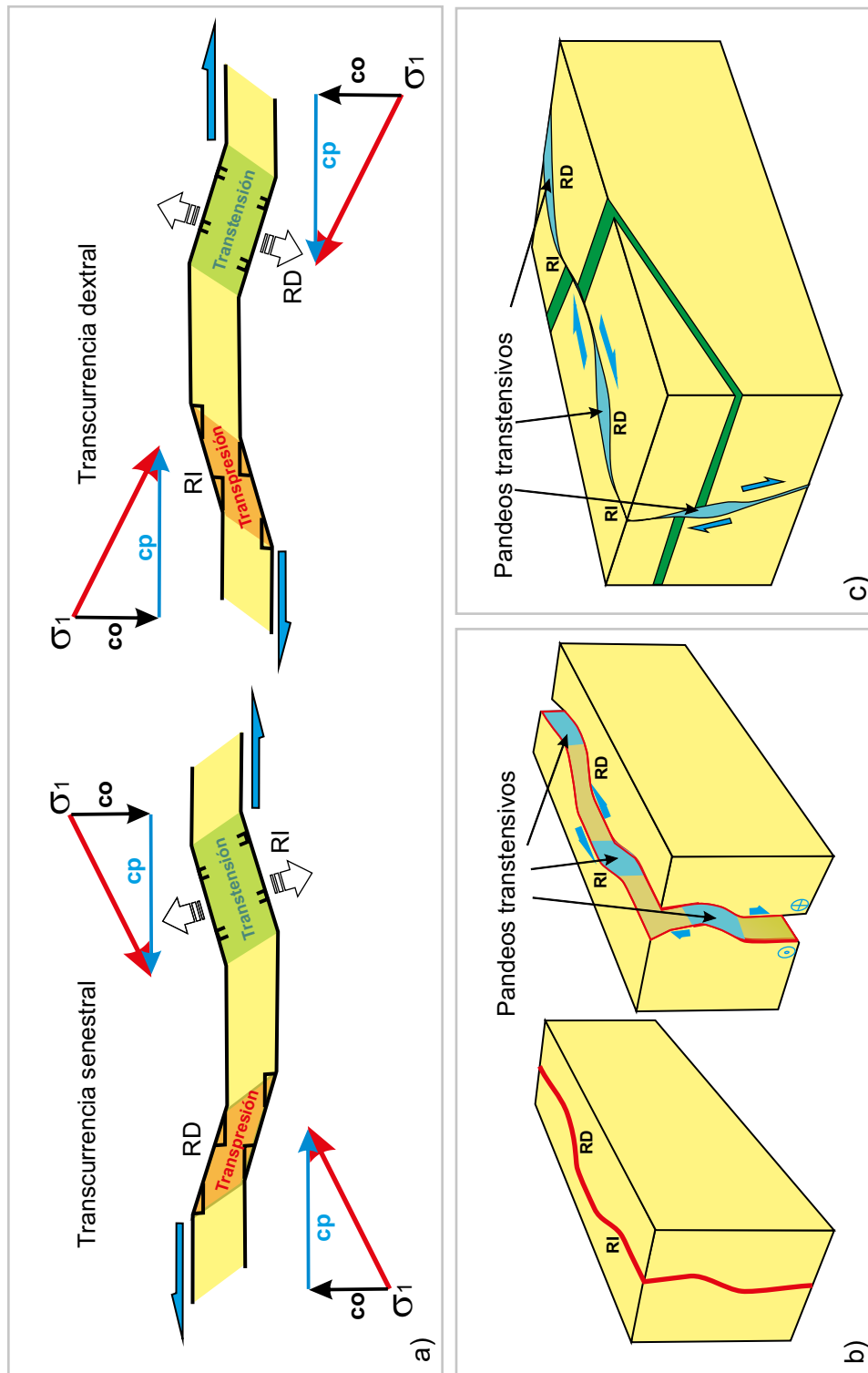


Figura 11. Esquemas de dilatación en función de los pandeos sintectónicos que exhiben los fallamientos durante su desarrollo. a) vista en planta de segmentos transitorios y transpresivos debidos a cinemática sinistral y dextral según resaltos izquierdos (RI) y derechos (RD). Componente ortogonal (co) y componente paralela (cp) del esfuerzo principal máximo. b) Modelo evolutivo de un bloque fallado con pandeos transitorios en planta y perfil con generación de sectores dilatantes (zona azul) en función del desplazamiento sinistral. c) Modelo 3D con la localización de flexuras dilatantes planta y perfil (zona azul) asociadas al desplazamiento dextral y normal de un fallamiento transpresivo.

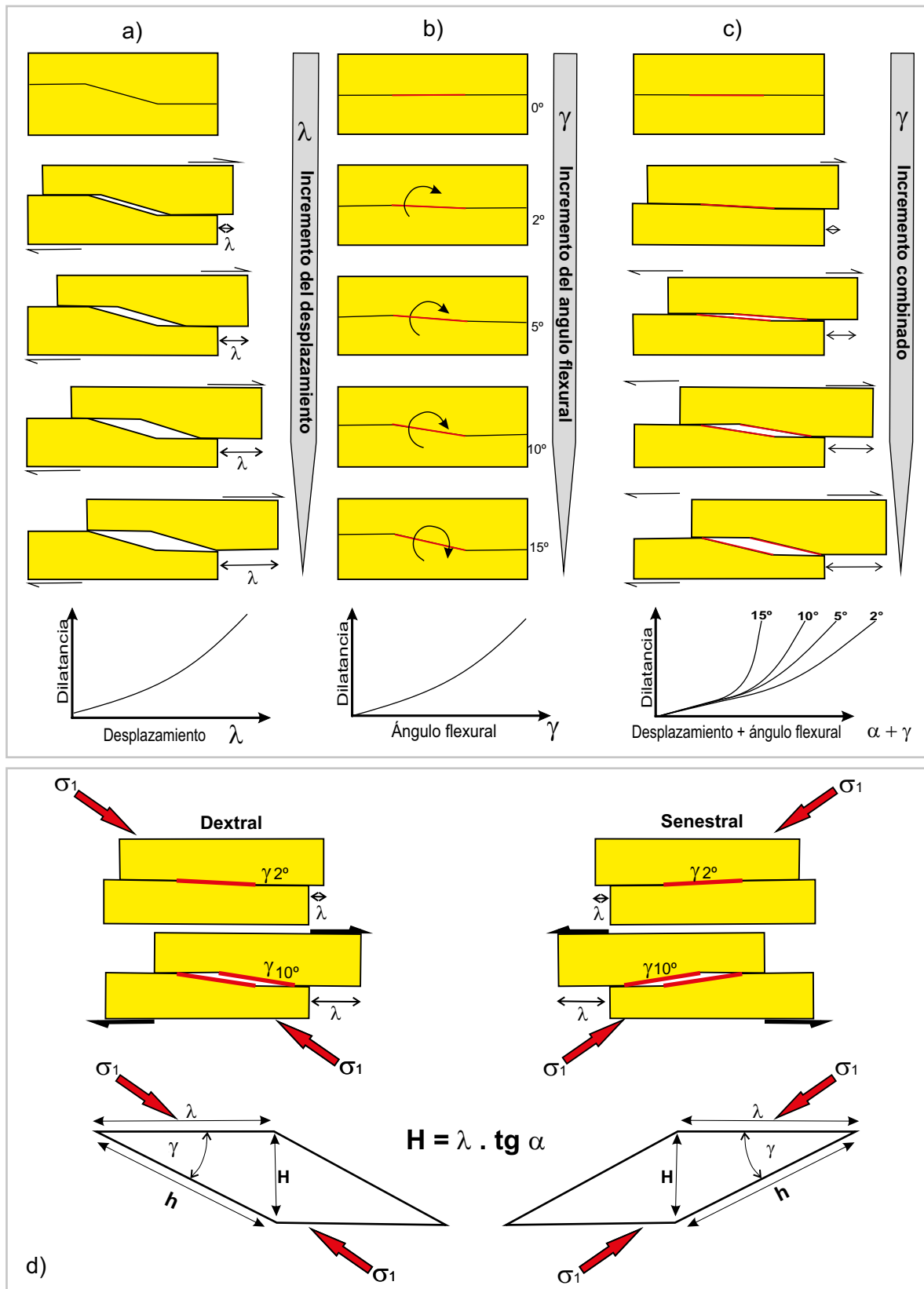


Figura 12. Esquema conceptual de la generación de dilatancia. a) A partir del desplazamiento (λ). b) A partir de un resalto o pandeo de un fallamiento por el incremento individual. c) Combinado de la magnitud del desplazamiento (λ) y del ángulo flexural (γ). d) Esquema del cálculo estimado del volumen dilatante a partir de la separación máxima de los bloques limitantes de un fallamiento. Ángulo de la flexura (γ), desplazamiento (λ), largo (h) y separación máxima del espacio que representa el volumen dilatante generado (H).

a) termodecreciente (por enfriamiento); o b) termocreciente (por calentamiento), sean estas heterominerales o monominerales.

Generación de dilatancias en rocas heterominerales

Historia termodecreciente (por 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 dilatación al enfriarse, debido a los diferentes valores de contracciones térmicas que presentan los 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. 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 minerales 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 fisuras concéntricas semejantes que copiarán sus contactos (véanse ejemplos en Rossello 2007).

Historia termocreciente (por 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 sobreimpuesto por intrusiones plutónicas. Se puede considerar, por ejemplo, a una arenisca impura (grauvaca o arcosa) en la que los distintos granos constituyentes (cuarzo, feldespatos, líticos, arcillas, etc.) responden con 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 dilatación. Este fenómeno podría reconocerse también en los casos de inclusiones de minerales

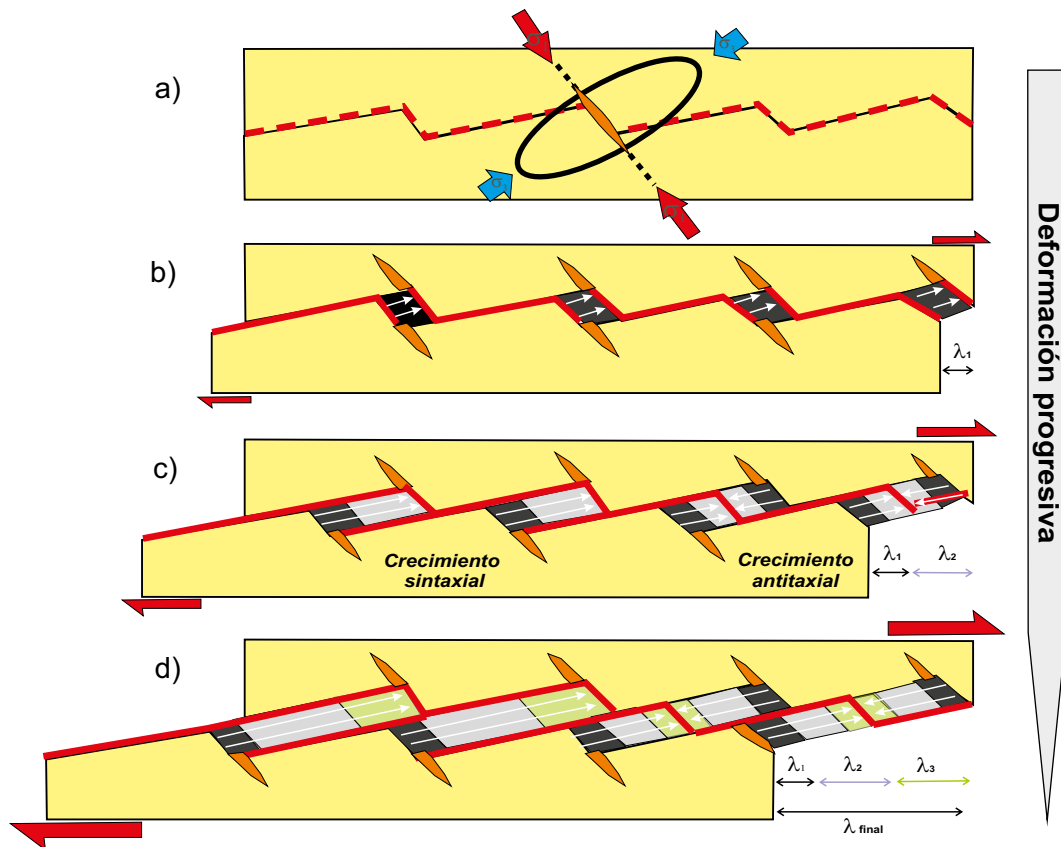


Figura 13. Esquemas del relleno evolutivo de un filón mineralizado con especímenes anisotrópicos (e.g. cuarzo, yeso, calcita) por cristalización progresiva. a) vista inicial de los resaltos de un fallamiento latente (líneas rojas discontinuas) y un campo de esfuerzos (flechas rojas) responsables de la generación de diaclasas (venas naranjas). b) vista de un desplazamiento temprano (λ_1) del plano de fallamiento (línea roja) donde se desarrolla una cristalización en los resaltos (sectores negros) con crecimientos preferenciales de los ejes c hacia los espacios generados. c) vista de un estadio progresivo del desplazamiento (λ_2) fallamiento (línea roja) con cristalizaciones progresivas (sectores grises) con ejes c (flechas blancas) orientados con diseño sintaxial (desde un solo borde) y antitaxial (desde ambos bordes). d) vista de un estadio final del relleno (sector verde) por el desplazamiento del fallamiento (λ_3). Por la sumatoria (λ_{final}) de los desplazamientos progresivos (λ_1 , λ_2 y λ_3) se completa la cristalización, pero manteniéndose la orientación de los ejes c (flechas blancas).

con mayor coeficiente dilatante que su encajonante (Figura 3). La contracción térmica diferencial determinará fracturas radiales a partir de los primeros, semejantes a las presentadas (véanse ejemplos en Rossello 2007).

Generación de dilataciones en rocas monominerales

En rocas monominerales que cristalizan en sistemas anisotrópicos (trigonal, hexagonal, rómbico, monoclinico, triclínico), 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 dilataciones en rocas monominerales se basa en los distintos coeficientes de contracción-expansión que existen según las diferentes direcciones cristalográficas consideradas dentro de minerales anisotrópicos. 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", por lo que se podrán generar diferentes formas cristalinas en función de la temperatura.

Si bien resulta difícil encontrar ejemplos reales, tal vez se pueden asociar fracciones o sectores de depósitos albitíticos o carbonáticos constituidos por un solo mineral (Sawkins, 1990). También, la característica asociación anfitriona de las gangas cuarzosas con prácticamente todas las mineralizaciones, puede poner de manifiesto su conspicua propiedad dilatante a partir de este razonamiento.

Pórfidos

Los sistemas de fracturas y venas, así como las brechas y *stockworks* (Figura 7), son una consecuencia inevitable del magmatismo porfídico (Sillitoe, 2000, 2010; Seedorff *et al.*, 2005). El ascenso de magmas hidratados intermedios y silícicos hacia la corteza superior desde fuentes más profundas es impulsado por la flotabilidad de estos magmas que tienen una densidad más baja en comparación con la corteza circundante (Burnham, 1979; Sawkins, 1990; Tosdal y Richards, 2001; Turcotte y Schubert, 2014). Cuando la densidad de la corteza disminuye en la corteza superior, las fuerzas de flotabilidad disminuyen, de modo que los magmas pueden acumularse para formar cámaras plutónicas o batolíticas. Aunque muchos magmas contienen volátiles menores asociados durante el ascenso, la evolución de grandes cantidades de fluidos hidratados se produce principalmente en la corteza superior a medida que los magmas se enfrían, cristalizan y solidifican, lo que provoca una disolución de vapor denominada como segunda ebullición (Burnham, 1979; Williams-Jones y Heinrich, 2005). En los sistemas tipo pórfido, el vapor hidratado se acumula en las cúpulas o partes apicales de las cámaras magmáticas someras de pórfido para producir una mezcla de magma más fluido de baja densidad y alta flotabilidad (Dilles, 1987). Una vez que se inicia una fractura, ya sea por inyección de magma o tectonismo, el vapor asciende y se expande, proporcionando energía mecánica que produce hidrofracturas y brechas características de los depósitos de tipo pórfido (Burnham y Ohmoto, 1980; Fournier, 1999; John *et al.*, 2010; Proffett 2003). Tal hidrofracturación ocurre siempre que P_{fluido} sea mayor que $P_{\text{hidrostática}}$ + resistencia tensional de la roca (Tosdal y Richards, 2001). El magma asciende hacia el caparazón fracturado, pierde volátiles y la presión se apaga para formar intrusiones típicas de pórfido que están estrechamente asociadas con minerales de depósitos tipo pórfido (Sillitoe, 2000; Seedorff *et al.*, 2005).

De acuerdo con Tosdal y Richards (2001), las intrusiones de pórfido pueden ser similares a un tapón y, en algunos casos, están asociadas con fracturas radiales de buzamiento pronunciado y fracturas concéntricas de buzamiento suave, lo que refleja condiciones de tensión dominadas por el magma donde las dos tensiones principales horizontales son casi iguales (Muntean y Einaudi, 2001). Existen

numerosos ejemplos de sistemas de fracturas concéntricas y radiales en los depósitos de molibdeno de pórfido tipo climax o riolita (Carten *et al.*, 1993), pero estas geometrías son relativamente poco comunes en los depósitos de pórfido de cobre. En cambio, las intrusiones de pórfido en forma de dique son más comunes, como el distrito de Yerington en Nevada, Suroeste de Estados Unidos (Dilles, 1987; Heidrick y Titley, 1982), donde reflejan la acción de un campo de esfuerzos con direcciones horizontales significativamente diferentes. Las vetillas laminadas y las fracturas tienen un espaciado de escala de centímetros a decímetros, que es característico de la alteración potásica de alta temperatura (Heidrick y Titley, 1982), pero puede extenderse al entorno encajonante con alteración argílica avanzada cercana a la superficie como ocurre en la mina Sunnyside de Arizona (Graybeal, 1996).

Las venas y vetillas con halos sericiticos (tipo D, Hedenquist *et al.*, 1996), tienden a ser más anchas, más continuas, más espaciadas y más variables en rumbo y buzamiento que las venas y vetillas laminadas anteriores y de mayor temperatura. En algunos casos no son solo radiales (Gustafson y Hunt, 1975; Muntean y Einaudi, 2001). En varios distritos mineros como los yacimientos porfíricos y epitermales andinos (Sillitoe, 2000, 2010; Hedenquist *et al.*, 1996; Proffett, 2003), tales venas ocupan conjuntos de fallas conjugadas con deslizamiento de rumbo menor (metros a decenas de metros) y desplazamiento normal que están centrados en el sistema hidrotermal de tipo pórfido (Figura 7), pero pueden extenderse por varios kilómetros lateralmente. Las venas del escenario principal en Butte, Montana, se extienden 10 km de este a oeste y siguen dos conjuntos de fallas que registran un acortamiento menor de este a oeste y una extensión de norte a sur (Proffett, 2009).

Pérdida de la resistencia mecánica de las rocas

Cuando una roca sufre cambios térmicos, los diferentes constituyentes minerales, con diferentes valores de dilatación térmica, 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. De este modo, la modificación volumétrica de los minerales constituyentes puede contribuir con el colapso de la resistencia de una roca constituida por cristales de cuarzo sometida a deformación durante un cambio térmico (Figura 2).

El análisis multidisciplinario del control estructural de un depósito mineral, incluyendo estos cambios volumétricos de origen termal, facilitaría la propuesta y/o identificación de procesos mixtos que expliquen la generación y distribución espacial de la dilatación y la formación, circulación y deposición de los fluidos mineralizantes. Así, se incorpora un nuevo elemento espacial dentro de la dinámica de la deformación de los depósitos minerales inducido por el gradiente de variación térmica que influye en la determinación económica del depósito (Ridley, 2013).

Por otro lado, la fenomenología del origen de las dilataciones en ambientes sedimentarios, en rocas cristalinas y en campos volcánicos, también puede ser de gran interés para la distribución de fluidos que, en zonas de alto gradiente térmico, pueden dar lugar a campos geotérmicos que impactan en la industria energética. En este sentido, toma gran relevancia el entendimiento regional de los procesos tectónicos, dada su capacidad para ser mecanismos conectores entre los ambientes profundos más calientes con los ambientes someros. Ejemplos de campos geotérmicos estructuralmente controlados ocupan resaltos discretos en zonas de falla o yacen en cinturones que se intersectan,

sobreponen o demarcan la terminación de fallas (Faulds *et al.*, 2006; Belgrano *et al.*, 2016; Barcelona *et al.*, 2019; Duwiquet *et al.*, 2019; Siler *et al.*, 2019; Sibson, 2020).

Significados cinemáticos del desarrollo cristalino

La disposición espacial de la cristalinidad de la mineralización aporta una información muy útil para determinar aspectos deformativos y cinemáticos del fracturamiento que los emplaza. Cuando a lo largo de un fallamiento se generan espacios capaces de receptar soluciones mineralizantes sintectónicas estas aprovecharán para depositarse de acuerdo con sus condiciones determinantes de las diferentes especies minerales. Si el relleno ocurre con minerales cristalográficamente anisotrópicos (e.g. cuarzo, yeso, calcita, etc.) se producirá con sus ejes cristalinicos de mayor crecimiento relativo (generalmente el eje c) dispuestos hacia el espacio abierto que le ofrece la menor resistencia (Fowler, 1995).

El relleno de los espacios generados a partir del desarrollo cristalino puede evolucionar, según Ramsay y Huber (1983), de acuerdo con los siguientes tipos en función del avance del eje con mayor velocidad (generalmente el eje c): i) desde uno de los bordes o salbandas de las venas con crecimiento sintaxial, o ii) simultáneamente desde ambos bordes para encontrarse en el centro del espacio con crecimiento antitaxial (Figura 13).

Los patrones espaciales de los escalonamientos de mineralizaciones pueden ocurrir a diferentes escalas, pero los más discretos desarrollados

sobre los planos de las fallas son útiles para determinar la cinemática microtectónica del fallamiento que los genera. El análisis de las relaciones espaciales entre la mineralización sintectónica con el fallamiento que los emplaza permite reconocer, tanto en planta como en perfil, i) la posición del campo de esfuerzos responsable y la dirección de los desplazamientos de los bloques que determinan y ii) la temporalidad de generación a partir de la determinación del momento de cristalización de los minerales que ocupan los espacios (Figura 14).

CONCLUSIONES

Se propone como hipótesis de trabajo que la contracción térmica diferencial, en los rangos de temperatura de equilibrio del cuarzo en su transición α - β , pueden constituirse en un fenómeno microtectónico importante para generar condiciones favorables para el emplazamiento de mineralización y alteraciones diseminadas. Así, puede contribuir de manera substancial en el origen, circulación, transporte y emplazamiento de fluidos mineralizantes diseminados de grandes volúmenes rocosos que sufran cambios de temperaturas en su historia geológica. Accesorariamente, estos mecanismos determinan una modificación de la resistencia mecánica favoreciendo su deformación.

Se proponen fenómenos capaces de generar dilatación por contracción-dilatación térmica diferencial con historias termocrecientes y termodecrecientes, tanto en rocas heterominerales

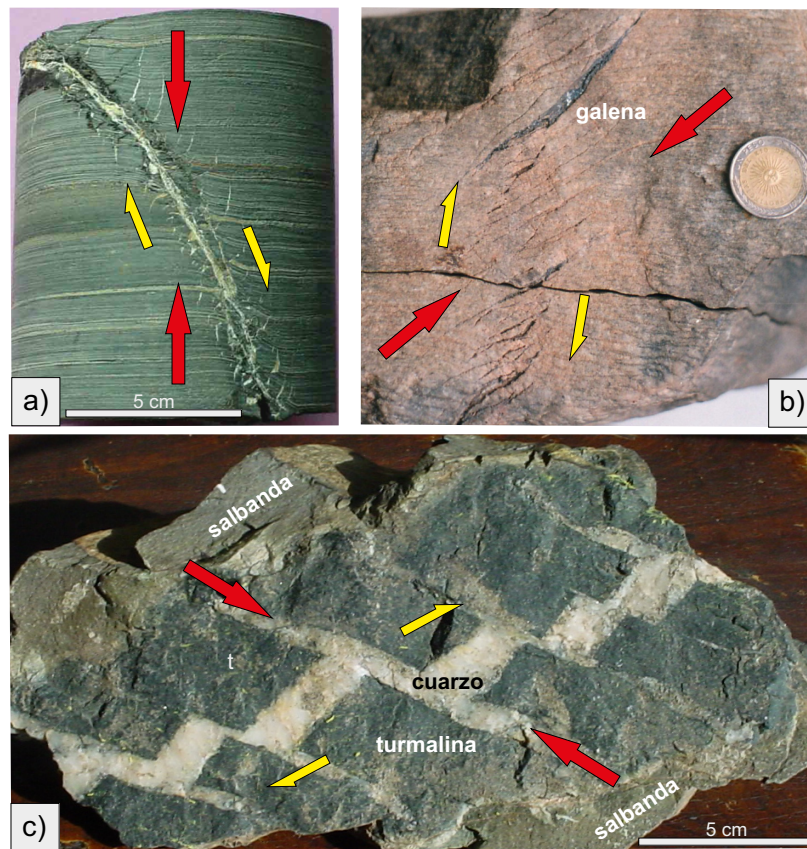


Figura 14. Fotografías de mineralizaciones en vetillas escalonadas con indicación de la orientación de su campo de esfuerzo principal máximo en el plano de la foto (flechas rojas) responsable y desarrollo de desplazamientos cizallantes (flechas amarillas). a) Vetillas carbonáticas relacionadas con un fallamiento normal de un núcleo de perforación de una secuencia pelítica con laminación paralela dispuesto verticalmente. b) Vetillas de galena con arreglo izquierdo a lo largo de un cizallamiento dextral dentro de un encajonante granítico foliado. c) Vetillas de cuarzo dispuestas escalonadamente a lo largo de un fallamiento dextral asociadas con venillas en diaclasas que separan bandas turmalínicas masivas.

como monominerales. Los valores de porosidad teóricos calculados para mezclas ideales de cuarzo con feldespatos arrojan valores de porosidad del orden del 1–2 % resultan coherentes con los volúmenes de las mineralizaciones epigenéticas diseminadas en *stockwork*, brechas, vetillas e inclusiones que se conocen de muchos depósitos de tipo cobre porfídico. La consecuente pérdida de presión de los fluidos debida a la generación de dilataancia redundará en un efecto de ebullición de las fracciones fluidas residuales con una liberación de sus fases gaseosas, generalmente ricas en elementos mineralizantes incompatibles.

Los pandeos-flexuras, resaltos y/o terminaciones de los fallamientos vinculados con la Ley de Anderson generan situaciones favorables de dilataancia, tanto en planta como en sección, para el emplazamiento de mineralizaciones de tipo vetiforme. Relaciones sencillas de discretos desplazamientos y ángulos de resaltos permiten estimar un gran potencial de dilataancia que facilita el emplazamiento de mineralizaciones sintectónicas. Las disposiciones espaciales subverticales que tienen las concurencias, tienen las mayores posibilidades de facilitar la conexión directa entre los sectores profundos vinculados con la generación de los fluidos magmatogénicos y ambientes más someros característicos de los depósitos porfídicos y, particularmente, de sus cortejos epitermales y geotermiales.

AGRADECIMIENTOS

Los contenidos teóricos del presente trabajo fueron inicialmente enriquecidos con la discusión fructífera de los Dres. Antoine Mocquet, Peter R. Cobbold y Bruno Reynard durante la estadía de EAR en el entonces Centro Armoricano de Estudios Estructurales del Basamento (CAESS, en Francés) de la Universidad de Rennes 1 (Francia). Se agradece el tratamiento editorial por la detallada corrección y atinados comentarios del Dr. Pedro Corona Chávez y otro anónimo, que han mejorado notablemente la claridad del trabajo.

REFERENCIAS

- Anderson, E.M., 1951, The dynamic of the faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgh, Oliver & Boyd, 206 pp.
- Barcelona, H., Yagupsky, D., Vigide, N., Senger, M., 2019, Structural model and slip-dilation tendency analysis at the Copahue geothermal system: Inferences on the reservoir geometry: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 375, 18–31, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.007>
- Belgrano, T.M., Herwegh, M., Berger, A., 2016, Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity: an example from Grimsel Pass, Switzerland: Swiss Journal of Geosciences, 109, 345–364. <https://doi.org/10.1007/s00015-016-0212-9>
- Born, M., Wolf, E., 1959, Principles of optics: New York, USA, Pergamon Press Inc. 852 pp.
- Bowers, T.S., 1991, The deposition of gold and the other metals: Pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures: Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 2417–2434. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90363-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90363-A)
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids, en Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, USA, John Wiley & Sons, 2nd ed., 71–136.
- Burnham, C.W., Ohmoto, H., 1980, Late-stage processes of felsic magmatism: Mining Geology, Special Issue 8, 1–11.
- Carr, D.D., 1994, Industrial minerals and rocks: Littleton CO., Society for Mining, Metallurgy and Exploration Inc., 6 Ed., 750 pp.
- Carten, R.B., White, W.H., Stein, H.J., 1993, High-grade granite-related molybdenum systems: Classification and origin, en Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke J.M. (eds.), Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, 521–554.
- Carter, L.C., Williamson, B.J., 2022, Textural indicators of mineralisation potential in porphyry magmatic systems – A framework from the archetypal Yerington district, Nevada: Ore Geology Reviews, 143, 104783.
- Castro, A., 2001, Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks: Mineralogy and Petrology, 71(1–2), 31–49, <https://doi.org/10.1007/s007100170044>
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., 1996, Structural geology of rocks and regions: New York, USA, John Wiley & Sons, 2nd edition, 492 pp.
- Dilles, J.H., 1987, Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: Evidence for the evolution of porphyry copper ore fluids: Economic Geology, 82(7), 1750–1789. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1750>
- Duwiguet, H., Arbaret, L., Guillou-Frottier, L., Heap, M.J., Bellanger, M., 2019, On the geothermal potential of crustal fault zones: a case study from the Pontgibaud area (French Massif Central, France): Geothermal Energy, 7, 33, <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0150-7>
- Faulds, J.E., Coobaugh, M.F., Vice, G.S., Edwards, M.L., 2006, Characterizing structural controls of geothermal fields in the northwestern Great Basin: a progress report: Transactions – Geothermal Resources Council, 30, 69–76.
- Fournier, R.O., 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: Economic Geology, 94(8), 1193–1211. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>
- Fournier, R.O., Potter II, R.W., 1982, An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars: Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(10), 1969–1973. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90135-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90135-1)
- Fowler, A.D., 1995, Mineral Crystallinity in Igneous Rocks. en Barton, C.C., La Pointe, P.R. (eds.), Fractals in the Earth Sciences: Boston, MA., Springer, https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1397-5_12
- Frenzel, M., Woodcock, N.H., 2014, Cockade breccia: Product of mineralization along dilational faults: Journal of Structural Geology, 68(Part A), 194–206, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.001>
- García-Álvarez, V.O., López-Garello, C.M., 2005, Modelización del efecto de la dilataancia en materiales cuasifrágiles. Influencia en modo mixto de fractura: Anales de Mecánica de la Fractura, 22, 541–546.
- Graybeal, F.T., 1996, Sunnyside – A vertically-preserved porphyry copper system, Patagonia Mountains: Arizona: SEG Discovery, 26, 1–14, <https://doi.org/10.5382/SEGnews.1996.26.fea>
- Guilbert, J.M., Park, C.P.Jr., 1986, The geology of ore deposits: New York, Freeman & Co, 985 pp.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, 70(5), 857–912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>
- Healy, D., Butler, R.W.H., Shipton, Z.K., Sibson, R.H. (eds.), 2012, Faulting, fracturing and igneous intrusion in the Earth's Crust: Geological Society of London, Special Publications, 367, 1–6. <https://doi.org/10.1144/SP367.0>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., 2017, Epithermal ore deposits: first-order features relevant to exploration and assessment: Mineral Resources to Discover en 14th SGA Biennial Meeting, Gold through time and space: Quebec, Canada, Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Volume 1, 47–50.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas Jr.A., White, N.C., 1996, Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration: Resource Geology, Special Publication, 1, 17 pp.
- Heidrick, T.L., Titley, S.R., 1982, Fracture and dike patterns in Laramide plutons and their structural and tectonic implications, en Titley, S.R. (ed.), Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern United States: Tucson, AZ, USA, University of Arizona Press, 73–92.
- Kroll, H., 1983, Thermal expansion of alkali feldspars, en Brown W.L. (ed), Feldspars and Felspathoids: Springer, Vol. 137, 163–205, https://doi.org/10.1007/978-94-015-6929-3_5
- John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H., Gray, Floyd, Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D., Vikre, P.G., 2010, Porphyry copper deposit model. Mineral deposit models for resource assessment: Reston, Virginia U.S. Geological Survey

- Scientific Investigations Report 2010–5070–B, 169 pp.
- Le Maitre, R.W., 2002, Igneous Rocks. A Classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Cambridge, New York, Melbourne, Cambridge University Press, 2nd ed. ISBN 0 521 66215 X - xvi + 236 pp.
- Li, J., Wang, M., Xia, K., Zhang, N., Huang, H., 2017, Time-dependent dilatancy for brittle rocks: Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 9(6), 1054-1070. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2017.08.002>
- Liu, R., Chen, G., Yang, J., 2020, Compositions of Cu-(Fe)-Sulfides in the 109 reduced granite-related Cu deposit, Xinjiang, Northwest China: Implications to the characteristics of Ore-Forming Fluids: Geofluids, 7391369, 11 pp., <https://doi.org/10.1155/2020/7391369>
- McMillan, W.J., Panteleyev, A., 1998, Porphyry copper deposits, *en* R.G. Roberts, P.A. Sheahan (eds.), Ore deposit models: Geoscience Canada, Reprint Series 3, 45-58.
- Muntean, J.L., Einaudi, M.T., 2001, Porphyry-Epithermal transition: Maricunga Belt, northern Chile: Economic Geology, 96(4), 743-772, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.743>
- Park, C.F.Jr., Mc Diarmid, R.A., 1975, Ore Deposits: San Francisco, CA, USA, Freeman and Company, 529 pp.
- Peters, S.G., 1993, Formation of ore shoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia: Ore Geology Reviews, 8(3-4), 277-301, [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90020-Y](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90020-Y)
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990, Analysis of geological structures: Cambridge, New York, USA, Cambridge University Press, 502 pp.
- Proffett, J.M. Jr. 2003, Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina: Economic Geology, 98(8), 1535-1574, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1535>
- Proffett, J.M. Jr. 2009, High Cu grades in porphyry Cu deposits and their relationship to emplacement depth of magmatic sources: Geology, 37(8), 675-678, <https://doi.org/10.1130/G30072A.1>
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983, The techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain analysis: London, U.K., Academic Press. 307 pp.
- Ridley, J., 2013, Ore Deposit Geology: Cambridge, New York, USA, Cambridge University Press, 409 pp.
- Rivera, F. 2014. ¿Cómo se genera un stockwork en un depósito tipo pórfido de cobre? disponible en <<http://geologia-economica.blogspot.com/2014/04/como-se-genera-un-stockwork-en-un.html>>, consultado en 12/09/22.
- Robb, L. 2005, Introduction to ore-forming processes: Malden, MA, USA, Blackwell Science. 384 pp.
- Robert, F., Boullier, A., Firdaus, K., 1995, Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting: Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 100(B7), 12861-12879, <https://doi.org/10.1029/95JB00190>
- Rossello, E.A., 2005, Influencia de la dilatación termal diferencial del cuarzo en la generación y control estructural de depósitos diseminados: una hipótesis de trabajo, *en* Méndez, V., Herrmann, C., Mutti, D.I. (eds.), VIII Congreso Argentino de Geología Económica, La Minería, Madre de industrias, es una actividad sostenible: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 249-257 pp.
- Rossello, E.A., 2007, Controles termotectónicos del emplazamiento de mineralizaciones: una hipótesis de trabajo: Geociências, 26(3), 191-201.
- Rossello, E.A., 2009, Localización de espacios dilatantes en el fallamiento: controles de la mineralización y pronósticos económicos (resumen), *en* IX Congreso Argentino de Geología Económica: San Fernando del Valle de Catamarca, Argentina, Asociación Geológica Argentina, 229-234.
- Rossello, E.A., Reynard, B., 1997, Primary porosity in granitic rocks due to differential thermal expansivity of quartz and feldspars at the α - β quartz transition (resumen), *en* II° International Symposium on Granites and Associated Mineralizations: Salvador, Brasil, Academia Brasileira de Ciências, 151 pp.
- Sawkins, F.J., 1990, Metal deposits in relation to plate tectonics: Mineral, Rocks and Mountains 17 (Minerals): Berlin, Alemania, Springer-Verlag, 461 pp.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett Jr. J.M.; Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features, *en* Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (eds.), One Hundredth Anniversary Volume: Society of Economic Geologists, 251-298, <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Sibson, R.H., 2020, Preparation zones for large crustal earthquakes consequent on fault-valve action: Earth, Planets and Space, 72, 31, <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01153-x>
- Siler, D.L., Faulds, J.F., Hinz, N., Dering, G.M., Edwards, J.H., Mayhew, B., 2019, Three-dimensional geologic mapping to assess geothermal potential: examples from Nevada and Oregon: Geothermal Energy, 7, 2, <https://doi.org/10.1186/s40517-018-0117-0>
- Sillitoe, R.H., 2000, Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery, *en* Hagemann, S.G., Brown, P.E. (eds.), Gold in 2000: SEG Reviews, 13, 315-345, <https://doi.org/10.5382/Rev.13.09>.
- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems: Economic Geology, 105(1), 3-41, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Silverman, S.M., 1970, On the thermal expansion and contraction of quartz: Journal of Geophysical Research, 75(2), 406-408, <https://doi.org/10.1029/jb075i002p00406>
- Skinner, B.J., 1966, Thermal expansion, *en* Clark, S.P., Jr. (ed.), Handbook of physical constants: Geological Society America, Memoir 97, 75-96, <https://doi.org/10.1130/MEM97-p75>
- Smirnov, V.I., 1976, Geology of mineral deposits, Moscú, Rusia, Mir Publishers, 520 pp.
- Streckeisen, A., 1974, Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: Geologische Rundschau, 63(2), 773-786, <https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth-Science Reviews, 12(1), 1-33, [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Tosdal, R.M., Richards, J.P., 2001, Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits *en* Richards, J.P., Tosdal, R.M. (eds.), Structural controls on ore genesis: Society of Economic Geologists, 14, 157-181, <https://doi.org/10.5382/Rev.14.06>
- Tribaudino, M., Angel, R.J., Cámara, F., Nestola, F., Pasqual, D., Margiolaki, I., 2010, Thermal expansion of plagioclase feldspars: Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(6), 899-908. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0513-3>
- Turcotte, D., Schubert, G., 2014, Geodynamics: Cambridge, New York, USA, Cambridge University Press, 636 pp.
- Van der Molen, I., Van Roermund, H.L.M., 1986, The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusions during uplift: Lithos, 19(3-4), 317-324. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(86\)90030-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(86)90030-7)
- White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal of Geochemical Exploration, 36(1-3), 445-474, [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90063-g](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90063-g)
- Wilkinson, J.J., Johnston, J.D., 1996, Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation: Geology, 24(5), 395-398, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0395:PFP SAG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0395:PFP SAG>2.3.CO;2)
- Williams-Jones, A.E., Heinrich, C.A., 2005, Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits: Economic Geology, 100(7), 1287-1312, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.7.1287>
- Woodcock, N.H., Mort, K., 2008, Classification of fault breccias and related fault rocks: Geological Magazine, 145(3), 435-440, <https://doi.org/10.1017/S0016756808004883>

Manuscrito recibido: octubre 17, 2022

Manuscrito corregido recibido: enero 8, 2023

Manuscrito aceptado: enero 9, 2023