

## **Revisión documental sobre la dinámica de los magmas**

Tomás A. Peña-Alonso

tpeña@geociencias.unam.mx

Centro de Geociencias, UNAM, 76230, Querétaro, Querétaro, México.

### **Resumen**

El objetivo de este trabajo es contribuir con la discusión de los viejos paradigmas asociados con los distintos procesos dinámicos que experimentan los magmas (desde su generación hasta su emplazamiento), en especial con el diapirismo y la propagación de fracturas, así como con la difusión de los nuevos, como por ejemplo las “zonas calientes”, los pulsos magmáticos y la construcción de los plutones. Para alcanzar este objetivo, en este trabajo se mencionan y discuten los avances teóricos más recientes relacionados con la dinámica magmática, haciendo hincapié, entre otras cosas, a los parámetros físicos que controlan el transporte de los magmas y a los modelos más aceptados que explican su generación, segregación, ascenso y emplazamiento.

Palabras clave: transporte magmático, dinámica magmática, pulsos magmáticos, construcción de los plutones.

### **Abstract**

The technological advances of the last two decades permitted the questioning and calibration of magma-associated old paradigms. They also have allowed the postulation of new paradigms associated with the distinct dynamic processes experienced by magmas, from their generation in the upper mantle and/or the crust base, to their emplacement and assembly into composite bodies. The objective of this work is to contribute to the discussion of the old paradigms, especially with the diapirism and fracture propagation, and to the dissemination of the new ones, for example the “hot zones”, magmatic pulses and the assembly of plutons. To achieve this objective, it will be mentioned and discussed the recent theoretical advances related to magma dynamics emphasizing, among other things, the physical parameters that control the transport of magmas, and the most accepted models explaining its generation, segregation, ascent, and emplacement.

Keywords: magma transport, magma dynamics, magmatic pulses, plutons assembly.

## 1. Introducción

En las últimas dos décadas se han realizado mejoras tecnológicas y analíticas en el estudio de los magmas que han permitido, entre otras cosas, superar la capacidad para trabajar con un número cada vez mayor de datos y variables en los análisis numéricos (p.ej., Spiegelman y Kelemen, 2003; de Saint Blanquat et al., 2011); desarrollar condiciones más realistas en los análisis experimentales (p.ej., Rosenberg y Handy, 2005); mejorar la precisión en la obtención de los datos geoquímicos y almacenar bases de datos cada vez mayores (p.ej., Hughes y Mahood, 2008); analizar composiciones isotópicas en escala de cristales individuales en los estudios isotópicos (p.ej., Kemp et al., 2007), etc. Tales progresos han contribuido a cambios sustanciales en el marco teórico sobre la dinámica magmática que, por ejemplo, explican de manera más satisfactoria las observaciones geológicas obtenidas en campo o los patrones analíticos de intrusivos asociados a algún ambiente tectónico. El marco teórico no solamente sostiene el inicio de muchos trabajos de investigación realizados en un sistema magmático, sino que puede influir enormemente en la interpretación de los datos obtenidos. Es por esto que el objetivo de este trabajo es contribuir a la divulgación en español de los avances teóricos que, de acuerdo con el autor, están influyendo considerablemente en el estado del arte del estudio de la dinámica de los magmas. Para alcanzar este objetivo, este trabajo inicia con la definición del magma y con una breve descripción de los parámetros de viscosidad y cristalización, ambos críticos en el transporte de los magmas. Posteriormente, se tratará con los procesos que describen la evolución normal de la dinámica de los magmas; esto es, la generación, segregación, ascenso y emplazamiento. Muchos de los estudios citados están enfocados a zonas de subducción.

## 2. ¿Qué es el magma?

El magma es una mezcla multifase de alta temperatura, compuesta por una fracción sólida y otra gaseosa que son acarreados por una fase líquida (Spera, 2000; Petford, 2003). La fase líquida también es referida como “fundido”, mientras que la fase sólida que llega a contener al fundido suele ser referida en la literatura como “matriz”. En condiciones anhidras y a presiones atmosféricas, los fundidos de peridotita y gabro suelen tener temperaturas alrededor de 1600° y 1200°C, respectivamente (Spera, 2000); mientras que los fundidos de tonalita y leucogranito usualmente presentan temperaturas entre 950° y 750°C, con un contenido “ideal” de H<sub>2</sub>O del 6% y 4%, respectivamente, a 8 kbar (Petford, 2003). De acuerdo con Sirbescu y Nabelek (2003), los magmas que contienen un alto contenido en elementos incompatibles (Li, B, P), H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, como aquellos provenientes de sistemas graníticos-pegmatíticos, pueden alcanzar temperaturas de ≤400°C. La fracción sólida del magma consiste principalmente de cristales de silicatos y óxidos. Pueden incluir xenolitos o xenocristales provenientes de la roca que llega a confinar al magma. También pueden contener cristales heredados o reciclados provenientes de otros magmas que no necesariamente comparten la misma historia de cristalización, recientemente denominados con el término de “antecristal” (usado por primera vez por Wes Hildreth en una conferencia en 2001). Por su parte, la fracción líquida de los magmas es generalmente un fundido rico en sílice. Los fundidos calco-alcalinos de composición ácida a intermedia son ricos en O-Si-Al-Na-K-H, en los cuales predomina la cristalización de cuarzo y feldespato con la presencia subordinada de micas y anfíboles. Mientras tanto, los fundidos de manto, de composición máfica, son ricos en O-Si-Al-Ca-Mg-Fe, en los cuales predomina la cristalización de piroxeno, olivino y plagioclasa (Spera, 2000; Rogers y Hawkesworth, 2000). La fracción de vapor está dominada por agua

en forma de H<sub>2</sub>O molecular o radical OH<sup>-</sup> y por CO<sub>2</sub> disuelto (Spera, 2000). Cuando el magma está sobresaturado en volátiles se llega a formar vapor discreto o un fluido supercrítico (en el que el estado líquido y gaseoso no se distinguen) rico en O-H-C-S-N-Cl-F. A temperaturas y presiones corticales, los fluidos supercríticos tienen la capacidad de disolver parcialmente a la fracción sólida (Spera, 2000). La presencia de fracción de vapor también baja dramáticamente la densidad de la fracción líquida y la viscosidad del magma.

### 3. Viscosidad

La proporción relativa entre sólidos, líquido y volátiles tiene una influencia crítica en las propiedades reológicas de los magmas. Esta proporción relativa varía durante la evolución normal de los magmas e influye enormemente en su dinámica, desde su generación hasta su completa cristalización. Una implicación generalmente vigente en la evolución de los magmas es que experimentan transporte, o sea que el sitio en donde son generados suele ser distinto al sitio en donde cristalizan. La habilidad del fundido de segregarse mecánicamente de la matriz de donde es generado y la capacidad de los magmas de ascender y emplazarse son procesos fuertemente dependientes de su viscosidad: a menor viscosidad, mayor será la capacidad de un magma de fluir y viceversa.

#### 3.1. Viscosidad del fundido

La viscosidad del fundido es fuertemente dependiente de la composición, en especial de la sílice. Un fundido tenderá a ser más viscoso a mayor contenido de tetraedros de SiO<sub>4</sub> (T) y a menor contenido de átomos de oxígeno que son compartidos por los tetraedros (non-bridging-oxygen; NBO) (Spera, 2000; Best, 2003). La tasa NBO/T suele usarse como un indicativo del grado de polimerización de las estructuras que conforman el fundido y, por lo tanto, de la viscosidad. A menores tasas de NBO/T mayor será la viscosidad y viceversa. Por esta razón

los magmas félsicos, más enriquecidos en sílice, tienden a ser más viscosos con respecto a los magmas máficos. Los cationes como el K, Na, Ca y Mg que sostienen las estructuras polimerizadas del fundido suelen ser referidos como “modificadores estructurales”, los cuales abarcan un mayor espacio en la estructura del fundido en comparación con los tetraedros de SiO<sub>4</sub>. Los radios iónicos de los modificadores estructurales que suelen contener los magmas félsicos (por ejemplo, K y Na) son, en general, mayores que aquellos que contienen los magmas máficos (por ejemplo, Ca, Mg y Fe). Esto significa que los cationes de los magmas félsicos suelen ocupar un mayor espacio en las estructuras del fundido en comparación con los máficos (Best, 2003). Por lo tanto, los modificadores estructurales influyen en la mayor compresibilidad de los magmas félsicos y en la menor dependencia de la viscosidad a la presión.

#### 3.1.1. Influencia del contenido de volátiles

La viscosidad del fundido también es menor a mayor temperatura, presión y contenido en volátiles (Spera, 2000). De estos tres parámetros, el contenido en volátiles es el más crítico (Baker, 1998; Nabelek et al., 2009); aunque a mayor temperatura, el efecto de los volátiles sobre la viscosidad sea menor (Zhang et al., 2003). La importancia del H<sub>2</sub>O sobre la viscosidad del fundido es expuesta por Zhang et al. (2003) quienes, a través estudios experimentales sobre fundidos riolíticos hidratados, reportan un contenido mínimo de H<sub>2</sub>O del orden de centenas de ppm que puede afectar significativamente la viscosidad del magma, en especial a bajas temperaturas. Aunque el contenido de H<sub>2</sub>O puede considerarse como uno de los parámetros físicos que más influye en la viscosidad de los fundidos. Clemens y Petford (1999) clarifican que la temperatura y el contenido de H<sub>2</sub>O son parámetros interdependientes, de tal manera que, por ejemplo, los líquidos félsicos formados por medio de reacciones de fusión parcial a

temperaturas relativamente bajas serán más húmedos que aquellos formados por medio de reacciones de temperaturas relativamente mayores. Bajo este contexto, la viscosidad de los líquidos tonalíticos y leucograníticos sería aproximadamente 1.2 órdenes de magnitud menor que la viscosidad de los magmas no diferenciados. Para magmas diferenciados, generalmente el contenido de H<sub>2</sub>O aumenta y la temperatura disminuye. Estos dos efectos se compensarían entre sí para mantener la viscosidad aproximadamente constante, de  $\sim 10^4$  Pa·s para presiones de 800 MPa (Petford et al., 2000) o a  $\sim 10^{4.5}$  Pa·s (Scaillet et al., 1998). Para darnos una idea del significado de estos valores de viscosidad, usando la Ley de Stokes, a un cristal de oligoclasa de 1mm<sup>3</sup> le tomará 53 días para hundirse un metro en un fundido riolítico con una viscosidad de 10<sup>4</sup> Pa·s. También como comparación, la roca encajonante suele tener viscosidades de 10<sup>15</sup> a 10<sup>20</sup> Pa·s (Vigneresse y Clemens, 2000). A partir de estos datos, Clemens y Petford (1999) mencionan que debe abandonarse la idea de que el estilo de emplazamiento de los magmas graníticos está predominantemente controlado por la composición del fundido. Los mismos autores también señalan que los magmas máficos pueden ser entre uno a tres órdenes de magnitud menos viscosos que los félsicos. Vale la pena señalar que una diferencia de tres órdenes de magnitud en términos de viscosidad es poco considerable, similar a la diferencia en viscosidad entre la glicerina y el etanol. Como el contenido de H<sub>2</sub>O es un factor crítico en la viscosidad de los fundidos, los valores que se reportan en la literatura para fundidos anhidros deben ser tomados con mucha cautela. Asimismo, aquellos valores de H<sub>2</sub>O para fundidos hidratados deben ser considerados como máximos. Esto último porque el contenido de volátiles de las rocas que se analizan experimentalmente, o de los fenocristales de los cuales se analizan sus inclusiones fluidas para estimar el contenido de H<sub>2</sub>O, debió ser mayor antes de su completa cristalización (Cervantes y Wallace, 2003).

### 3.1.2. Influencia de la tasa de deformación

Además del contenido de H<sub>2</sub>O y la composición, otro parámetro que afecta a la viscosidad del fundido es la tasa de deformación. Webb y Dingwell (1990a; 1990b) estudiaron el comportamiento viscoelástico de fundidos de varias composiciones a distintas tasas de deformación y reportan que su comportamiento, independientemente de su composición, cambia de newtoniano a bajas tasas de deformación ( $\lesssim 10^{-4}$  s<sup>-1</sup>) a no-newtoniano a altas tasas de deformación ( $\gtrsim 10^{-4}$  s<sup>-1</sup>), con un decremento de 0.25 a 2.5 órdenes de magnitud en la viscosidad. Vale la pena señalar que la magnitud de este decremento por tasa de deformación está más o menos dentro del rango que presenta la diferencia en viscosidad entre los magmas máficos y félsicos mencionada en la sección anterior.

## 4. Cristalización

Aun cuando la composición, temperatura, presión, tasa de deformación y el contenido de volátiles son los parámetros dominantes que influyen en la viscosidad del fundido, el parámetro que rige la viscosidad y la reología del magma, como mezcla multifase, es la carga de sólidos acarreada por la fase líquida (Pinkerton y Stevenson, 1992; Spera, 2000) acompañada del decremento del contenido de H<sub>2</sub>O (Annen et al., 2006). Obviamente, el fenómeno que domina la carga de sólidos en el líquido es la cristalización. Durante su cristalización, la viscosidad y las propiedades reológicas de los magmas varían enormemente por la modificación del porcentaje de fracción sólida acarreada por el magma; de tal manera que: se comporta como una fase simple cuando el líquido apenas comienza a producirse (generación); se comporta como dos fases separadas cuando el líquido es segregado de la matriz (segregación); se comporta como un líquido con sólidos suspendidos cuando el magma es concentrado y transportado hacia profundidades más someras (ascenso); o se

comporta como un cuerpo muy viscoso al final de su historia de cristalización (emplazamiento) (p.ej. Vigneresse et al., 1996).

#### 4.1. Cristalización por descompresión

En la literatura, la cristalización es usualmente considerada como una consecuencia del enfriamiento de los magmas, donde el magma experimentará una nucleación más intensa conforme el contraste de temperatura en el sistema magmático sea mayor (como por ejemplo en el contacto entre intrusivo y la roca que lo encajona). Sin embargo, de acuerdo con Blundy y Cashman (2005), los cristales en un magma hidratado también pueden formarse en respuesta a la desgasificación por descompresión magmática. La cristalización inducida por descompresión es promovida cuando el magma pasa el punto de saturación de H<sub>2</sub>O (Blundy y Cashman, 2001). Este tipo de cristalización está acompañada por el incremento en la temperatura del magma en el orden de decenas de °C debido a la liberación de calor latente promovida por su cristalización (Blundy et al., 2006). A través de análisis experimentales en roca natural o sintética saturada en H<sub>2</sub>O, Hammer y Rutherford (2002) y Martel y Schmidt (2003), respectivamente, reportan que, durante la cristalización inducida por descompresión, el proceso de crecimiento cristalino (menos cristales de mayor tamaño) es el dominante cuando el sistema experimenta una descompresión a altas presiones ( $\geq 50$  MPa), mientras que el proceso de nucleación (más cristales de menor tamaño) es el dominante cuando el sistema experimenta descompresión a bajas presiones ( $\leq 50$  MPa). Para darnos una mejor idea de estos valores de presión, Di Toro et al. (2005) estimaron que, a 10 km de profundidad, el esfuerzo de cizalla de las fallas transcurrentes que componen la zona de fallas Gole Larghe, en Italia, no superan los 45 MPa. La cristalización inducida por descompresión es ampliamente reportada en ambientes volcánicos, y es considerada por varios autores como un mecanismo importante

y vigente durante el ascenso magmático (Carmichael, 2002; Annen et al., 2006; Zellmer et al., 2005). En este sentido, cabe la posibilidad que la descompresión magmática quizá sea el mecanismo dominante en la cristalización de los diques félsicos en general, más que el enfriamiento inducido a través de la roca que los encajona.

#### 4.2. Escalas de tiempo de la cristalización

Para estimar la escala de tiempo de la cristalización, Hawkesworth et al. (2000) usaron un modelo de balance térmico para una cámara magmática hipotética y lo compararon con constreñimientos geológicos e isotópicos para estimar las tasas de cristalización y diferenciación. Según sus resultados, los magmas basálticos y riolíticos en una cámara magmática de 10 km<sup>3</sup> deberían alcanzar un 50% de cristalización después de ~2500 y <1500 años, respectivamente. Resultados similares fueron obtenidos por Zellmer et al. (2005), quienes a través del análisis de la difusión intracristalina de Sr calcularon tasas de cristalización en el orden de 10-1000 años para las andesitas del volcán Soufrière Hills, en las Antillas Menores.

### 5. Generación magmática en zonas de subducción

En los arcos magmáticos, la generación del magma inicia con la liberación de fluidos provenientes de la placa en subducción que promueven una significativa hidratación en la cuña de manto (Tarney y Jones, 1994); aunque también puede ocurrir por la descompresión del manto al ascender hacia la cuña de manto (Elkins-Tanton y Grove, 2001) o por la fusión parcial de la placa en subducción bajo condiciones específicas (Best, 2003). Por medio de la compilación de trabajos experimentales sobre reacciones de distintas fases minerales, Schmidt y Poli (1998) describen que la deshidratación de la losa en subducción ocurre a partir de 50 km de profundidad (hasta

>250 km según Kawakatsu y Watada, 2007) a través de reacciones de descomposición de las fases minerales hidratadas que la constituyen. Tales fluidos provenientes de la deshidratación de la placa en subducción metasomatizan el manto y/o facilitan su fusión parcial (Tarney y Jones, 1994) generando fundidos hidratados. Los fundidos hidratados tienen una flotabilidad alta y tienden a ascender hacia profundidades más someras con material de manto más caliente. En tales condiciones, los fundidos entran en desequilibrio y reaccionan con la fracción sólida del manto formando más fundido. Este proceso continúa hasta la parte más caliente de la cuña de manto (Grove, 2000). Grove et al. (2006) proponen que la máxima cantidad de fundido que ocurre en el núcleo caliente de la cuña de manto es de 10-15% y se localiza entre 40 y 63 km de profundidad. Sin embargo, Schmidt y Poli (1998) y Abers et al. (2006) a través de análisis experimentales y de una tomografía sísmica realizada por debajo de Alaska, sugieren la presencia de una región de acumulación de fundido localizado a >80 km de profundidad. Independientemente de la profundidad en donde se acumule la mayoría del líquido proveniente de la fusión parcial del manto, los fundidos hidratados en ascenso que superan la parte más caliente de la cuña de manto entran en contacto con su porción más somera y fría. Bajo estas nuevas condiciones, los fundidos comienzan a enfriarse y a cristalizar. Los magmas generados en el manto son de composición basáltica a andesítica rica en MgO (Grove, 2000). Por su parte, la generación de los magmas de composición intermedia y ácida en los arcos magmáticos se atribuye a tres procesos principales: a) la diferenciación de los magmas del manto (magmas primarios) al cristalizar en la parte superior del manto o dentro de la corteza (Grove et al., 2003); b) la fusión parcial de metabasalto en la base de la corteza (Rapp y Watson, 1995; Annen et al., 2006); y c) la incorporación de material cortical en los magmas primarios (Kemp et al., 2007).

## 5.1. Zonas calientes

Un modelo integral muy popular en la literatura para la generación de magmas de composición intermedia y silícica es el de las “zonas calientes” propuesto por Annen et al. (2006) y esquematizado en la Figura 1. Este modelo plantea: a) la formación de una zona caliente en la base de la corteza producida por la acumulación de magma basáltico, calor y volátiles provenientes del manto; y b) la generación de magmas de composición intermedia y ácida a partir de la cristalización incompleta de los magmas del manto, con una contribución compartida por la re-fusión de intrusiones basálticas anteriores y por la fusión parcial de rocas corticales más viejas. Este modelo es afín con el trabajo de Davidson et al. (2007) quienes, después de analizar una base de datos geoquímicos de varios volcanes provenientes de cinco distintos sistemas de subducción activos, sugieren que la producción de los magmas de composición intermedia y ácida ocurre en gran parte por la diferenciación y el fraccionamiento del anfíbol de los magmas primarios estacionados en la corteza media-inferior. Este modelo también está en sintonía con los estudios experimentales de Rapp y Watson (1995), quienes indican que los magmas de composición intermedia y ácida también pueden generarse en la base de la corteza por la fusión parcial de metabasalto (anfíbolita) a partir de 1000°C a 800 MPa, o sea a ~25-30 km de profundidad. Si se toma en cuenta que el fenómeno de *underplating* (acreción magmática) es gobernado por la tasa en la cual la corteza oceánica hidratada accede a la trinchera (Schmidt y Poli, 1998), esta perspectiva también está en sintonía con la correlación positiva entre la presencia de calderas y la tasa de convergencia ortogonal que Hughes y Mahood (2008) encontraron a partir del análisis estadístico de 91 calderas de arcos activos. Los análisis experimentales realizados por Sisson et al. (2005) también indican que durante la cristalización de basaltos hidratados a presiones correspondientes

a profundidades de la corteza media a superior, y con un amplio rango de H<sub>2</sub>O y contenido de K, se pueden generar una amplia diversidad de fundido residual de composición félsica. En el modelo de Annen et al. (2006), los procesos promotores de la variación composicional de los magmas ocurren en gran parte en la base de la corteza. Este panorama también es propuesto

por Kemp et al. (2007) por medio del análisis de isótopos de Hf y O en zircón, y por Coleman et al. (2004). De igual forma, este panorama también es formulado como consecuencia del paradigma de la construcción de los intrusivos (ver Miller, 2008) que será discutido más adelante.

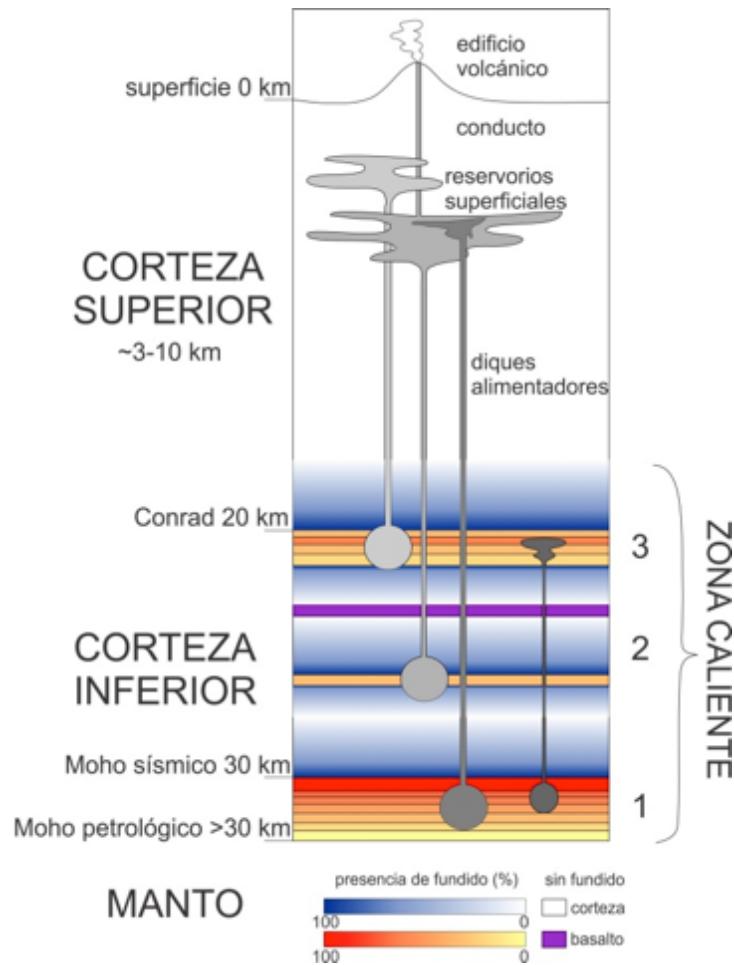


Figura 1. Representación conceptual de una zona caliente. Sills de magma basáltico derivados del manto son inyectados a distintas profundidades, incluyendo (1) el Moho, (2) la corteza inferior y (3) la Discontinuidad de Conrad, entre las corteza superior e inferior. Los sills inyectados en el Moho desplazan a los sills más antiguos hacia el manto, creando un contraste entre el Moho petrológico (la base del complejo de sills) y el Moho sísmico (la cima del complejo de sills). Los sills cristalizan desde la temperatura en la que son inyectados hasta la temperatura de la geoterma del medio, dando como resultado una amplia variedad de fracciones de fundido residual a cualquier tiempo dado, desde 100% (sill recién inyectado cerca del Moho) hasta 0% (sill antiguo en la corteza inferior). La fracción de fundido cortical varía a lo largo de la zona caliente de acuerdo con la edad y la proximidad de los sills basálticos. Los fundidos ascienden de la zona caliente a reservorios someros, dejando atrás cumulos refractarios o restitas. Los fundidos residuales y corticales de las distintas porciones de la zona caliente pueden mezclarse entre sí antes de ascender o dentro de los reservorios someros. La figura no está escalada; modificada de Annen et al. (2006).

## 5.2. Relación entre fundido y residuo cristalino

La propuesta de que los grandes cuerpos batolíticos félsicos son el producto diferenciado de nuevas adiciones máficas provenientes del manto (Petford et al., 1996; Davidson et al., 2007) requiere de una gran cantidad de residuo cristalino o cumulos en la base de la corteza. De acuerdo con Ducea (2002), la relación entre “masa del residuo cristalino” y “masa del fundido” debe ser de 1:1 a 3:1. Esto quiere decir que debería producirse en la corteza inferior un volumen de material de residuo cristalino igual o mayor al volumen de los batolitos félsicos en la corteza superior. Como consecuencia, la corteza tendería a experimentar tal aumento en su espesor que obligaría a la raíz restítica de los arcos magmáticos a separarse y hundirse en el manto por flotabilidad negativa y/o por delaminación. Aunque tal fenómeno es inferido a través de una tomografía sísmica reportada por Zandt et al. (2004) para el batolito de Sierra Nevada, EUA, cálculos de correspondencia (entre las masas tanto del manto que experimenta fusión parcial, como del fundido de manto generado, del residuo cristalino anclado en la corteza inferior y del material félsico que conforma a los batolitos) exigen la incorporación de fundidos corticales en la reserva magmática para los batolitos de arco. La contribución de fundidos corticales a la generación de magmas de composición intermedia y ácida se lleva a cabo principalmente por la deshidratación de las micas (Thompson, 1982). En un gradiente de temperatura ascendente, la muscovita es el primer mineral en fundirse a 700°C en condiciones de baja presión (300 MPa; ~10 km), seguido por la biotita a ~800°C (Patiño Douce y Beard, 1995). La contribución de los fundidos corticales en la formación de magmas de composición intermedia y ácida suele variar de un cuerpo magmático a otro, y de una región a otra. Específicamente en los arcos continentales de Norteamérica, Ducea y Barton (2007) proponen que la contribución promedio de fundidos corticales en la formación de los

arcos continentales en Norteamérica fue del ~50%.

## 6. Segregación

Después de la generación del fundido, el siguiente proceso en la evolución de los magmas es su separación mecánica de la roca en donde son generados, ya sea en el manto y/o en la base de la corteza (aunque también puede ocurrir en cualquier cuerpo intrusivo que experimente cristalización; Weinberg, 2006). La habilidad del fundido de segregarse mecánicamente de la matriz sólida que la contiene está fuertemente controlada por su viscosidad (Daines, 2000).

### 6.1. Fronteras reológicas durante la fusión parcial

Para que ocurra la segregación de un fundido hay que tomar en cuenta que debe haber una fuerza que lo expulse y producirse un espacio en donde el fundido pueda moverse. Sin embargo, para que el fundido pueda moverse es necesario que se forme una red interconectada de fundido y que la matriz sea permeable (Sawyer, 1994). Vigneresse et al. (1996) representan las condiciones necesarias para que la segregación se lleve a cabo a través de fronteras reológicas semi-cuantitativas, las cuales fueron definidas por medio de la aplicación de ecuaciones de viscosidad obtenidas experimentalmente. De acuerdo con estos autores, primero debe superarse la frontera de percolación líquida (LPT; liquid percolation threshold). Esto se consigue con una concentración mínima de 8% de fundido (o 7% de fundido según Rosenberg y Handy, 2005) para que se pueda formar una red interconectada de películas de fundido presente entre los contactos granulares. Al superar la LPT, la resistencia de la roca baja dramáticamente (Rosenberg y Handy, 2005) y el transporte del fundido se restringe a una escala local de centímetros a decímetros (Vigneresse et al., 1996). Conforme la generación de magma continúa, al alcanzar 20-25% de fundido, se supera la frontera de escape de



fundido (MET; melt escape threshold), a partir de donde se desarrolla la segregación y el transporte del magma a escalas más regionales. De acuerdo con Rabinowicz y Vigneresse (2004), es a partir de este punto que la segregación puede llevarse a cabo por medio de la canalización del fundido a través de venas o vetas paralelas entre sí. Vale la pena mencionar que el límite propuesto para superar la MET es consistente con el contenido máximo de leucosoma de ~20% comúnmente presente en migmatitas (Brown et al., 1999).

Según McKenzie (1984), la compactación gravimétrica puede ser suficiente para promover la segregación de los magmas primarios en el manto. Sin embargo, como la compactación es insuficiente para que los magmas félsicos sean segregados debido a su mayor viscosidad (Petford et al., 2000), varios estudios sugieren que la compactación debe ser complementada por la deformación del manto superior (Kelemen y Dick, 1995; Kohlstedt y Holtzman, 2009) y de la base de la corteza, la cual promovería la canalización de los fundidos hacia niveles corticales más someros (Vigneresse et al., 1996; Vigneresse y Clemens, 2000; Holtzman et al., 2003; Rabinowicz y Vigneresse, 2004). Esto implica que la sección de manto o de corteza en donde se lleve a cabo la segregación magmática debe estar sometida a un campo de esfuerzos para que el proceso sea efectivo (Vigneresse, 2007). Ello explicaría la asociación común entre el magmatismo y las zonas de cizalla (McCouri, 1987; Karlstrom et al., 1993; Ingram y Hutton, 1994; Tommasi et al., 1994; Nzentia et al., 2006; Searle, 2006; Peña-Alonso et al., 2012; Oberc-Dziedzic et al., 2013).

Vigneresse y Burg (2003) modelaron el comportamiento de una roca parcialmente fundida con el porcentaje de líquido necesario para experimentar segregación magmática, sujeta a distintas tasas de deformación. Al integrar argumentos teóricos con observaciones estructurales, estos autores señalan que a altas

tasas de deformación, el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz disminuye ~1-3 órdenes de magnitud, lo que permite que estas dos fases se deformen como una sola unidad cuasi-sólida. Sin embargo, a bajas tasas de deformación, el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz aumenta ~6 órdenes de magnitud, por lo que el fundido tenderá a deformarse y relajarse mucho más rápido que la matriz, promoviendo inestabilidades internas. Una implicación de este estudio es que para que se lleve a cabo la segregación magmática de manera eficiente, el campo de esfuerzos vigente deberá imprimir bajas tasas de deformación o experimentar una variación temporal. Otra implicación importante es que como las inestabilidades internas que promueven la segregación magmática aparentemente son intermitentes, la segregación magmática debería ser discontinua (Vigneresse y Burg, 2000; Vigneresse et al., 2008).

## 7. Ascenso

### 7.1. Influencia de la densidad, contenido de volátiles y cristalización en el ascenso magmático.

Los parámetros físicos que dominan el ascenso de los fundidos son su viscosidad y su densidad. La densidad de los fundidos es controlado por el peso molecular de los elementos que contienen y por su proporción relativa, por lo que es fuertemente dependiente de la composición. La densidad oscila de 2.5 a 2.9 gr/cm<sup>3</sup> a temperaturas magmáticas (~1100°C) y a presiones relativamente bajas (Spera, 2000). La adición de FeO, MgO, TiO<sub>2</sub> y CaO al fundido incrementa su densidad mientras que la adición de álcalis y volátiles (que son relativamente compresibles) produce el efecto contrario. Por lo tanto, la adición de volátiles contribuye a la dependencia de la densidad de los magmas con la presión (Spera, 2000). El efecto del H<sub>2</sub>O en la densidad del magma es tal que la adición de 1% disuelto en un fundido basáltico es equivalente a un incremento de ~400°C en el fundido o

al decremento de ~5 kbar de presión (Ochs y Lange, 1999). La densidad de los magmas también depende de la cristalización. Por ejemplo, Stolper y Walker (1980) reportan que la densidad del fundido en los magmas basálticos: (a) primero decrece si cristaliza primero el olivino; (b) después vuelve a incrementarse si posteriormente la plagioclasa y el piroxeno se unen a la secuencia de cristalización debido a que, durante esta etapa, el fundido experimenta un enriquecimiento en FeO y el fraccionamiento de componentes ligeros incorporados en la plagioclasa; y (c) finalmente volvería a disminuir cuando comienzan a cristalizar los óxidos de Fe-Ti, promoviendo la remoción de FeO en el fundido residual.

## 7.2. Mecanismos promotores del ascenso magmático

Aunque los procesos de segregación operan en su mayoría en la corteza inferior (20-40 km de profundidad), muchos plutones son emplazados en la corteza superior (0-10 km de profundidad), por lo que los magmas comúnmente ascienden 10-40 km en la corteza hasta alcanzar sus niveles de emplazamiento (Clemens, 1998). En la literatura, dos son los principales modelos propuestos para el ascenso de los magmas: el diapirismo y la propagación de fracturas (diques).

### 7.2.1. Diapirismo

El fenómeno de diapirismo implica el ascenso de grandes cuerpos intrusivos como una gran masa (Cruden, 1988) que adquiere una geometría de gota invertida (Castro, 1987; Chávez-Cabello et al., 2006). El mecanismo promotor de este modelo es el contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante. El alcance de este mecanismo está limitado por la capacidad elástica de la roca encajonante para deformarse al acomodar el magma ascendente y para recuperarse de tal deformación. El modelo del diapirismo ha perdido popularidad a raíz

de varias inconsistencias teóricas y por la falta de observaciones de campo que la sostengan (Clemens y Mawer, 1992). Por ejemplo, el contraste de densidad entre los fundidos félsicos y el de la roca encajonante suele ser muy pequeño (0.3-0.5 gr/cm<sup>3</sup>; Vigneresse y Clemens, 2000). Además, el aumento de la viscosidad del magma promovido por cristalización restringe su profundidad de emplazamiento a la corteza media e inferior (Weinberg y Podladchikov, 1994), por lo tanto el diapirismo no puede ser considerado para el ascenso de magmas emplazados a profundidades de 2-10 km. Tales profundidades corresponden a la facies de esquistos verdes, en donde se reportan una gran cantidad de plutones gabróticos (Johnson et al., 2002) de densidades relativamente altas. La cristalización también limitaría la velocidad de ascenso de los diapiros a 10-100 m/año (Weinberg y Podladchikov, 1994). Sin embargo, estos valores entran en conflicto con la velocidad de ascenso calculada por medio de métodos más directos. Ante tales inconsistencias, Miller y Paterson (1999) introducen el término "diapiro viscoelástico", donde dos o más cuerpos magmáticos ascienden juntos gracias al flujo viscoelástico de la roca encajonante en respuesta a la flotabilidad del magma y a una deformación regional.

### 7.2.2. Propagación de fracturas

En el modelo de propagación de fracturas los mecanismos promotores del ascenso son tres: a) el gradiente de presión según el espesor de la corteza, b) la presión magmática en los diques (a su vez dependiente de su contenido de volátiles) y c) la flotabilidad de los magmas (que a su vez depende del contraste entre la densidad del magma y la de la roca que lo encajona). De igual forma, la propagación de fracturas se sostendría gracias al continuo incremento en el volumen del magma por descompresión (Clemens y Mawer, 1992). A diferencia del diapirismo, la propagación de fracturas permite una transferencia rápida de magma y el establecimiento de una red de

estructuras que vuelve permeable a la corteza y que facilita el ascenso (Brown, 2004).

Al considerar estudios de mecánica de rocas realizados en cerámicas y metales en condiciones de altas temperaturas, y al proyectarlos en materiales con equivalencias geológicas, Eichhubl y Aydin (2003) reportan “fracturas dúctiles” generadas a través del crecimiento y la coalescencia de “huecos” en la roca afectada bajo condiciones de alta temperatura. Estos autores infieren que este tipo de fracturamiento es el resultado de la transferencia de masa y posiblemente de movimiento de fundido durante fusión parcial. Las fracturas dúctiles pueden ocurrir en la corteza inferior y se propagan a través de mecanismos fuertemente dependientes a la temperatura (Schultz y Fossen, 2008). Las fracturas dúctiles producen geometrías en zigzag, tienen puntas suaves (Brown, 2004) y no presentan desplazamientos laterales o relaciones cortantes (Weinberg y Regenauer-Lieb, 2010). De acuerdo con Weinberg y Regenauer-Lieb (2010), el fracturamiento dúctil es un mecanismo eficiente para la segregación en rocas con una fracción de fundido de  $\leq 7\%$ , y es el responsable de la migración de magma en sistemas profundos y calientes.

Una característica importante de la propagación de fracturas, ya sean frágiles o dúctiles, es que tiende a ser ortogonal a la dirección de la mínima compresión del régimen de esfuerzos vigente durante el ascenso. Esto no significa que el ascenso magmático por propagación de fracturas esté restringido a un régimen extensivo. De hecho, el transporte y el ascenso magmático se lleva a cabo bajo cualquier régimen de esfuerzos (Vigneresse et al., 1999; Zellmer y Annen, 2008), gracias a la presencia de anisotropías preexistentes (Petford et al., 1993) y de redes interconectadas de zonas de cizalla y de estructuras dilatantes (Brown y Solar, 1998).

### 7.2.3. Escalas de tiempo

Resultados de modelado numérico de la variabilidad química de rocas volcánicas (Spiegelman y Kelemen, 2003) y del desequilibrio entre isótopos de vida corta de la serie del U (McKenzie, 2000; Turner et al., 2001; Zellmer et al., 2005) sugieren que, en su viaje hacia la superficie, el fundido generado en el manto experimenta velocidades más rápidas que las permitidas por percolación a escala granular, lo que obligaría a los fundidos a separarse de su zona de generación por canales de alta porosidad. Asimismo, después de comparar el exceso de  $^{226}\text{Ra}$  con la contribución de fluidos provenientes de la losa en subducción (p.ej. Ba/Th) en más de 40 lavas de composición máfica a intermedia provenientes de siete distintos arcos de islas, Turner et al. (2001) sugieren que el transporte de los magmas de arco realizado desde de la cuña de manto hasta la superficie se lleva a cabo en el orden de años. Estos valores, obtenidos al aprovechar el desequilibrio en la serie de U, son mayores que los obtenidos utilizando aproximaciones por difusión. Kelley y Wartho (2000) infieren velocidades de transporte de kimberlitas de  $\sim 4$  m/s por medio de edades Ar-Ar en flogopitas. Velocidades similares de  $6 \pm 2$  m/s y 0.2-0.5 m/s fueron obtenidos por Demouchy et al. (2006) y Peslier y Luhr (2006), respectivamente, usando coeficientes de difusión para la hidratación de olivino provenientes de xenolitos de manto. Tales velocidades de transporte dan un tiempo de ascenso del orden de horas a días. El estudio de Shaw et al. (2006) puede explicar esta disparidad en el tiempo de ascenso magmático estimado por medio del desequilibrio de la serie de U o usando coeficientes de difusión. Por medio de la difusión de Mg-Fe en olivinos con zonación interna en una de las islas de Cabo Verde, estos autores distinguen dos texturas distintas en xenolitos de manto, una generada en cuestión de días y la otra generada en decenas de días a años. Estos autores proponen que las texturas generadas en años (rango temporal en sintonía

con los estudios de isótopos de vida corta) puede estar relacionadas al almacenamiento de los xenolitos en uno o varios reservorios antes de alcanzar al superficie; mientras que las texturas generadas en días (rango temporal en sintonía con los estudios de difusión) puede estar asociadas al rápido transporte que el magma experimentó entre los reservorios y la superficie (también ver Turner y Costa, 2007). Vale la pena señalar que estos valores ponen en tela de juicio al modelo de diapiros viscoelásticos, cuyas velocidades de ascenso estarían en el orden de  $10^{-2}$  a 1 m/año (Miller y Paterson, 1999). Además, dos de las implicaciones más importantes de las altas tasas de velocidad para el ascenso magmático aquí expuestas son que el fenómeno de la cristalización inducida por descompresión podría ser más común de lo que actualmente se piensa, y que gran parte de la diferenciación magmática debería ocurrir antes del ascenso, tal como lo proponen Annen et al. (2006).

## 8. Emplazamiento

El emplazamiento puede ser definido como el acoplamiento mecánico del magma en la corteza. Este acoplamiento mecánico ocurre cuando el magma comienza a comportarse como un sólido en respuesta al incremento de su fracción sólida o cristalización. Desde su generación, el fundido comienza a experimentar cristalización, inducida ya sea por enfriamiento o por descompresión.

### 8.1. Fronteras reológicas de los magmas

Según análisis experimentales en fundidos naturales de composición granítica a gabrítica, los magmas con un contenido de porción sólida entre ~15-35% tienden a comportarse como un fluido newtoniano (Arzi, 1978; Champallier et al., 2008; Lejeune y Richet, 1995); esto es, que hay una respuesta lineal entre el esfuerzo al que el magma es sometido y la deformación que, como resultado, experimenta. Los magmas con

este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como una “suspensión” (Marsh, 1989). De acuerdo con Vigneresse et al. (1996), los cristales de los magmas félsicos con un contenido similar de porción sólida de  $\leq 20\%$  rotan libremente en el fundido y comienzan a definir una fábrica. El magma adquiere un comportamiento pseudoplástico (Champallier et al., 2008) a mayor contenido de porción sólida, lo que significa que a partir de ese momento ya no hay una respuesta lineal entre esfuerzo y deformación. Cuando los magmas todavía están dominados por la fracción líquida (con un contenido de sólidos del  $\leq 50\%$ ) los granos pueden hundirse o flotar dentro de la fracción líquida (Bachmann y Bergantz, 2008) dependiendo de la composición. Como se muestra en la Figura 2, el sistema de los magmas félsicos alcanza la frontera de percolación rígida (RPT; rigid percolation threshold; Vigneresse et al., 1996) en cuanto la

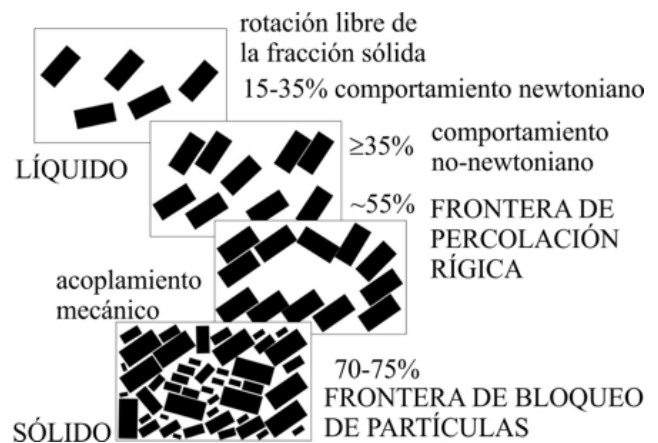


Figura 2. Esquema de las transiciones reológicas en sistemas parcialmente fundidos de Vigneresse et al. (1996). A un bajo porcentaje de fundido las partículas rotan libremente en la fracción líquida y el magma se comporta como un fluido newtoniano. A mayor porcentaje de fracción sólida ( $\geq 35\%$ ) el magma cambia su comportamiento a no-newtoniano hasta alcanzar la frontera de percolación rígida ( $\sim 55\%$ ), en donde la fracción sólida forma un esqueleto rígido que es capaz de sostener esfuerzos. A mayor porcentaje de fracción sólida el magma desarrolla estructuras frágiles internas. Ver texto para detalles. Debe tenerse en cuenta que la transición de líquido a sólido no es la antípoda de la transición de sólido a líquido. Figura modificada de Vigneresse et al. (1996).

fracción sólida supera el ~55%. Es a partir de aquí donde los cristales comienzan a interactuar entre sí para construir una estructura rígida (Costa, 2005; van der Molen y Paterson, 1979).

De acuerdo con Vigneresse et al. (1996), las altas temperaturas a las que cristalizan los magmas primarios derivados del manto pueden promover la deformación plástica de sus cristales (Kelemen y Dick, 1995) y, por lo tanto, suscitar a que su estructura rígida sea más susceptible al régimen de esfuerzos. Según Vigneresse et al. (1996), esto implicaría que la densidad de la porción sólida sea mayor en comparación con la de una estructura rígida sin deformación plástica. Como resultado, los magmas primarios alcanzarán la frontera RPT con una mayor porción sólida (~80% en gabros ofiolíticos; Nicolas e Idelfonse, 1996) con respecto a los magmas félsicos. A partir de la RPT la fracción líquida todavía tiene la capacidad de fluir, por lo que las agrupaciones cristalinas comenzarán a reaccionar con el régimen de esfuerzos regional para segregar fundido residual (John y Stunitz, 1997). Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como “mush” (Marsh, 1989) y ser visualizados como una “esponja rígida” (Hildreth, 2004). En esta etapa de cristalización, los magmas sólo pueden experimentar transporte con la ayuda de zonas de cizalla locales que desarrollen dilatación (Vigneresse et al., 1996). Finalmente, el sistema de los magmas félsicos se cierra por completo a una concentración de sólidos de ~72-75% y define la frontera de bloqueo de partículas (PLT; particle locking threshold). Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como “mesh” (Marsh, 1989). A partir de este punto el magma no puede segregarse sin la ayuda de una deformación regional (Brown y Solar, 1998; Vigneresse et al., 1996). Respecto a los magmas máficos, la PLT también se presentaría con una concentración aún mayor de fracción sólida (Vigneresse et al., 1996). La RPT y PLT reflejan un cambio crítico en la reología de los magmas, a partir de

donde se comportan más como un sólido frágil que como una masa dúctil. Por lo tanto, si el cuerpo magmático es suficientemente grande como para presentar un gradiente de presión a través de él, el aumento en su viscosidad y su acoplamiento mecánico resultará en la migración y percolación de cualquier fundido remanente a través de canales, frágiles o dúctiles, en vez de la migración dúctil del cuerpo entero (Bagdassarov y Dorfman, 1998; Barros et al., 2001; Geshi, 2001; Rabinowicz y Vigneresse, 2004), tal como lo propone el diapirismo.

## 8.2. Mecanismos promotores del emplazamiento

Al considerar a la propagación de fracturas como el mecanismo promotor del ascenso magmático, la profundidad a la que un cuerpo magmático se emplaza es controlado (además de por la cristalización) por: (a) la flotabilidad neutral, (b) la presencia de barreras corticales horizontales o discontinuidades, (c) la modificación del campo de esfuerzos y/o (d) la reducción de la presión magmática (Maccaferri et al., 2011).

La flotabilidad neutral es el proceso en donde se inhibe el ascenso del magma y su transporte se vuelve horizontal al igualarse la densidad del magma ascendente con la densidad de la roca que lo encajona. Vigneresse y Clemens (2000) y Menand (2011) exponen las contradicciones teóricas y observacionales que exhibe esta propuesta de emplazamiento: (1) la densidad de los fundidos granodioríticos a leucograníticos con 2-5 % de H<sub>2</sub>O, de 2.1-2.5 gr/cm<sup>3</sup>, y de los fundidos basálticos, de 2.6-2.8 gr/cm<sup>3</sup>, suelen ser menores que las densidades de la gran mayoría de las rocas corticales, de 2.6 a 3.4 gr/cm<sup>3</sup>. Esto implicaría que la profundidad del emplazamiento de los magmas estaría restringida entre los 11 y 20 km de profundidad por el traslape de densidades; (2) como lo dicta el modelo de la propagación de fracturas, el magma asciende en parte gracias tanto al gradiente de presión generado por la columna sobre la cámara magmática como a

la incorporación de fluidos corticales, y puede extenderse más allá del hipotético nivel de flotabilidad neutral (Takada, 1989; Chen et al., 2011); (3) estudios gravimétricos en la literatura reportan anomalías negativas en intrusiones graníticas correspondientes a densidades menores que la roca que las encajona; (4) la flotabilidad neutral no explica por qué intrusivos contemporáneos de composición basáltica y granítica, y por lo tanto de distintas densidades, fueron emplazados en el mismo nivel cortical. Aun con estas restricciones, este fenómeno puede llegar a influir y controlar el emplazamiento de muchos intrusivos, como es el caso de los intrusivos granitoides reportados por Hurtado-Brito (2012) al norte de Isla Ángel de la Guarda, expuestos en el fondo del Golfo de California.

Otro mecanismo que puede promover el cambio del transporte del magma de vertical a horizontal es la presencia tanto de discontinuidades reológicas como de horizontes estructurales fácilmente deformables que impidan la propagación de los diques (Clemens y Mawer, 1992). De acuerdo con el modelo de emplazamiento inducido por la modificación del campo de esfuerzos (Figura 3; Parsons y Thompson, 1991; Vigneresse et al., 1999), los planos a través de los cuales ascienden los magmas son verticales y perpendiculares al eje de la mínima compresión ( $\sigma_3$ ) en un régimen extensivo o transcurrente. Por el simple hecho de ocupar un espacio dentro de tales planos, el magma promueve un incremento de presión proporcional al espesor de la intrusión ( $p_m$ ) en el eje de la mínima compresión ( $\sigma_3 \rightarrow \sigma_3 + p_m$ ). El eje de compresión intermedia también se incrementa según el coeficiente de Poisson ( $\nu$ ; parámetro físico que mide la relación que hay entre la distorsión transversal y longitudinal de un sólido que se deforma elásticamente) de la roca encajonante ( $\sigma_2 \rightarrow \sigma_2 + \nu$ ). Asimismo, la componente de máxima compresión ( $\sigma_1$ ) permanece constante. Si el incremento en el volumen de la intrusión es tal que la presión magmática contribuye a que la magnitud del eje

de mínima compresión supere al del componente de máxima compresión ( $\sigma_3 + p_m > \sigma_1$ ) el campo de esfuerzos local cambiará a contractivo y el plano a través del cual fluye el magma se volverá horizontal (Figura 3).

Una vez que el sistema alcanza esta etapa, el cuerpo magmático adoptará una geometría de sill y su porción horizontal podrá fungir como una discontinuidad estructural en donde se

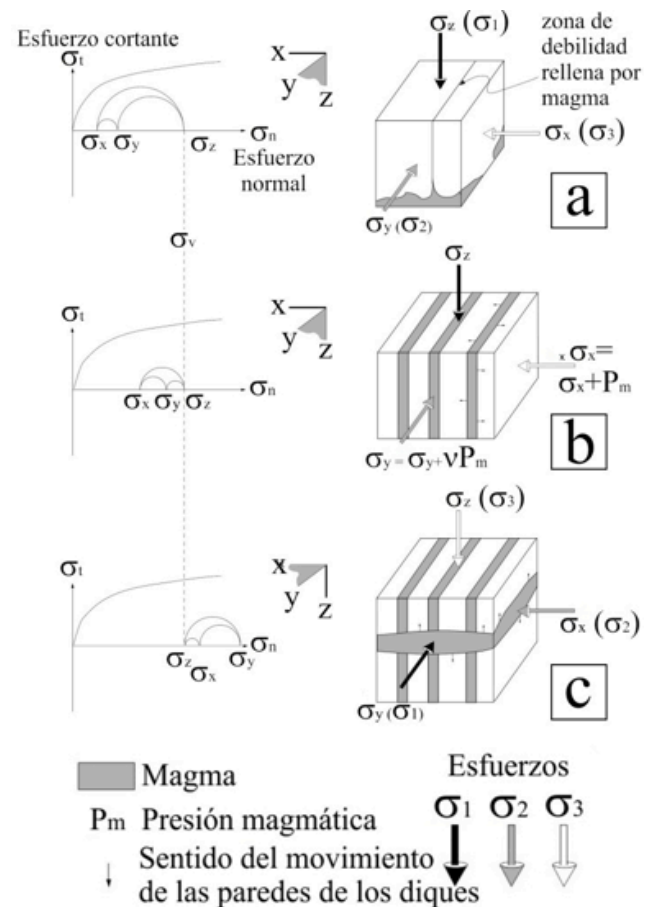


Figura 3. Proceso esquemático del cambio en los ejes de esfuerzos bajo la influencia de una intrusión magmática bajo condiciones tensionales. (a) Inicialmente, el plano de apertura es vertical (y-z) y perpendicular a la componente de mínimo esfuerzo ( $\sigma_3$ ). (b) Debido a la presión de la intrusión magmática ( $P_m$ ), el mínimo esfuerzo se incrementa a  $\sigma_3 + P_m$ , en donde el eje intermedio se incrementa proporcionalmente al coeficiente de Poisson ( $\nu$ ). (c) Los dos componentes horizontales sobrepasan la componente litostática y el plano de apertura se vuelve horizontal. Figura modificada de Parsons y Thompson (1991).

podrán acumular nuevos magmas en ascenso (Vigneresse et al., 1999). En un régimen contractivo, el magma tenderá inicialmente a moverse horizontalmente y permanecerá estancado (Vigneresse et al., 1999) hasta que la presión magmática reduzca la resistencia de la roca encajonante para fracturarla, promoviendo la canalización del magma (Brown y Solar, 1998).

### 9. Construcción de los plutones

#### 9.1. Geometría de los plutones

Los mecanismos responsables del emplazamiento de los magmas han sido deducidos en gran parte gracias a la geometría inferida de los plutones. Los estudios geofísicos a detalle que actualmente se llevan a cabo, como por ejemplo sísmicos y gravimétricos combinados con susceptibilidad magnética y otros métodos, permiten una resolución espacial del orden de metros y, por lo tanto, la visualización de las geometrías de los plutones con un alto grado de confianza (Joly et al., 2009).

A través de estudios geofísicos y de mediciones de campo, McCaffrey y Petford (1997), Cruden y McCaffrey (2001), Améglio et al. (1997) y Vigneresse et al. (1999) sugieren que, durante su emplazamiento, los plutones se expanden lateralmente (L) y aumentan su espesor (T) de acuerdo con la fórmula empírica  $L = kTa$  (donde k es constante y a es la pendiente de una línea de regresión en una gráfica log-log, cuyo valor es  $0.6 \pm 0.1$  para plutones y  $0.88 \pm 0.1$  para lacolitos; Figura 4).

Después de realizar varios estudios geofísicos en el cinturón Herciniano en Europa occidental, Améglio et al. (1997) y Vigneresse et al. (1999) sugieren que los plutones tienen en general dos tipos de geometrías: plana y de cuña. Estos dos tipos de geometrías también fueron documentados por Cruden y McCaffrey (2001), como se muestra en la Figura 5.

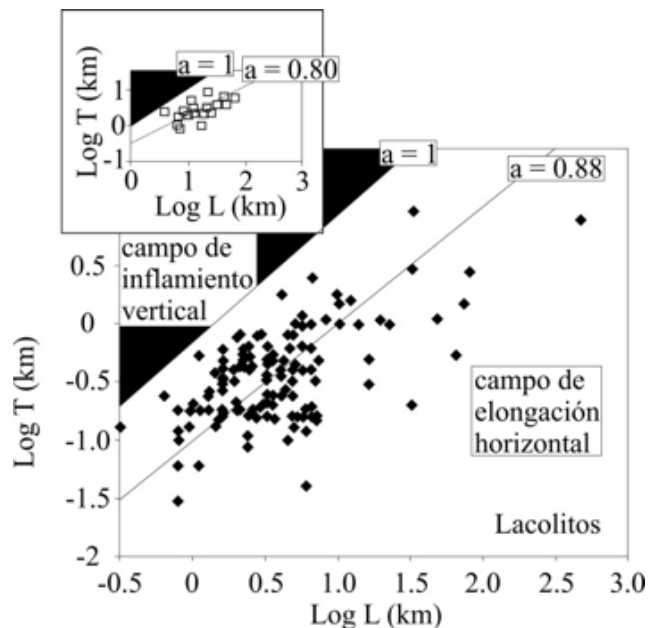


Figura 4. Diagramas de espesor (T) vs. extensión (L) para 135 lacolitos y 21 plutones graníticos. En ambos casos, los datos exhiben una relación de potencia. La regresión de los datos (línea continua) asigna  $T=0.12$  y  $L=0.88$  a los lacolitos y  $T=0.29$  y  $L=0.80$  a los plutones. La línea ( $a=1$ ) marca la frontera entre los campos de inflación (zona oscura) y elongación. Figura modificada de McCaffrey y Petford (1997).

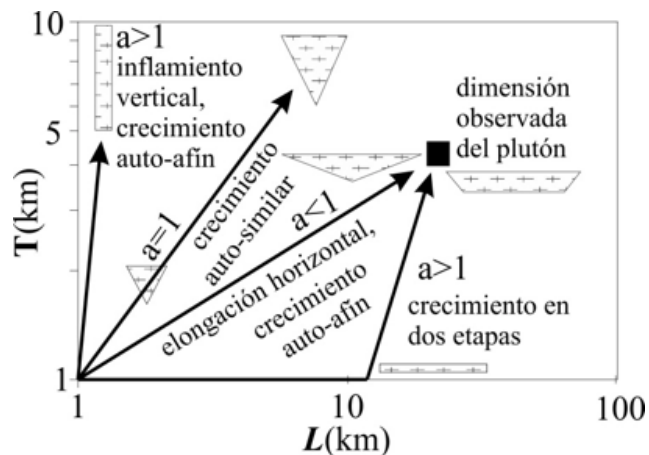


Figura 5. Posibles modos de crecimiento de los plutones. Un plutón de determinado tamaño (cuadrado negro) puede crecer por medio de un crecimiento auto-afín de una etapa o por un mecanismo de dos etapas. Figura modificada de Cruden y McCaffrey (2001).

Tal como se exhibe en la Figura 6, los plutones de forma plana ( $L/T > 5$ ) tienen espesores de 2-3 km, se extienden en las dos direcciones horizontales (N-S y W-E) y exhiben pisos sub-horizontales con varios cuerpos con inclinaciones moderadas interpretadas como conductos alimentadores. Por su parte, los plutones de forma de cuña ( $L/T < 5$ ) tienen espesores mayores (~10 km); su geometría suele estar elongada en planta y presentar asimetrías con forma de V en perfil debido a que sus paredes van haciéndose más verticales conforme profundizan. Según Vigneresse et al. (1999), los plutones de forma plana se emplazan al toparse con trampas corticales horizontales, mientras que los plutones de forma de cuña se emplazan al rellenar cavidades controladas por fracturas.

Por su parte, Cruden y McCaffrey (2001) sugieren que los plutones de forma plana se forman a partir de una etapa inicial donde el magma viaja cierta distancia de manera horizontal, y que los plutones de forma de cuña presentan una subsiguiente etapa de inflamamiento marcado por el aumento vertical en su espesor. Para explicar la relación invariable entre extensión y espesor que presentan los plutones y los lacolitos, Petford et al. (2000) y Cruden y McCaffrey (2001) sugieren que tanto los plutones como los batolitos grandes se forman por medio de la amalgama de cuerpos magmáticos más pequeños. La relación invariable del crecimiento de los plutones también sugiere una interacción continua entre los cuerpos magmáticos y el campo de esfuerzos (Vigneresse, 2007).

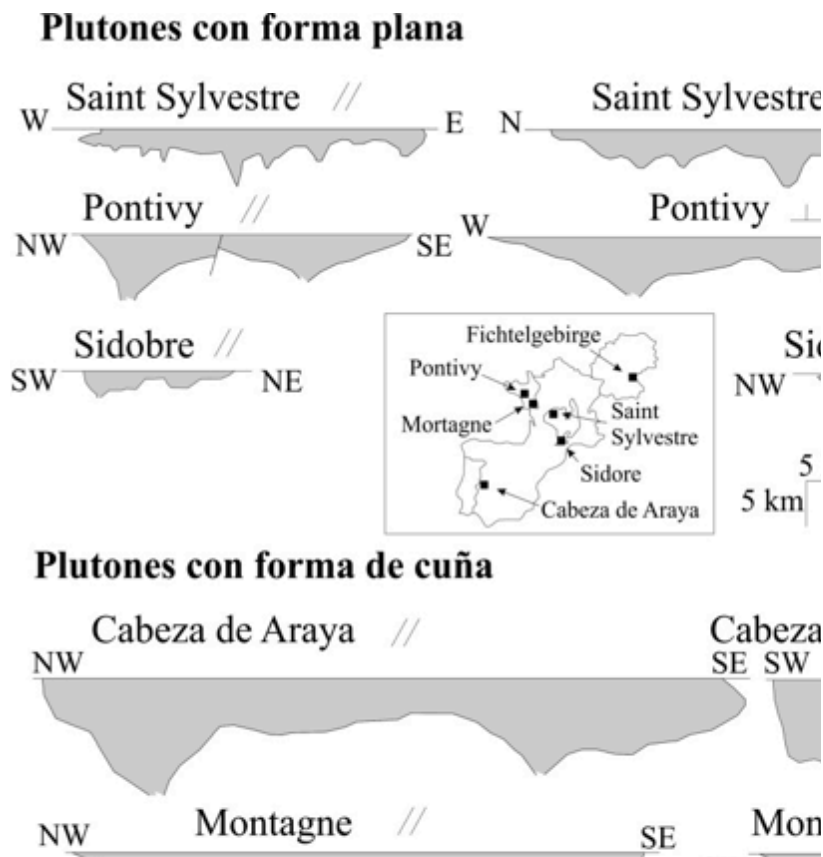


Figura 6. Perfiles de la morfología de algunos plutones masivos de Europa occidental inferidos a través de la inversión 3D de datos gravimétricos. Todas las secciones tienen la misma escala sin exageración vertical. A la izquierda y a la derecha, los perfiles son paralelos (//) y perpendiculares (⊥) al eje mayor de los plutones, respectivamente. Las raíces de los plutones son evidenciados por los cambios abruptos en las inclinaciones de las paredes. Figura modificada de Améglio et al. (1997).



## 9.2. El problema de espacio

La existencia de los plutones presupone la generación de un espacio en la corteza similar al tamaño de los mismos, lo que plantea un “problema de espacio” que se comenta frecuentemente en la literatura. Los mecanismos propuestos para solucionar este problema de espacio incluye la asimilación de la roca encajonante (Wolff et al. 1999; Glazner, 2007), el rebaje (Marsh, 1982; ver Glazner y Bartley, 2006), el levantamiento de las rocas sobreyacentes y la depresión de las rocas subyacentes (Cruden, 1998; Petford et al., 2000; Cruden y McCaffrey, 2001). Aunque estos mecanismos pueden contribuir en la generación de espacio, la manera más eficiente de obtenerla ocurriría si se involucran aperturas promovidas por deformación tectónica que serían rápidamente rellenas de magma (Hutton, 1990; Tikoff y Teyssier, 1992; Brown y Solar, 1998). Aun así, el “problema de espacio” en el emplazamiento de los plutones es una cuestión vigente si se sigue considerando que tal espacio se genera en un período de tiempo restringido. De acuerdo con Petford et al. (2000), Vigneresse (2004) y Menand (2011), si el magma se segrega, asciende y se emplaza de manera discontinua, la roca encajonante tiene más tiempo para relajarse entre dos entradas de magma y menos deformación que acomodar (Figura 7). Este panorama es sugerido por la construcción de los plutones a través de la sucesión de pulsos de magma (de Saint Blanquat et al., 2011).

## 9.3. Evidencias geocronológicas y escalas de tiempo

Por medio de un estudio geocronológico U-Pb, Coleman et al. (2004) plantean que la cristalización de los magmas que conforman el batolito Tuolumne, EUA, ocurrió en períodos de tiempo mucho mayores a los que le correspondería a plutones individuales obtener

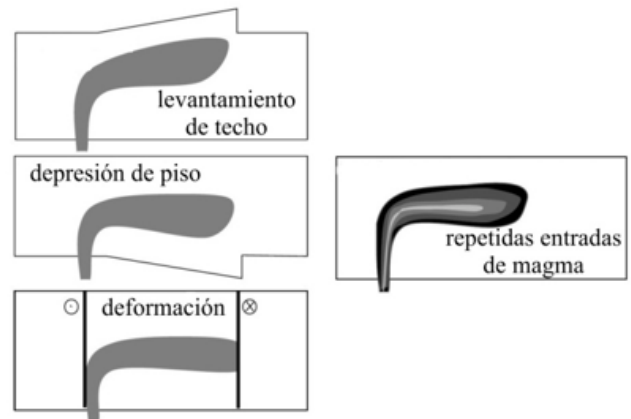


Figura 7. Esquema de modelos propuestos para solucionar el problema de espacio. A la izquierda, el problema de espacio es tratado con el levantamiento del techo, la depresión del piso o por aperturas asistidas por deformación. A la derecha, se representan repetidas entradas de magma que dejan tiempo suficiente entre una y otra entrada para que la roca encajonante se relaje y pueda acomodar el emplazamiento de nuevas entradas. Figura modificada de Vigneresse (2004).

su diversidad composicional por medio de procesos de fraccionamiento o de mezcla. Por lo tanto, estos autores sugieren que tales períodos de formación del batolito son consistentes con el emplazamiento de series de pequeñas intrusiones. En otros plutones, por ejemplo en el batolito Mount Stuart y en el plutón Tenpeak en Washington, EUA, Matzel et al. (2006) llegan a conclusiones similares.

Para precisar los tiempos de emplazamiento y construcción de plutones, Michel et al. (2008) realizaron un estudio geocronológico de U-Pb con ID-TIMS (espectrómetro de masas con ionización térmica y dilución isotópica) en el complejo intrusivo Torres del Paine, Chile. Estos autores identificaron tres pulsos magmáticos responsables de la construcción de ese complejo espaciados cada  $10^4$  años. De acuerdo con sus resultados, los mismos autores sugieren que la construcción de un plutón individual toma  $\sim 10^5$  años y la construcción de batolitos compuestos se estima en  $10^6$ - $10^8$  años. Con un número mayor

de datos geocronológicos a su disposición, de Saint Blanquat et al. (2011) reportan períodos menores para la construcción de los plutones:  $10^2$  años para varios pulsos de  $\sim 1 \text{ km}^3$  en el plutón Black Mesa, Utah, EUA;  $10^4$  años para plutones pequeños ( $\sim 10^2 \text{ km}^3$ ), como en el plutón Papoose Flat, Sierra Nevada, California, EUA;  $10^5$  años para plutones grandes ( $\sim 10^3 \text{ km}^3$ ) como el plutón Mono Creek, Sierra Nevada, California, EUA; y  $10^6$  años para series intrusivas grandes ( $\sim 10^4 \text{ km}^3$ ) como en la serie intrusiva Toulomne, Sierra Nevada, California, EUA. Al respecto, de Saint Blanquat et al. (2011) diferencian la tasa de construcción instantánea, que es la tasa en la que el magma se acumula durante la inyección de un pulso, de la tasa de construcción promedio, que es la relación entre el volumen del plutón y la duración total de su construcción.

#### 9.4. Evidencias composicionales

La sucesión de pulsos magmáticos, responsables de la construcción progresiva de los plutones, también ha sido inferida a través de observaciones de campo y de estudios geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Por ejemplo, Pitcher (1979) menciona que varios plutones muestran contactos abruptos en gradientes composicionales "... con suficientes diferencias químicas a través de ellos que sugiere que los plutones fueron construidos por la inyección de múltiples magmas...". De acuerdo con Vigneresse y Clemens (2000), la presencia de distintos tipos de magma dentro de un reservorio común también se evidencia en los plutones con zonamiento composicional y en la abundancia de enclaves de distinta composición dentro de un intrusivo.

Por otro lado, la composición isotópica de O y Hf en los zircones de varias series intrusivas localizadas en el Cinturón Plegado Lachlan, al este de Australia, también sugiere que la construcción de los plutones se desarrolla por medio del ensamblaje progresivo de cuerpos más pequeños (Kemp et al., 2007). En el estudio

citado, los autores interpretaron que las composiciones isotópicas de los zircones en cada roca que muestrearon indican temperaturas de cristalización y asimilación cortical diversas, lo que implica que fundidos de composiciones dispares se encuentren ahora yuxtapuestos en el mismo volumen de roca.

## 10. Conclusiones

Un factor crítico en la dinámica de los magmas es la viscosidad. Varios estudios experimentales hechos en rocas naturales apuntan a que el contenido de  $\text{H}_2\text{O}$  es un factor de enorme influencia en la viscosidad de los fundidos, quizá mayor que la composición. La temperatura y el contenido de  $\text{H}_2\text{O}$  en los fundidos aparentemente son interdependientes, por lo que el contraste de viscosidad entre magmas de distinta composición sería relativamente bajo. Sin embargo, considerando a los magmas como una mezcla multifase, el factor dominante de su viscosidad es la carga de sólidos, que a su vez está intensamente controlada por la cristalización.

La gran influencia de la fusión parcial de la base de la corteza como responsable en la generación de magmas silícicos es una de las más recientes premisas que es continuamente mencionada en la literatura. Esta premisa es apoyada por el modelo de las "zonas calientes", que a su vez está en sintonía con estudios geoquímicos, isotópicos, analíticos y estadísticos robustos. La compactación gravimétrica puede ser suficiente para la segregación de los magmas máficos en el manto; sin embargo, para la segregación de los fundidos en el manto y en las zonas calientes aparentemente es necesaria la presencia de deformación. Estudios numéricos y estructurales sugieren que si las tasas de deformación son bajas, el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz promoverá inestabilidades internas y una segregación eficiente. La viscosidad y la densidad son de los parámetros físicos que más influyen en el ascenso del fundido. La densidad

está a su vez controlada por la composición, el contenido de H<sub>2</sub>O y la cristalización. Además del enfriamiento, la cristalización inducida por descompresión puede ser un fenómeno importante en los magmas en ascenso. Argumentos teóricos y observaciones de campo sugieren que el modelo de la propagación de fracturas es el modelo dominante en el ascenso magmático, por encima del diapirismo. Se reportan dos rangos temporales para el tiempo en que se genera el ascenso magmático, desde el manto hasta la superficie, según la metodología usada para su cálculo: del orden de años según modelos numéricos y datos geoquímicos e isotópicos de vida corta, y del orden de horas a días usando coeficientes de difusión. El primero podría representar el progresivo almacenamiento de los magmas en uno o varios reservorios, mientras que el segundo quizá corresponde al transporte del magma entre los reservorios hasta la superficie. De acuerdo con los avances teóricos mencionados en este trabajo, los cuales fueron generados a través del estudio de distintos fenómenos y realizados bajo distintas metodologías, los pulsos magmáticos y la construcción de los plutones son dos de los paradigmas más importantes y recientes en el estudio de los sistemas magmáticos. Ambas premisas son sostenidas directa o indirectamente por: (a) la naturaleza intermitente que debería tener la segregación magmática para que sea eficiente; (b) el ascenso a través de la propagación de fracturas; (c) las tasas de ascenso de los magmas en escala de horas a días; (d) las tasas de cristalización de los plutones del orden de años a miles de años; (e) el emplazamiento intermitente de magmas individuales durante la construcción de los plutones como una posible solución al “problema de espacio”; (f) las variaciones composicionales abruptas que exhiben algunos plutones; (g) las variaciones isotópicas y la presencia de distintos grupos de las edades de cristalización que aparentemente llegan a presentar los zircones ígneos; y (h) la geometría invariable de los plutones.

## Agradecimientos

Gracias a Luis Delgado Argote y a Gabriel Chávez Cabello por contribuir a la considerable mejora de este trabajo. Este trabajo fue en su mayoría financiado con el proyecto CONACyT 45817 dirigido por Luis Delgado Argote.

## Referencias

- Abers, G.A., van Keken, P.E., Kneller, E.A., Ferris, A., and Stachnik, J.C., 2006, The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 387-397.
- Améglio, L., Vignerese, J.L., and Bouchez, J.L., 1997, Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. En: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., editores, *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer, Dordrecht, p. 199-214.
- Annen, C., Blundy, J.D., and Sparks, R.S., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.
- Arzi, A.A., 1978, Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks, *Tectonophysics*, v. 44, p. 173-184.
- Bachmann O., and Bergantz, G., 2008, The magma reservoirs that feed supereruptions, *Elements*, v. 4, p. 17-21.
- Bagdassarov, N., and Dorfman, A., 1998, Granite rheology: magma flow and melt migration, *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 863-872.
- Baker, D.R., 1998, Granite melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1395-1404.

- Barros, C.E.M., Barbey, P., and Boullier, A.M., 2001, Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil), *Tectonophysics*, v. 343, p. 93-109.
- Best, M.G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing, Turin, 735 p.
- Blundy, J., and Cashman, K., 2001, Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 631-650.
- Blundy, J., and Cashman, K., 2005, Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano, *Geology*, v. 33, p. 793-796.
- Blundy, J., and Cashman, K., Humphreys, M., 2006, Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes, *Nature*, v. 443, p. 76-80.
- Brown, M., 2004, The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 95, p. 35-48.
- Brown, M., and Solar, G.S., 1998, Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts, *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 211-227.
- Brown, M.A., Brown, M., Carlson, W.D., and Denison, C., 1999, Topology of syntectonic melt-flow networks in the deep crust; inferences from three-dimensional images of leucosome geometry in migmatites, *American Mineralogist*, v. 84, p. 1793-1818.
- Carmichael, I.S.E., 2002, The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 641-663.
- Cervantes, P., and Wallace, P.J., 2003, Role of H<sub>2</sub>O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico, *Geology*, v. 31, p. 235-238.
- Castro, A., 1987, On granitoid emplacement and related structures. A review, *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 101-124.
- Champallier, R., Bystricky, M., and Arbaret, L., 2008, Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 76 vol. % crystals, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 267, p. 571-583.
- Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R., Delgado-Argote, L., Contreras-Flores, R., Ramírez, E., Ortega-Rivera, A., Böhnell, H., and Lee, J., 2006, Geology and paleomagnetism of El Potrero pluton, Baja California: Understanding criteria for timing of deformation and evidence of pluton tilt during batholith growth, *Tectonophysics*, v. 424, p. 1-17.
- Chen, Z., Jin, Z.-H., and Johnson, S.E., 2011, Transient dike propagation and arrest near the level of neutral buoyancy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 203, p. 81-86.
- Clemens, J.D., 1998, Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas, *Journal of the Geological Society, London*, vol. 155, pp. 843-851.
- Clemens, J.D., and Mawer, C.K., 1992, Granitic magma transport by fracture propagation, *Tectonophysics*, v. 204, p. 339-360.
- Clemens, J.D., and Petford, N., 1999, Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings, *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 1057-1060.
- Coleman, D.S., Gray, W., and Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, v. 32, p. 433-436.

- Costa, A., 2005, Viscosity of high cristal content melts: Dependence on solid fraction, *Geophysical Research Letters*, v. 32, L22308, DOI:10.1029/2005GL024303.
- Cruden, A.R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, *Tectonics*, v. 7, p. 1091-1101.
- Cruden, A.R., 1998, On the emplacement of tabular granites, *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 853-862.
- Cruden, A.R., and McCaffrey, K.J.W., 2001, Growth of plutons by floor subsidence: Implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanism, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, vol. 26, p. 303-315.
- Daines, M.J., 2000, Migration of melt. En: Sigurdsson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego and London, Academic Press, p. 69-88.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., and Dosseto, A., 2007, Amphibole "sponge" in arc crust?, *Geology*, v. 32, p. 787-790.
- Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F., and Stern, C.R., 2006, Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine, *Geology*, v. 34, p. 429-432.
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., and Tikoff, B., 2011, Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs, *Tectonophysics*, v. 500, p. 20-33.
- Di Toro, G., Pennacchioni, G., and Teza, G., 2005, Can pseudotachylytes be used to infer earthquake source parameters? An example of limitations in the study of exhumed faults, *Tectonophysics*, v. 402, p. 3-20.
- Ducea, M.N., 2002, Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. B11, doi:10.1029/2001JB000643.
- Ducea, M.N., and Barton, M.D., 2007, Igniting flare-up events in Cordilleran arcs, *Geology*, v. 35, p. 1047-1050.
- Eichhubl, P., and Aydin, A., 2003, Ductile opening-mode fracture by pore growth and coalescence during combustion alteration of siliceous mudstone, *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 121-134.
- Elkins-Tanton, L.T., and Grove, T.L., 2001, Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc, *Geology*, v. 29, p. 631-634.
- Geshi, N., 2001, Melt segregation by localized shear deformation and fracturing during crystallization of magma in shallow intrusions of the Otoge volcanic complex, central Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 106, p. 285-300.
- Glazner, A.F., 2007, Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma, *Geology*, v. 35, p. 319-322.
- Glazner, A.F., and Bartley, J.M., 2006, Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?, *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1185-1195. DOI: 10.1130/B25738.1
- Grove, T.L., 2000, Origin of magmas. En: Sigurdson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, New York: Academic Press, p. 133-147.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., and Gaetani, G.A., 2003, Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, p. 515-533.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Médard, E., 2006, The influence of H<sub>2</sub>O on mantle wedge melting, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 74-89.
- Hammer, J.E., and Rutherford, M.J., 2002, An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt, *Journal of Geophysical Research*,

- v. 107, n. B1, DOI 10.1029/2001JB000281.
- Hawkesworth, C.J., Blake, S., Evans, P., Hughes, R., MacDonald, R., Thomas, L.E., Turner, S.P., and Zellmer, G., 2000, Time scales of crystal fractionation in magma chambers – Integrating physical, isotopic and geochemical perspectives, *Journal of Petrology*, v. 41, p. 991-1006.
- Hildreth, W., 2004, Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Moho craters: several contiguous but discrete systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 169-198.
- Holtzman, B.K., Groebner, N.J., Zimmerman, M.E., Ginsberg, S.B., Kohlstedt, D.L., 2003, Stress-driven melt segregation in partially molten rocks, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, 8607.
- Hughes, G.R., and Mahood, G.A., 2008, Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs, *Geology*, v. 36, p. 627-630.
- Hurtado-Brito, J.C., 2012, Registro volcánico de las cuencas rift del norte del Golfo de California a partir de sísmica de reflexión, Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 101 p.
- Hutton, D.H.W., Dempster, T.J., Brown, P.E., and Becker, S.D., 1990, A new mechanism of granite emplacement – intrusion in active extensional shear zones, *Nature*, v. 343, p. 452-455.
- Ingram, G.M., and Hutton, D.H.W., 1994, The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia, *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 715-728.
- John, B.E., and Stunitz, H., 1997, Evidence for magma fracturation and small scale melt segregation during pluton emplacement. En: *Granites: from segregation of melt to emplacement fabric*. Bouchez, J.L., Hutton, D.H., and Stehpen, E.S., editores, *Bordrecht, Kluwer Academics*, p. 55-75.
- Johnson, S.E., Schmidt, K.L. and Tate, M.C., 2002, Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, México and southern California, USA: middle- to upper-crustal magma plumbing systems, *Lithos*, v. 61, p. 187-208.
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., and Chen, Y., 2009, Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central, *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 421-443.
- Karlstrom, K.E., Miller, C.F., Kingsbury, J.A., and Woodern, J.L., 1993, Pluton emplacement along an active ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California: Interaction between deformational and solidification processes, *Geological Society of American Bulletin*, v. 105, p. 213-230.
- Kawakatsu H., and Watada, S., 2007, Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle. *Nature*, v. 316, p. 1468-1471.
- Kelemen, P.B., and Dick, H.J.B., 1995, Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 423-438.
- Kelley, S.P., and Wartho, J-A., 2000, Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. *Science*, v. 289, p. 609-611.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., and Whitehouse, M.J., 2007, Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon, *Science*, v. 315, p. 980-983.
- Kohlstedt, D.L., and Holtzman, B.K., 2009, Shearing Melt Out of the Earth: An experimentalist's

- perspective on the influence of deformation on melt extraction, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 37, p. 561-593.
- Lejeune, A-M., and Richet, P., 1995, Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 4215-4229.
- Maccaferri, F., Bonafede, M., and Rivalta, E., 2011, A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dike arrest and sill formation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 208, p. 39-50.
- Marsh, B.D., 1982, On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting, *American Journal of Science*, v. 282, p. 808–855.
- Marsh, B.D., 1989, Magma chambers, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 17, p. 439-474.
- Martel, C., and Schmidt, B.C., 2003, Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 397-415.
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., and Miller, R.B., 2006, Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington, *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1412-1430.
- McCaffrey, K.J.W., and Petford, N., 1997, Are granitic intrusions scale invariant?, *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 1-4.
- McKenzie, D., 1984, The generation and compaction of partially molten rock, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 713-765.
- McKenzie, D., 2000, Constraints on melt generation and transport from U-series activity ratios, *Chemical Geology*, v. 162, p. 81-94.
- McCouri, S., 1984, Shear zones bounding the central zone of the Limpopo Mobile Belt, southern Africa, *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 127–137
- Menand, T., 2011, Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review, *Tectonophysics*, v. 500, v. 11-19.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., and Ovtcharova, M., 2008, Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y., *Geology*, v. 36, p. 459-462.
- Miller, J.S., 2008. Assembling a pluton...one increment at a time, *Geology*, v. 36, p. 511-512.
- Miller, R.B., and Paterson, S.R., 1999, In defense of magmatic diapirs, *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1161-1173.
- Mysen, B.O., Virgo, D., and Seifert, F.A., 1982, The structure of silicate melts: Implications for chemical and physical properties of natural magma, *Reviews of Geophysics*, v. 20, p. 353–383.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G., and Sirbescu, M-L.C., 2009, The role of H<sub>2</sub>O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, DOI: 10.1007/s00410-009-0479-1.
- Nicolas, A., and Ildefonse, B., 1996, Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers, *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 2013-2016.
- Nzentia, J.P., Kapajikaa, B., Wörnerc, G., and Lubalab, R.T., 2006, Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon, *Journal of African Earth Sciences*, v. 45, p. 74–86.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Pin, C., and Madej, S., 2013, Sequential granite emplacement: a structural study of the late Variscan Strzelin intrusion, SW Poland, *International Journal of Earth Science*, v. 102, p. 1289–1304.
- Ochs III, F.A., and Lange, R.A., 1999, The density of hydrous magmatic liquids, *Science*, v.

- 283, p. 1314-1317.
- Parsons T., and Thompson, G.A., 1991, The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: Worldwide examples, *Science*, v. 253, p. 1399-1402.
- Patiño Douce, A.E., and Beard, J.S., 1995, Dehydration-melting for biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar, *Journal of Petrology*, v. 36, p. 707-738.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., y Valencia, V., 2012, Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 1-23.
- Peslier, A.H., and Luhr, J.F., 2006, Hydrogen loss from olivine in mantle xenoliths from Simcoe (USA) and Mexico: Mafic alkalic magma ascent rates and water budget of the sub-continental lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 242, p. 302-319.
- Petford, N., 2003, Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 31, p. 399 – 427.
- Petford, N., Kerr, R.C., and Lister, J.R., 1993, Dike transport of granitoid magmas, *Geology*, v. 21, p. 845-848.
- Petford, N., Atherton, M.P., and Halliday, A.N., 1996, Rapid magma production rates, underplating and remelting in the Andes: isotopic evidence from northern – central Peru (9-11 °S), *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, p. 69-78.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., and Vigneresse, J.-L., 2000, Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust, *Nature*, v. 408, p. 669-673.
- Pinkerton, H., and Stevenson, R.J., 1992, Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 53, p. 47-66.
- Pitcher, W.S., 1979, The nature, ascent and emplacement of granitic magmas, *Journal of the Geological Society*, v. 136, p. 627-662.
- Rabinowicz, M., and Vigneresse, J.L., 2004, Melt segregation under compaction and shear channeling: Application to granitic magma segregation in a continental crust, *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B04407, DOI: 10.1029/2002JB002372.
- Rapp R.P., and Watson B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8-26 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling, *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891-931.
- Rogers N., and Hawkesworth C., 2000, Composition of magmas. En: Sigurdson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, New York: Academic Press, p. 115-131.
- Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., 2005, Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust, *Journal of metamorphic Geology*, v. 23, p. 19-28.
- Sawyer, E.W., 1994, Melt segregation in the continental crust, *Geology*, v. 22, p. 1019-1022.
- Scaillet B., Holtz, F., and Pichavant, M., 1998, Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas 1. Volcanic-plutonic comparison, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27257-27266.
- Schmidt, M.W., and Poli, S., 1998, Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 361–379.
- Schultz, R.A., and Fossen, H., 2008, Terminology for structural discontinuities, *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 92, p. 853-867.
- Searle, M.P., 2006, Role of the Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia, *Journal of*



- the Geological Society, v. 163, p. 1025-1036.
- Shaw, C.S.J., Heidelbach, F., and Dingwell, D.B., 2006, The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 681-697.
- Sirbescu, M-L.C., and Nabelek, P.I., 2003, Crustal melts below 400°C, *Geology*, v. 31, p. 685-688.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hanks, W.B., and Glazner, A.F., 2005, Voluminous granitic magmas from common basaltic sources, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 148, p. 635-661.
- Spera, F.J., 2000, Physical properties of magmas. En: Sigurdson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, New York, Academic Press, p. 171-190.
- Spiegelman, M., and Kelemen, P.B., 2003, Extreme chemical variability as a consequence of channelized melt transport, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, n. 9, doi:10.1029/2002GC000336.
- Stolper, E., and Walker, D., 1980, Melt density and the average composition of basalt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 7-12.
- Takada, A., 1989, Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks, *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 118-126.
- Tarney, J., and Jones, C.E., 1994, Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models, *Journal of the Geological Society*, v. 151, p. 855-868.
- Tikoff, B., and Teyssier, C., 1992, Crustal-scale, en echelon 'P-shear' tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, v. 20, p. 927-930.
- Thompson, A.B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic liquids, *American Journal of Science*, v. 282, p. 1567-1595.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A., and Porcher, C.C., 1994, Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil, *Tectonics*, v. 13, p. 421-437.
- Turner, S., and Costa, F., 2007, Measuring timescales of magmatic evolution, *Elements*, v. 3, p. 267-272.
- Turner, S., Evans, P., and Hawkesworth, C., 2001, Ultrafast source-to-surface movement of melt at island arcs from <sup>226</sup>Ra-<sup>230</sup>Th systematic, *Science*, v. 292, p. 1363-1366.
- van der Molen, I., and Paterson, M.S., 1979, Experimental deformation of partially-melted granite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 299 – 318.
- Vigneresse, J.L., 2004, Toward a new paradigm for granite generation, *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, v. 95, p. 11-22.
- Vigneresse, J.L., 2007, The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation, *Ore Geology Reviews*, v. 30, p. 181-216.
- Vigneresse, J.L., and Burg, J.P., 2000, Continuous vs. discontinuous melt segregation in migmatites: insights from a cellular automaton model, *Terra Nova*, v. 12, p. 188-192.
- Vigneresse, J.L., and Burg, J.P., 2003, Strain rate-dependent rheology of partially molten rocks. En: Grocott, J., McCaffrey, K., Taylor, G., and Tikoff, B., editors, *Vertical and Horizontal Decoupling in the Lithosphere*, Geological Society, London, Special Publication, v. 227, p. 327-336.
- Vigneresse, J.L., and Clemens J.D., 2000, Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 174, p. 1-19.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., and Cuney, M., 1996, Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer,

- Journal of Petrology, v. 37, p. 1579-1600.
- Vignerese, J.L., Tikoff, B., and Améglio, L., 1999, Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons, *Tectonophysics*, v. 302, p. 203-224.
- Vignerese, J.L., Burg, J.P., and Moyen, J-F., 2008, Instabilities development in partially molten rocks, *Bollettino de lla Societa Geologica Italiana*, v. 127, p. 235-242.
- Webb, S.L., Dingwell, D.B., 1990a, Non-Newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: Experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 15695-15701.
- Webb, S.L., and Dingwell, D.B., 1990b, The onset of non-newtonian rheology of silicate melts: A fiber elongation study. *Physics and Chemistry of Minerals*, v. 17, p. 125-132.
- Weinberg, R.F., 2006, Melt segregation structures in granitic plutons, *Geology*, v. 34, p. 305-308.
- Weinberg, R.F., and Podladchikov, 1994, Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle, *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 9543-9559.
- Weinberg, R.F., and Regenauer-Lieb, K., 2010, Ductile fractures and magma migration from source, *Geology*, v. 38, p. 363-366.
- Wolff, J.A., Ramos, F.C., and Davidson, J.P., 1999, Sr isotope disequilibrium during differentiation of the Bandelier Tuff: Constraints on the crystallization of a large rhyolitic magma chamber, *Geology*, v. 27, p. 495-498.
- Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T.J., Ducea, M., Saleeby, J., and Jones, G.H., 2004, Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California, *Nature*, v. 431, p. 41-46.
- Zellmer, G.F., and Annen, C., 2008, An introduction to magma dynamics. En: Annen C., Zellmer, G.F., editores, *Dynamics of crustal magma transfer, storage and differentiation*, Geological Society Special Publication, v. 304, p. 1-13.
- Zellmer, G.F., Annen, C., Charlier, B.L.A., George, R.M.M., Turner, S.P., and Hawkesworth, C.J., 2005, Magma evolution and ascent at volcanic arcs: constraining petrogenetic process through rates and chronologies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, p. 171-191.
- Zhang, Y., Xu, Z., and Liu, Y., 2003, Viscosity of hydrous rhyolitic melts inferred from kinetic experiments, and a new viscosity model, *American Mineralogist*, v. 88, p. 1741-1752.

Recibido: 22 de mayo de 2014

Recibido corregido por el autor: 27 de noviembre de 2014

Aceptación: 15 de diciembre de 2014