

Los avances en los métodos analíticos proporcionan una nueva dimensión en la comprensión de los procesos magmáticos mediante la información de tiempos de residencia y evolución magmática. Los progresos se han producido principalmente en tres frentes. El análisis preciso de los isótopos de vida corta de las series del U y Th en roca total, separados minerales, e in situ. Estos datos permiten determinar el tiempo de fusión del manto y transporte directo del magma a la superficie (de ~ 50 a 500 años), o el tiempo de diferenciación magmática en un sistema cerrado (de 10 a 100 ka). Las dataciones de complejos plutónicos y de grandes provincias volcánicas mediante varios sistemas radiogénicos (K/Ar, Rb/Sr, U-Pb) se pueden hacer ahora usando un solo cristal, o incluso a nivel submilimétrico, gracias a el uso del láser y haces de iones y la espectrometría de masas. Los tiempos de residencia de magmas silíceos y muy explosivos varían de 10 a 300 ka. Los complejos plutónicos parecen formarse por amalgamamiento de múltiples cámaras magmáticas de tamaño reducido y durante tiempos que van de 100 ka a 5 Ma. Finalmente, el análisis y la modelización cinética de las heterogeneidades en cristales también se ha beneficiado de avances experimentales y analíticos. Ahora se pueden determinar coeficientes de difusión más precisos y en condiciones magmáticas sin necesidad de extrapolaciones. Esto ha permitido determinar los tiempos de mezcla de magmas (horas a años), y los tiempos de desgasificación (minutos a horas). Estos datos añaden una nueva perspectiva a una gran variedad de procesos geológicos, desde la reología del manto, pasando por la formación de la corteza continental, y la dinámica de erupciones volcánicas.

Advances in analytical methods are bringing a new dimension to the understanding of magmatic processes with the determination of magma residence and evolution times. Major progress has been made in three areas. Precise analyses of short-lived isotopes from the U and Th decay series have been done in bulk-rocks, mineral separates, or in situ. These data allow determining the times between mantle melting and magma transport to the surface (about 50 to 500 years), or the closed-system magma differentiation times (from 10 to 100 ky). Dating of plutonic and large volcanic complexes using a variety of radioactive systems (K/Ar, Rb/Sr, U/Pb) can be done now using a single crystal or even parts of a crystal. This is possible thanks to the advances of laser and ion beams combined with mass spectrometry. The residence times of silicic and explosive magmas vary between 10 and 300 ky. Large plutonic complexes appear to form mainly by amalgamation of multiple magma reservoirs during times that vary between 100 ky and 5 My. Finally, the analysis and kinetic modelling of chemical heterogeneities found in crystals have also benefited by advances in experimental and analytical techniques. These allow obtaining more precise diffusion coefficients at magmatic conditions without the need of extrapolations. The modelling approach has been successful in determining a large variety of processes. For example, the time since magma mixing and eruption is constrained to be between hours and decades, and the degassing times of erupting magmas between minutes and hours. All these temporal information influence our views of a large range of geological processes, from the reology of the mantle, through the formation of continental crust, or the dynamics of volcanic activity.

Tiempos de Residencia y de Evolución Magmática

/ FIDEL COSTA *

Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC. c/ LLuis Sole i Sabaris s/n. Barcelona 08028. SPAIN

INTRODUCCIÓN

La publicación en 1928 del libro de N. L. Bowen sobre la evolución de las rocas ígneas estableció las bases que todavía se usan y se discuten sobre cuáles son los procesos más importantes en la diferenciación magmática, qué parámetros físicos son los más relevantes, y cómo los procesos se pueden entender mediante experimentos en equilibrio y el análisis termodinámico. Desde entonces, los progresos en la comprensión de procesos magmáticos se han hecho mediante una avalancha de datos geoquímicos en roca total, elementos mayores, trazas e isótopos (ej. bases de datos PETDB, GEOROC, y NAVDAT), el análisis in situ de los diferentes componentes de los magmas (ej. Davidson et al., 2007; Ginibre et al., 2007), la determinación de parámetros físicos y equilibrios de fases de líquidos silicatados (ej. Gasparik, 2003; Mysen y Richet, 2005), el análisis termodinámico multi-componente (ej. Ghiorso y Sack,

1995), y la modelización numérica de la dinámica de la evolución magmática (ej. Jellinek y Kerr, 1999; Spera y Bohron, 2001).

En los últimos años ha surgido una nueva perspectiva en la comprensión y cuantificación de la dinámica de los procesos magmáticos gracias a la incorporación de la variable tiempo. Una serie de avances tecnológicos y conceptuales permiten en la actualidad de analizar de manera precisa nuevos isótopos radiactivos (series del U y Th), así como datar volúmenes de minerales extremadamente pequeños (diámetro de algunas decenas de μm). Este nuevo tipo de datos combinados con modelos cinéticos de zonaciones en los cristales permiten determinar la duración de procesos magmáticos que van de algunos minutos hasta millones de años (fig. 1). Estamos en un momento en que se puede empezar a responder cuestiones como: ¿cuánto tiempo está un magma almacenado en su reservorio antes de hacer erupción?, ¿cuánto tiempo tarda

en evolucionar un magma máfico en otro de félsico?, ¿cuánto tiempo tarda un magma desde que se genera en el manto hasta que llega a la superficie?. Las respuestas no solo aportan una nueva dimensión en la comprensión de los procesos magmáticos sino también de cómo estos están relacionados con otros procesos geológicos: la formación de la corteza continental, la reología del manto, o los procesos magmáticos precursores de erupciones. En este trabajo se explican brevemente las bases de los métodos para determinar la duración procesos magmáticos, se hace una síntesis de los tiempos que se han determinado y se ilustra como estos han aportado avances de conocimiento, y finalmente se discuten algunos problemas y se proponen posibles vías de solución.

HERRAMIENTAS PARA DETERMINAR LOS TIEMPOS DE LOS PROCESOS MAGMÁTICOS

Existen principalmente dos métodos

palabras clave: Magma, Volcan, Radioactivo, Cinética, Tiempo

key words: Magma, Volcano, Radioactive, Kinetics, Timescales

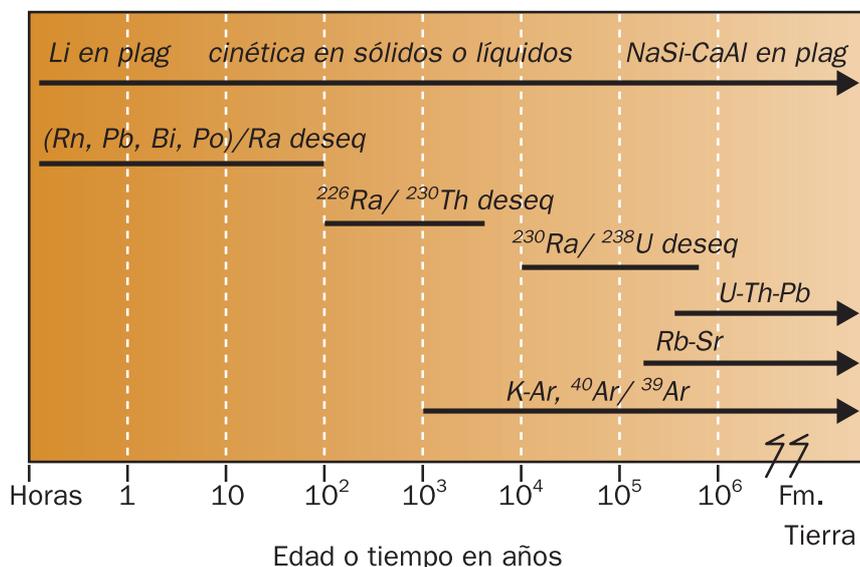


fig 1. Rangos de aplicabilidad de distintos métodos de datación.

para determinar los tiempos de residencia y de evolución magmática (ej. Turner y Costa, 2007). Uno está basado en las leyes de decaimiento radioactivo y se usa comúnmente para determinar las edades absolutas de minerales o rocas (ej. Faure y Mensing, 2004). El otro se basa en la determinación experimental de parámetros cinéticos (ej. coeficiente de difusión química) y la modelización según las leyes cinéticas y termodinámicas (ej. Lasaga, 1998). Los dos métodos están muy relacionados mediante el concepto de temperatura de cierre de un sistema radiogénico en un mineral dado (ej. Dodson, 1973; ver Costa 2008 para más detalles). Otros métodos que se han usado en menor medida y que no van a discutirse aquí, son, el tamaño y cantidad de cristales (ej. Higgins, 2006), los modelos térmicos de reservorios magmáticos (ej., Furlong et al., 1991), y el análisis numérico de la variación composicional de series volcánicas (Albarède, 1993).

Isótopos Radiactivos y Dataciones

Para determinar el tiempo de residencia o las velocidades de los procesos magmáticos se necesita conocer como mínimo las edades de dos eventos diferentes, ya que estamos interesados en conocer la duración de un proceso. En rocas volcánicas en general se toma el año (para erupciones históricas) o la edad de la erupción determinada mediante ^{14}C o K/Ar (o Ar/Ar), y la edad de uno o más minerales o rocas determinados mediante los sistemas Rb/Sr, U/Pb, o Th/Pb. De esta manera se han determinado la mayoría de tiempos de

residencia de magmas asociados a grandes erupciones ricas en SiO_2 y altamente explosivas (fig. 2). Para determinar los tiempos de emplazamiento de sistemas plutónicos se procede de manera similar, básicamente se datan diferentes minerales mediante diferentes sistemas radiogénicos que tienen temperaturas de cierre diferentes (ej., Maurel et al., 2004). Uno de los avances en este tipo de trabajos ha sido la posibilidad de datar cristales individuales o bien obtener múltiples determinaciones de edades en un solo cristal, típicamente el circón (ej. Hancher y Hoskin, 2003). Dependiendo de la edad y tipo de cristales se han usado la dilución isotópica y la espectrometría de masas con ionización térmica (ID-TIMS en inglés), la espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS en inglés), o la ablación láser, plasma acoplado inductivamente y espectrometría de masas (LA-ICP-MS, en inglés).

Isótopos Radiactivos de Vida Corta

Las dataciones mediante el sistema U-Th/Pb mencionadas más arriba usan la desintegración radioactiva de ^{235}U , ^{238}U , y ^{232}Th en sus productos finales estables, el ^{207}Pb , ^{206}Pb , y ^{208}Pb , respectivamente. Estas parejas se pueden usar para datar minerales con edades de más de ~ 1 Ma. Uno de los avances de las últimas dos décadas ha sido el poder usar los productos intermedios de decaimiento del U y Th para datar rocas muy jóvenes y al mismo tiempo obtener información sobre las velocidades de evolución magmática (ej. Allègre and

Condomines, 1976). Principalmente se usan los pares $^{238}\text{U}-^{230}\text{Th}$ ($T_{1/2} \sim 75$ ka), $^{230}\text{Th}-^{226}\text{Ra}$ ($T_{1/2} \sim 1.6$ ka), $^{226}\text{Ra}-^{210}\text{Pb}$ ($T_{1/2} \sim 22$ años), y $^{235}\text{U}-^{231}\text{Pa}$ ($T_{1/2} \sim 33$ ka). Después de aproximadamente unas 5 vidas medias se vuelve al equilibrio lo que limita el método a rocas relativamente jóvenes (< 1 Ma). El uso de estos isótopos en rocas ígneas a permitido determinar escalas de tiempo que van desde algunas horas a unos centenares de miles de años y por lo tanto nos han acercado a los procesos de escalas humanas (fig. 1). Una de las ventajas respecto las dataciones más convencionales es que con una sola determinación ya se puede tener una cierta idea del tiempo, ya que la presencia de desequilibrio entre dos isótopos dados directamente indica que la duración del proceso en cuestión es inferior a unas ~ 5 veces la vida media (ej., Condomines et al., 2003).

Las bajas concentraciones de estos isótopos en la mayoría de rocas y minerales ígneos requieren una cantidad significativa de muestra (roca total o separados minerales) para obtener un resultado suficientemente preciso (ej. Cooper and Reid, 2008). El hecho de que se tengan que usar un gran número de cristales en una sola determinación isotópica complica la interpretación de los datos, ya que no es infrecuente encontrar mezclas de cristales de diferentes orígenes y edades (ej., Bacon & Lowenstern, 2005). En casos muy favorables se pueden obtener los tiempos de residencia, ya que se pueden determinar las edades de cristalización de manera muy precisa (ej., Jicha et al., 2007). Solo muy recientemente se han empezado a determinar los isótopos de las series del U y Th en minerales accesorios (ej. circón, allanita) mediante métodos in situ usando un haz de iones (ej. SIMS) o el láser (ej. LA-ICP-MS). En la mayoría de las aplicaciones se determinan los isótopos de la series del U y Th de la roca total, y se analizan un grupo de rocas que se piensa que están genéticamente relacionadas. La variación de las relaciones isotópicas con varios índices de diferenciación permiten determinar las velocidades de diferenciación magmática en sistema cerrado (ej., Turner y Costa, 2007).

Métodos de Cinética de Reacciones y Modelización

Mucho minerales ígneos están zonados químicamente, ya sea en elementos mayores, trazas o isótopos. El origen de estas heterogeneidades es variado, ya

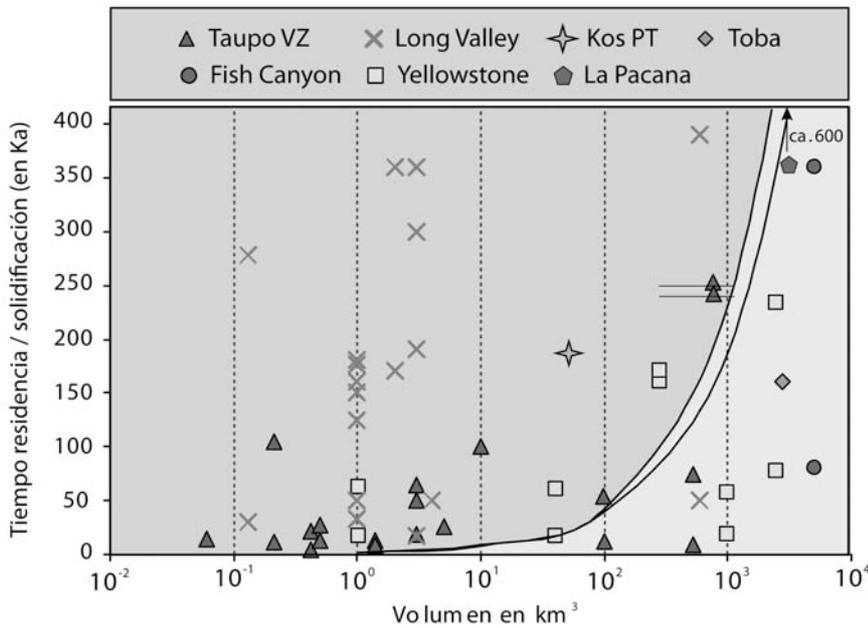


fig. 2. Resumen de tiempos de residencia obtenidos a partir de la diferencia entre la edad de la erupción y la obtenida por los sistemas radiogénicos del Rb-Sr, U-Pb, y U-Th y varios minerales (feldespatos, circones, allanita). Son datos obtenidos de magmas silíceos (dacitas a riolitas) asociados a sistemas magmáticos de tipo caldera. Los tiempos de residencia tienden a aumentar con el tamaño de los depósitos lo que se podría esperar si hay un flujo de magma constante y similar en todos los sistemas magmáticos. No obstante, hay depósitos de tamaño relativamente pequeño (< 10 km³) que muestran tiempos de residencia extremadamente largos (> 100 ka). Estos son muy probablemente artificiales y reflejan que los cristales que se han datado (ej circones) son reciclados de intrusiones anteriores (aunque seguramente del mismo sistema magmático) al magma que finalmente los transportó a la superficie. Esta observación también puede hacerse mediante un modelo térmico. La curva indica el tiempo que tardaría a solidificarse un magma de un volumen dado. Como se puede apreciar en la figura, los tiempos de residencia de muchos depósitos < 10 km³ son hasta dos ordenes de magnitud superiores al tiempo de solidificación lo que sugiere el reciclado de cristales mas antiguos en estos depósitos. Figura modificada de Costa (2008) donde se pueden encontrar las fuentes bibliográficas usadas y detalles sobre el modelo térmico.

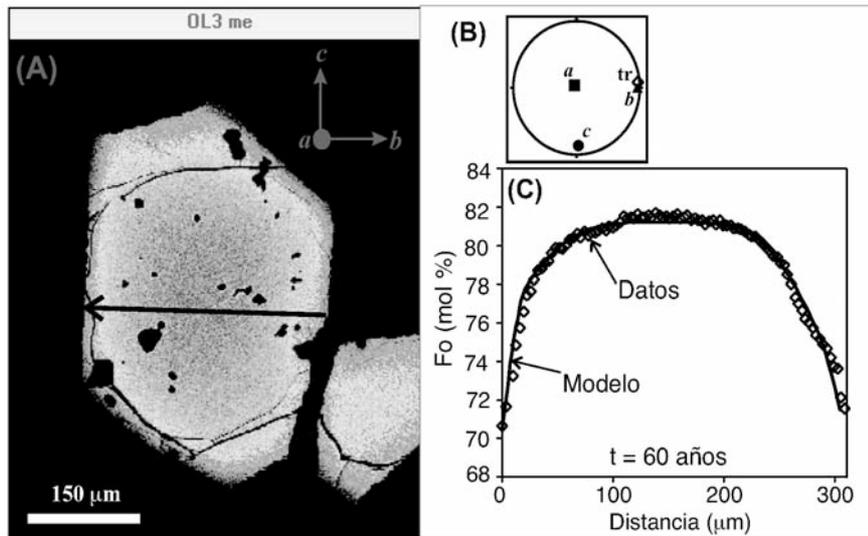


fig. 3. Ejemplo utilización de la zonación mineral como fuente de información sobre los tiempos de evolución magmática. (A) Mapa de distribución de rayos X del Mg en cristal de olivino. El cristal esta zonado de manera 'normal', con una mayor concentración en el centro que en el borde. Además se puede ver que el gradiente de intensidad de los rayos X del Mg es mayor en la dirección N-S que en la E-O. Esto es debido hay que hay una anisotropía del coeficiente de difusión del Mg (y del Fe, con quien esta acoplado); difusión paralela a la dirección [001] es seis veces mayor que paralela a [100] o [010]. Esto da lugar a una zonación asimétrica. La flecha señala la dirección y posición del perfil de microsonda electrónica que se usó para cuantificar la composición del olivino como se muestra en la parte (C) de esta figura. (B) Proyección en el hemisferio sur de las orientaciones de los ejes cristalográficos del olivino y del perfil de microsonda electrónica. El perfil de dirección E-O es paralelo al eje b, mientras que el eje c tiene una orientación N-S y el a es perpendicular a plano de la figura. La orientación de los ejes cristalográficos se midió in situ mediante la difracción de electrones retrodispersados. (C) Perfil de concentración y modelo de la zonación de Fe-Mg [Fo = 100 * Mg/(Mg+Fe) en mol]. El modelo se construyó usando la segunda ley de Fick de la difusión. El tiempo calculado corresponde al tiempo que ocurrió entre un episodio de mezcla de magmas y la erupción (para mas detalles ver Costa y Chakraborty, 2004).

que el cristal puede ir cambiando de composición (mediante crecimiento o disolución) dependiendo de la variación que hay en parámetros como la temperatura, presión, o composición del ambiente. Este método se basa en que los gradientes de concentración (o más bien de potencial químico) tienen tendencia a equilibrarse

a una velocidad que se puede calibrar experimentalmente (ej. coeficiente de difusión) y que se rige por leyes cinéticas (ej. Ley de Fick). Dado que la difusión depende exponencialmente con la temperatura (relación de tipo Arrhenius), y que las velocidades de difusión en muchos materiales geológicos de interés en este artículo son bastante lentas, las composiciones minerales que medimos reflejan condiciones de temperatura magmáticas y no las ambientales (fig. 3; Costa et al., 2008).

Este método se aplicó probablemente por primera vez para determinar las velocidades de enfriamiento de meteoritos (Wood, 1964) y luego en rocas metamórficas (ej. Lasaga et al., 1977). En los últimos años se han desarrollado muchas aplicaciones en rocas ígneas debido a avances técnicos y experimentales que permiten la determinación de coeficientes de difusión a temperaturas magmáticas y en condiciones controladas (ej. Dohmen et al., 2002; Costa y Chakraborty, 2008). La mejora de la resolución espacial para analizar las zonaciones y gradientes en minerales, y la facilidad con que pueden medirse mediante la microsonda electrónica, iónica o el LA-ICP-MS, también ha permitido de producir mejores modelos o simplemente reconocer que la reequilibración intracristalina está teniendo lugar durante los procesos magmáticos (ej. Costa et al., 2003).

Las ventajas de este método son que los tiempos pueden relacionarse con las observaciones petrológicas a nivel de lamina delgada y por lo tanto asociarlo directamente con el proceso magmático que dio lugar a la zonación. Además, se pueden obtener muchas determinaciones usando varios cristales en una lamina delgada y múltiples elementos y minerales se puede acceder a procesos que tardan algunos segundos hasta millones de años (fig. 1). Las desventajas son que en general no proporciona un método absoluto de datación (sí puede hacerlo si se sabe la edad de la erupción) y que los resultados son muy dependientes de la temperatura, lo que requiere conocer de la historia térmica. Se ha aplicado a una gran variedad de problemas, desde el tiempo entre la llegada de un magma en una cámara magmática y la erupción hasta el tiempo de transporte de xenolitos mantélicos en la corteza.

TIEMPO DE RESIDENCIA Y DE EVOLUCIÓN MAGMÁTICA Y RELACIÓN CON OTROS PROCESOS GEOLÓGICOS

La variedad de tiempos que se han determinado para esclarecer la formación y evolución de rocas ígneas se describen a continuación mediante un esquema simple de generación de magma en el manto, transporte, almacenamiento y acumulación, y eventualmente erupción (fig. 4). Además de presentar los tiempos también se discuten las implicaciones que estos tienen, ya que esta información temporal solo tiene un gran interés cuando se integra dentro de modelos más generales. Otras síntesis o resúmenes recientes de esta información se pueden encontrar en Hawkesworth et al. (2004), Turner y Costa (2007), Costa (2008), y Cooper y Reid (2008).

Tiempo de Generación y de Transporte de Magmas en el Manto

La información sobre la composición y dinámica del manto superior proviene en gran parte del estudio geoquímico de los magmas basálticos que hacen erupción en zonas de subducción, o en las dorsales e islas oceánicas. Conocer los tiempos de tránsito del magma en el manto son muy importantes ya que determinan el modelo físico de generación y transporte. Hay todavía relativamente pocos datos sobre la duración de estos procesos ya que en muchos casos es difícil demostrar que los materiales que se están analizando (cristales o roca total) hayan preservado sus características desde el manto hasta la superficie.

Los estudios de los isótopos de vida corta de la serie del U y Th (desequilibrio en ^{226}Ra y ^{210}Pb) en magmas basálticos de zonas de subducción, en dorsales e islas oceánicas sugieren que en algunos casos el tiempo entre la fusión parcial y la erupción puede ser extremadamente corto, de unas decenas a centenares de años (Turner et al., 2001; Stracke et al., 2006; Rubin et al., 2005). Esto implica velocidades de transporte en el manto del orden de 10 a 1000 m a^{-1} . Todavía hay discusión sobre la correcta interpretación de estos datos ya que es crucial saber donde (ej. a que profundidad) y que procesos generaron el disequilibrio inicial (ej. Van Orman et al., 2006). La información sobre estas velocidades determinan el tipo de transporte de los magmas en el manto (diques, flujo poroso o canalizado) lo que a su vez implica el tipo de reacciones y la geoquímica en

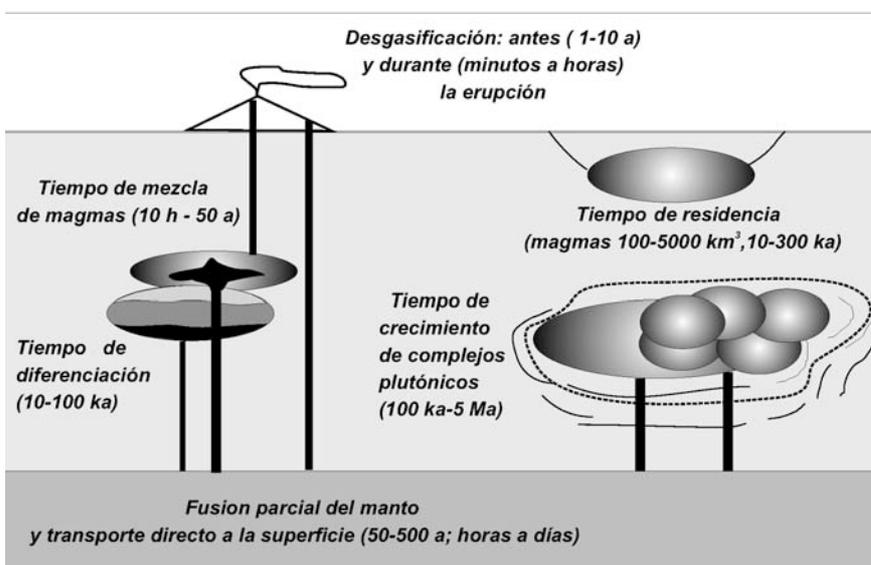


fig. 4. Ilustración esquemática y síntesis de los procesos y tiempos asociados con varios aspectos de la generación, el transporte, acumulación, diferenciación magmática, y eventual erupción.

desequilibrio o no (ej. Spiegelman & Kelemen, 2003).

Los tiempos de transporte del manto hasta la superficie también se han determinado usando las heterogeneidades en cristales en xenolitos peridotíticos y xenocristales de origen mantélico. El estudio de las zonaciones de hidrógeno en olivino (ej Demouchy et al., 2006) y de las edades de flogopitas en kimberlitas (Kelley y Wartho, 2000), indican tiempos de transporte desde el manto hasta la superficie de días a horas, con velocidades de ascenso de varios m s^{-1} . Estos resultados se deberían tener en cuenta en modelos numéricos de creación y desarrollo de fracturas en la corteza.

Tiempo de Residencia, Evolución, y Acumulación de Magmas en la Corteza

Los mecanismos de formación y evolución de corteza continental provienen en buena parte del estudio de complejos plutónicos y grandes erupciones silíceas (ej Brown y Rushmer, 2006). El estudio y la datación de los minerales mediante varios sistema radiogénicos de sistemas plutónicos de volúmenes entre 500 y 10^5 km^3 muestran que se requieren historias magmáticas que duran entre 90 ka y 50 Ma, lo que da unas tasas medias de emplazamiento magmático entre 0,01 y 0,001 $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$. Las velocidades de enfriamiento calculadas a partir de edades de varios minerales y sistemas radiogénicos varían entre $2 \cdot 10^{-3}$ y $1 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$ (Amelin et al., 1997; Coleman et al., 2004; Long et al., 2005; Michel et al., 2008; Oberli et al., 2004; Vielzeuf et al., 2005). Estas determinaciones sugieren que muchos complejos plutónicos se forman mediante amalga-

miento de varias intrusiones o mediante diques emplazados a cortos intervalos de tiempo. Este tipo de dinámica también tiene influencia (y a su vez está influenciada por) la reología de la corteza, ya que las velocidades de los procesos de deformación y de emplazamiento magmáticos están muy relacionadas (ej. Shaw, 1985; Paterson y Tobisch, 1992; Petford et al., 2000). El tipo de emplazamiento y evolución de los complejos plutónicos tienen además mucha relevancia para entender los depósitos minerales asociados y la explotación de energía geotérmica (ej. Vigneresse, 2007).

Los tiempos de residencia de magmas silíceos y que dan lugar a grandes erupciones explosivas y están asociados a complejos de caldera, son importantes para entender el riesgo volcánico asociado. Pero también aportan datos cruciales sobre las velocidades de crecimiento de la corteza y su reología. Se han realizado un buen número de estudios que muestran que los tiempos de residencia son muy variables, desde algunos miles de años hasta casi medio millón de años, con un cierto incremento del tiempo con el volumen del material (fig. 2; ver resumen en Costa, 2008). No obstante, hay depósitos de tamaño relativamente pequeño ($< 10 \text{ km}^3$) que muestran tiempos de residencia extremadamente largos ($> 100 \text{ ka}$). Estos tiempos de residencia son muy probablemente artificiales y reflejan que los cristales que se han datado (ej. circones) son reciclados de intrusiones anteriores (aunque seguramente del mismo sistema magmático) al magma que finalmente los transportó a la superficie. Esta observación también puede hacerse mediante un mode-

lo de evolución térmica de un magma (ver fig. 2).

Tiempo de evolución magmática y de procesos precursores de erupciones

Una de las cuestiones que se plantean desde el principio del estudio de las rocas ígneas es qué procesos dan lugar a la variedad de composiciones existentes (ej. Bowen, 1928). Es una cuestión importante tanto desde un punto de vista de la diferenciación temprana de la Tierra en los reservorios principales, como para entender la estructura de la corteza, o que procesos dan lugar a magmas ricos en volátiles y sus erupciones explosivas. El estudio de los isótopos radiogénicos de vida corta de las series del U y Th, así como de la zonación de los minerales, están aportando una nueva dimensión a la comprensión de la evolución magmática. Por ejemplo, se pueden empezar a proponer relaciones causales entre procesos que pasan en profundidad dentro de la cámara magmática, y fenómenos que se miden en la superficie de un volcán activo, como la cantidad y composiciones de gases, o la deformación.

El tiempo de evolución desde magmas basálticos a términos más evolucionados se ha determinado usando la composición de un grupo de rocas que se creen genéticamente relacionadas. Los isótopos de las series del U y Th muestran que los tiempos de diferenciación son muy variables, desde unos cuantos miles de años a centenares de miles de años. Estos tiempos son máximos, ya que si la evolución ha sido por sistema abierto mediante la asimilación de materiales, estos serán en general más viejos y probablemente en equilibrio secular (ej. Turner & Costa, 2007). Los tiempos de diferenciación también se han determinado en algunos casos mediante la modelización de zonaciones (ej. Morgan & Blake, 2006) y parecen ser coherentes con los tiempos determinados mediante isótopos. La mayoría de aplicaciones de modelización de las zonaciones en minerales ha sido en procesos de sistema abierto: mezcla de magmas, asimilación de la corteza, y remobilización de plutones en profundidad y los tiempos son en general cortos, desde algunas horas hasta unas décadas, rara vez hasta o centenares de años (ver resumen en Costa & Chakraborty, 2004, y Costa et al., 2008).

Los tiempos de los procesos magmáticos asociados a rocas volcánicas tienen el posible valor añadido de poder

usarse para entender las señales precursoras de erupciones (ej. Newhall, 2007). Uno de los problemas es que más de un proceso dado pueden dar señales precursoras muy parecidas con lo que es difícil de interpretar los datos de manera única. El estudio de las zonaciones en los cristales pueden ayudar a interpretar los señales precursoras mediante la comparación temporal de eventos magmáticos registrados en los cristales y los señales precursoras (ej. Berlo et al., 2004).

Tiempo de desgasificación magmática

Una parte importante de sistema magmático son los gases y su papel en la formación de depósitos minerales, tipo de actividad volcánica, y efectos en la composición y evolución de la atmósfera (ej. Yang & Scott, 2002; Robock & Oppenheimer, 2003; Shinohara, 2008). Durante esta última década se ha conseguido datar los episodios de desgasificación magmática en volcanes activos y compararlos con los episodios que se pueden medir más directamente en superficie. Esto se ha llevado a cabo mediante la medición de los isótopos de vida corta $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$, ya que el Ra es muy volátil. Varios estudios de roca total muestran que los tiempos de desgasificación del magma en profundidad y la erupción varían desde unos meses a unas decenas de años (ej. Condomines et al., 2003; Turner et al., 2004; Berlo et al., 2006). La modelización de los gradientes en concentración de H_2O en vidrios naturales también aportan tiempos de desgasificación del magma, y estos son más cortos del orden de unos minutos a pocos días (Castro et al. 2005; Humphreys et al. 2008). La diferencia entre los tiempos de desgasificación más largos dados por los isótopos comparados con los obtenidos por modelización de las zonaciones, se pueden interpretar como la existencia de dos procesos o escalas de tiempo de pérdida de gases: una larga donde un gran volumen de magma se va desgasificando en profundidad, y la otra más corta que refleja el último estadio de desgasificación cuando el magma hace erupción. Poder distinguir entre estas dos escalas de tiempo ha permitido proponer diferentes escenarios de reservorios magmáticos y abordar de una manera mucho más realista los señales de gases precursoras de erupciones (ej. Newhall, 2007; Shinohara, 2008).

DISCUSION Y PERSPECTIVAS

La posibilidad de determinar una gran

variedad de tiempos de procesos magmáticos es un gran avance para la petrología ígnea y para entender los procesos geológicos donde la actividad magmática juega un rol. No obstante, hay todavía pocas determinaciones y se pueden identificar varios problemas lejos de estar resueltos:

(1) La mayoría de información sobre los tiempos de evolución magmática se ha obtenido mediante el análisis de roca total o separados minerales. Esto complica la interpretación de los resultados ya que muchas rocas contienen cristales reciclados de varios magmas o de rocas encajantes. Es un problema clásico en la interpretación de los tiempos de residencia (ej. Costa, 2008). Se necesita poder analizar in situ las edades de los minerales mayoritarios y que intervienen directamente en la diferenciación magmática. Hasta ahora solo se puede hacer, en el mejor de los casos, en minerales ricos en U y Th. Esto permitiría de determinar la edad y probablemente la fuente de los diferentes cristales y la correcta interpretación de los tiempos de residencia y de diferenciación magmática. Puede que la evolución de los sistemas de LA-ICP-MS contribuyan a hacer esto posible (ej. Bernal et al., 2005).

(2) Los modelos cinéticos de zonaciones de minerales dependen en gran parte de la calidad de los coeficientes de difusión pero hay muy pocas determinaciones que cubran el rango de variables de los procesos magmáticos (ej. fugacidades de oxígeno y agua, presión, dirección cristalográfica). Nuevos datos experimentales combinados con modelos de computacionales y teóricos de defectos en minerales (ej. Wright, 2006; Dohmen & Chakraborty, 2007) permitirán adaptar los resultados experimentales a las condiciones magmáticas de cada sistema. Una mejora de la resolución espacial y de la precisión de los análisis in situ en minerales permitirán resolver mejor los gradientes químicos y acceder a una mayor diversidad de procesos y escalas de tiempo. Esta posibilidad ya existe mediante instrumentos como el NanoSIMS, la combinación de haz de iones focalizado (FIB en inglés) con el microscopio electrónico de transmisión (ej. Wirth, 2009) pero todavía no se pueden usar de modo rutinario.

(3) Los tiempos de los procesos obtenidos mediante los dos métodos aquí descritos (isótopos radioactivos y la modelización cinética) no se han contrastado en casi ninguna ocasión. Gran

parte de la dificultad reside en encontrar un sistema magmático que tenga las características de edad, geoquímica, y componentes minerales que pueda ser explotado por los dos métodos. Buenos candidatos parecen ser volcanes activos que den lugar a materiales evolucionados (altas concentraciones en U y Th) donde se puedan combinar dataciones mediante los isótopos de vida corta con la modelización de las zonaciones minerales.

(4) Todavía no se han incorporado los resultados de los tiempos de los procesos magmáticos en modelos más generales de procesos geológicos. Por ejemplo, faltan de relacionar las escalas de tiempo de formación de complejos plutónicos con las velocidades de deformación de la corteza o con modelos térmicos. Progreso en esta dirección se hará mediante modelos numéricos, aunque requerirá nuevas formulaciones para poder tener en cuenta la gran variedad de escalas de espacio y de tiempo que intervienen en muchos de estos procesos (ej. Spiegelman & Katz, 2006).

AGRADECIMIENTOS

Gracias a J.C. Melgarejo por generarme la pasión por la mineralogía y el placer de los "jóvenes investigadores". Gracias a la SEM, y especialmente a J.A. Proenza por darme la oportunidad de escribir este artículo. Gracias al MEC por la beca Ramón y Cajal.

REFERENCIAS

Albarède, F. (1993) Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 615-621.

Allègre, C. & Condomines, M. (1976) Fine chronology of volcanic processes using ^{238}U - ^{230}Th systematics. *Earth Planet Sci Lett* 28: 395-406.

Amelin, Y.V., Larin, A.M. & Tucker, R.D. (1997) Chronology of multiple emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic shield: implications for magmatic evolution. *Contrib Mineral Petrol* 127, 353-368.

Bacon, C.R. & Lowenstern, J.B. (2005) Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233, 277-293.

Berlo K., Tuner S., Blundy J., Black S. & Hawkesworth, C. (2006) Tracing pre-eruptive magma degassing using ($^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$) disequilibria in the volcanic deposits of the 1980-1986 eruption of Mount St. Helens. *Earth Planet Sci Lett* 249, 337-349.

_, Blundy J., Turner S., Cashman K., Hawkesworth, C. & Black S., (2004) *Geochemical Precursors to Volcanic Activity at Mount St. Helens, USA. Science* 306, 1167-1169.

Bernal, J.-P., Eggins S.M. & McCulloch M.T. (2005) Accurate in situ ^{238}U - ^{234}U - ^{234}Th - ^{230}Th analysis of silicate glasses and iron oxides by laser-ablation MC-ICP-MS. *J Anal At Spectrom* 20: 1240-1249.

Bowen, N.L. (1928) *The Evolution of igneous rocks*, Princeton, Princeton University press, 332pp.

Brown M. & Rushmer T. (2006) *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*. Cambridge University Press 562 pp.

Castro, J.M, Manga, M. & Martin, M.C. (2005) Vesiculation rates of obsidian domes inferred from H_2O concentration profiles. *Geophys Res Lett* 32, doi: 10.1029/2005GL024029.

Coleman, D.S., Gray, W. & Glazner, A. F. (2004) Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive suite, California. *Geology* 32, 433-436.

Condomines, M., Gauthier, P.-J. & Sigmarsson, O. (2003) Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks. *Rev Mineral Geochem* 52, 125-174

Cooper, K. M. & Reid, M. R. (2008) Uranium-series crystal ages. *Rev. Mineral. Geochem.* 69: 479-544.

Costa, F. (2008) Residence times of silicic magmas associated with calderas. In: *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. Gottsmann J, Martí J (eds) *Developments in Volcanology* 10: 1-55.

_, & Chakraborty, S. (2004) Decadal time gaps between mafic intrusion and silicic eruption obtained from chemical zoning patterns in olivine. *Earth Planet Sci Lett* 227, 517-530.

_, _ (2008) The effect of water on Si and O diffusion rates in olivine and their relation to transport properties and processes in the upper mantle. *Phys Earth Planet Int* 166, 11-29.

_, & Dungan, M. (2005) Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine. *Geology* 33, 837-840.

_, Chakraborty, S. & Dohmen, R. (2003) Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2189-2200.

_, Dohmen, R. & Chakraborty, S. (2008) Time scales of magmatic processes from modeling the zoning patterns of crystals.

Rev. Min. Geochem. 69, 545-594.

Davidson, J.P., Morgan, D.J., Charlier, L.A., Harlou, R. & Hora J.M. (2007) Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: implications for the study of magmatic systems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 273-311

Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F. & Stern, C.R. (2006) Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology* 34, 429-432.

Dodson, M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259-274.

Dohmen, R. & Chakraborty, S. (2007) Fe-Mg diffusion in olivine II: point defect chemistry, change of diffusion mechanisms and a model for calculation of diffusion coefficients in natural olivine. *Phys Chem Min* 34, 409-430.

_, Becker, H.W., Meissner, E., Etzel, T. & Chakraborty, S. (2002) Production of silicate thin films using pulsed laser deposition (PLD) and applications to studies in mineral kinetics. *Eur. J. Mineral.* 14:1155-1168

Faure, G. & Mensing, T.M. (2004) *Isotopes: principles and applications*. Wiley, Hoboken, 928 pp.

Furlong, K.P., Hanson, R.B. & Bowers, J.R. (1991) Modeling thermal regimes. *Rev. Mineral.* 26, 437-505.

Gasparik, T. (2003) *Phase diagrams for Geoscientists*. Springer Verlag, 462 p.

Ghiorso, M.S. & Sack, R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib Mineral Petrol* 119, 197-212.

Ginibre, C., Wörner, G. & Kronz, A. (2007) Crystal zoning as an archive for magmatic evolution. *Elements* 3: 261-266

Hanchar, J.M. & Hoskin P.W.O. (2003) Zircon. *Rev. Min. Geochem.* 53.

Hawkesworth, C., George, R., Turner, S. & Zellmer, G. (2004) Time scales of magmatic processes. *Earth Planet Sci Lett* 218: 1-16.

Higgins, M. D. (2006) *Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology*, Cambridge, UK (Cambridge University Press). 265 pp.

Humphreys, M.C.S., Menand, T., Blundy, J.D. & Klimm, K. (2008) Magma ascent rates in explosive eruptions: Constraints from H_2O diffusion in melt inclusions. *Earth Planet Sci Lett.* 270, 25-40.

Jellinek, A.M. & Kerr, R.C. (1999) Mixing and compositional stratification produced by natural convection. 2. Application to the dif-

- ferentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiite lava flows. *J. Geophys. Res.* 104, 7203-7218.
- Jicha, B.R., Singer, B.S., Beard, B.L., Johnson, C.M., Roa, H.M. & Naranjo, J.A. (2007) Rapid magma ascent and generation of Th-230 excesses in the lower crust at Puyehue-Cordon Caulle, Southern Volcanic Zone, Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.* 255, 229-242
- Kelley, S.P. & Wartho, J.-A. (2000) Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. *Science* 289, 609-611.
- Lasaga, A.C. (1998) *Kinetic theory in the Earth Sciences*, Princeton University Press, 811 pp.
- _, Richardson, S.M. & Holland, H.D. (1977) The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: *Energetics of Geological Processes*, Saxena SK, Bhattachanji S (eds) p 353-388. Springer-Verlag, New York.
- Long, L.E., Castellana, C.H. & Sial, A.N. (2005) Age, origin and cooling history of the Coronel João Sã Pluton, Bahia, Brazil. *J. Petrol.* 46, 255-273.
- Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N. & Brunel, M. (2004) U-Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France), *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1091-1098.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U. & Ovtcharova M. (2008) Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology* 36: 459-462.
- Morgan, D.J. & Blake, S. (2006) Magmatic residence times of zoned phenocrysts: introduction and application of the binary element diffusion modelling (BEDM) technique. *Contrib Mineral Petrol* 151, 58-70.
- Mysen, B. & Richet, P. (2005) Silicate Glasses and melts. Properties and structure. *Developments in Geochemistry* 10, Elsevier, 544 pp.
- Newhall, C. G. (2007) *Volcanology 101 for Seismologists. Treatise on Geophysics*, vol. 4, pp. 351-388. Elsevier.
- Oberli, F., Martin, M., Berger, A., Rosenberg, C.L. & Gieré, R. (2004) U-Th-Pb and 230Th/238U disequilibrium isotope systematics. Precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2543-2560.
- Paterson, S.R. & Tobisch, O.T. (1992) Rates of processes in magmatic arcs- implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.* 14, 219-300.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. & Vigneresse, J.-L. (2000) Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669-673.
- Robock, A. & Oppenheimer, C. (2003) *Volcanism and the Earth's Atmosphere*. AGU Monograph 139, 360 pp.
- Rubin, K.H., van der Zander, I., Smith, M.C. & Bergmanis, E.C. (2005) Minimum speed limit for ocean ridge magmatism from 210Pb-226Ra-230Th disequilibria. *Nature* 437: 534-538.
- Shaw, H.R. (1985) Links between magmatic-tectonic rate balances, plutonism and volcanism. *J. Geophys. Res.* 90, 11275-11288.
- Shinohara, H. (2008) Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. *Rev. Geophys* 46, RG4005, doi: 10.1029/2007RG000244.
- Spera, F. J. & Bohron, W. A. (2001) Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes I: General Model and Energy-Constrained Assimilation and Fractional Crystallization (EC-AFC) Formulation. *J. Petrol.* 42, 999-1018.
- Spiegelman, M. & Kelemen, P.B. (2003) Extreme chemical variability as a consequence of channeled melt transport. *Geochem. Geophys. Geosys.* 4, 1055, doi: 10.1029/2002GC000336.
- _ & Katz, R. (2006) A semi-Lagrangian Crank-Nicholson algorithm for the numerical solution of advection-diffusion problem. *Geochem. Geophys. Geosys.* 7, Q0401, doi:10.1029/2005GC001073.
- Stracke, A., Bourdon, B. & McKenzie, D. (2006) Melt extraction in the Earth's mantle: constraints from U-Th-Pa-Ra studies in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244: 97-112.
- Turner, S. & Costa, F. (2007) Measuring time scales of magmatic evolution. *Elements* 3, 267-272.
- _, Black, S. & Berlo, K. (2004) ²¹⁰Pb-²²⁶Ra and ²³²Th-²²⁸Ra systematics in young arc lavas: implications for magma degassing and ascent rates. *Earth Planet Sci Lett* 227, 1-16.
- _, Evans, P. & Hawkesworth, C. (2001) Ultrafast source-to-surface movement of melt at island arcs from ²²⁶Ra-²³⁰Th systematics. *Science* 292, 1363-1366.
- Van Orman, J.A., Saal, A.E., Bourdon, B. & Hauri, E.H. (2006) Diffusive fractionation of U-series radionuclides during mantle melting and shallow-level melt-cumulate interaction. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4797-4812.
- Vielzeuf, D., Veschambre, M. & Brunet, F. (2005) Oxygen isotope heterogeneities and diffusion profile in composite metamorphic-magmatic garnets from the Pyrenees. *Am. Mineral.* 90, 463-472.
- Vigneresse, J.L. (2007) The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geol. Rev.* 30, 181-216.
- Yang, K.H. & Scott, S.D. (2002) Magmatic degassing of volatiles and ore metals into a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, western Pacific. *Econ Geol* 97, 1079-1100.
- Wirth, R. (2009) Focused Ion Beam (FIB) combined with SME and TEM: advanced analytical tools for studies of chemical composition, microstructure and crystal structure in geomaterials on a nanometre scale. *Chem. Geol.*, 261: 217-229.
- Wood, J.A. (1964) The cooling rates and parent bodies of several iron meteorites. *Icarus* 3:429-459
- Wright, K. (2006) Atomistic models of OH defects in nominally anhydrous minerals. *Rev. Min. Geochem.* 62, 67-83