

GEOQUÍMICA DE LOS FLUIDOS EN EL METAMORFISMO DE MUY BAJO GRADO DEL CRETACICO INFERIOR DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, CHILE

F.J. CARRILLO-ROSÚA^(1,2,3), D. MORATA⁽¹⁾, S. MORALES-RUANO⁽²⁾, M. BELMAR⁽¹⁾, A.J. BOYCE⁽³⁾ Y A.E. FALLICK⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile (ffcarril@ugr.es; dmorata@cec.uchile.cl; mbelmar@ing.uchile.cl)

⁽²⁾ Departamento de Mineralogía-Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18002 Granada, España (smorales@ugr.es)

⁽³⁾ Isotope Geosciences Unit, SUERC, Scottish Enterprise Technology Park, G75 0QF, Scotland, Reino Unido (a.boyce@suerc.gla.ac.uk; t.fallick@suerc.gla.ac.uk)

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Este trabajo trata de abordar la naturaleza de los fluidos durante los procesos de metamorfismo de muy bajo grado que afectan a secuencias volcano-sedimentarias de la Cordillera de la Costa de Chile, a la latitud de La Serena (29°30'-30°00'S). Para ello se intenta conjugar los estudios mineralógicos, con la microtermometría de inclusiones fluidas y la geoquímica de isótopos estables, técnicas éstas últimas menos utilizadas en ambientes de metamorfismo de bajo grado, pero que pueden aportar una valiosa información (si no la única) acerca de los fluidos y los procesos que han intervenido. Esta zona de estudio tiene el interés de que concurren diferentes procesos en una misma área como son el metamorfismo, una importante actividad magmática intrusiva y la existencia de distintas mineralizaciones metálicas.

Se han estudiado rocas volcánicas del Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa en la latitud de La Serena (Chile Central), generadas en un contexto extensional dentro del proceso de subducción de la Placa Pacífica bajo la Placa Americana (e.g. Vergara et al., 1995; Morata y Aguirre, 2003). En la región de la Serena (29°30'-30°00'S) se diferencian dos formaciones dentro del Cretácico Inferior: la Formación *Arqueros*, del Hauteriviense-Barremiense con 1500 m de potencia y la Formación *Quebrada Marquesa*, del Barremiense Superior - Albiense con 1900 m de potencia. En la Formación *Arqueros* se han distinguido tres miembros lávicos y subvolcánicos (Ka1, Ka3, Ka5) separados por dos miembros sedimentarios de calizas de aguas marinas someras (Ka2, Ka4). La Formación *Quebrada Marquesa*, concordante con la anterior, está constituida por rocas clásticas continentales, vulcanitas (lavas y rocas piroclásticas, principalmente en la parte inferior de la secuencia) y en menor medida calizas marinas (Aguirre y Egert, 1965). Las lavas de estas unidades son rocas altamente porfídicas (20-30% fenocristales), con plagioclasa cálcica (An₅₇₋₅₄Ab₄₀₋₄₂Or₃₋₄), clinopiroxeno (Wo₄₀En₄₃Fs₁₇), magnetita, y menores proporciones pseudomorfas de olivino y ortopiroxeno. Se pueden clasificar como andesitas basálticas y andesitas calcoalcalinas altas en potasio a shoshoníticas, caracterizadas por contenidos de Al₂O₃ relativamente altos y homogéneos (≈ 17% wt), y bajos valores de MgO (< 5% wt). Además presentan alto contenido en elementos LILE (Ba hasta 1000 ppm y Sr hasta 800 ppm), depresión de Nb-Ta y valores iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y εNd de ~0.7036 y de +2.9 a +4.7 respectiva-

mente. Así pues el contexto para la formación de estas secuencias del Cretácico Inferior estaría controlado por un componente de extensión intra-arco y altas tasas de subsidencia como consecuencia de una subducción tipo «Mariana» (Morata y Aguirre, 2003). Estas secuencias volcano-sedimentarias, que albergan depósitos estratoligados de Mn, Cu-Ag y filonianos de Ba-Ag (e.g. Boric, 1985; Oyarzun et al., 1998; Carrillo-Rosúa et al., 2003) y se encuentran intruidas por granitoides calcoalcalinos sobresaturados (e.g. el granito de Santa Gracia, 98 a 89 Ma, Aguirre et al., 1974), están ligeramente plegadas, divididas en bloques por fallas y afectadas por un metamorfismo que se ha podido caracterizar como de grado muy bajo y que es el objetivo de este trabajo.

MINERALOGÍA

La paragénesis ígnea primaria de las formaciones *Arqueros* y *Quebrada Marquesa* presentan modificaciones a minerales típicos del metamorfismo de bajo grado que se encuentran en diferentes metadominios (Morata et al., 2003): (a) pseudomorfizando a fenocristales volcánicos (sericita+albita±prehnita±calcita en plagioclasas y clorita+magnetita±pumpellyita en olivinos y ortopiroxenos) (Fig. 1a); (b) en la matriz volcánica en la que están presentes filosilicatos máficos; (c) en vesículas, vacuolas y fisuras donde crecen cristales de gran tamaño mayoritariamente de prehnita y calcita (Fig. 1b) junto a cantidades menores de laumontita, escolecita, pumpellyita, clorita, epidota, albita, celadonita e hidrogranate (Fig. 1c, d). Además, cabe destacar que se han observado en relación con prehnita, como pequeñas inclusiones dentro de ésta, fases que no son comúnmente identificadas como minerales metamórficos: Cu nativo y silicatos de Cu no completamente identificados (Morales-Ruano et al., 2005a). En las rocas volcánicas también se aprecia la existencia de venas de calcita, a veces de carácter bandeado, que podrían estar relacionadas con los procesos metamórficos, quizás en sus últimas etapas.

El estudio mineralógico de vesículas y vacuolas ha mostrado que existen diferencias a lo largo de la sección estratigráfica. Así, en la base de la Formación *Arqueros* (la más baja estratigráficamente) se ha encontrado asociada a prehnita pequeños cristales de hidrogranate y pumpellyita, mientras que en la base de la Formación *Quebrada Marquesa*, asociada a la prehnita se encuentra laumontita y escolecita. Estas diferencias mineralógicas son congruentes con cambios en las condiciones

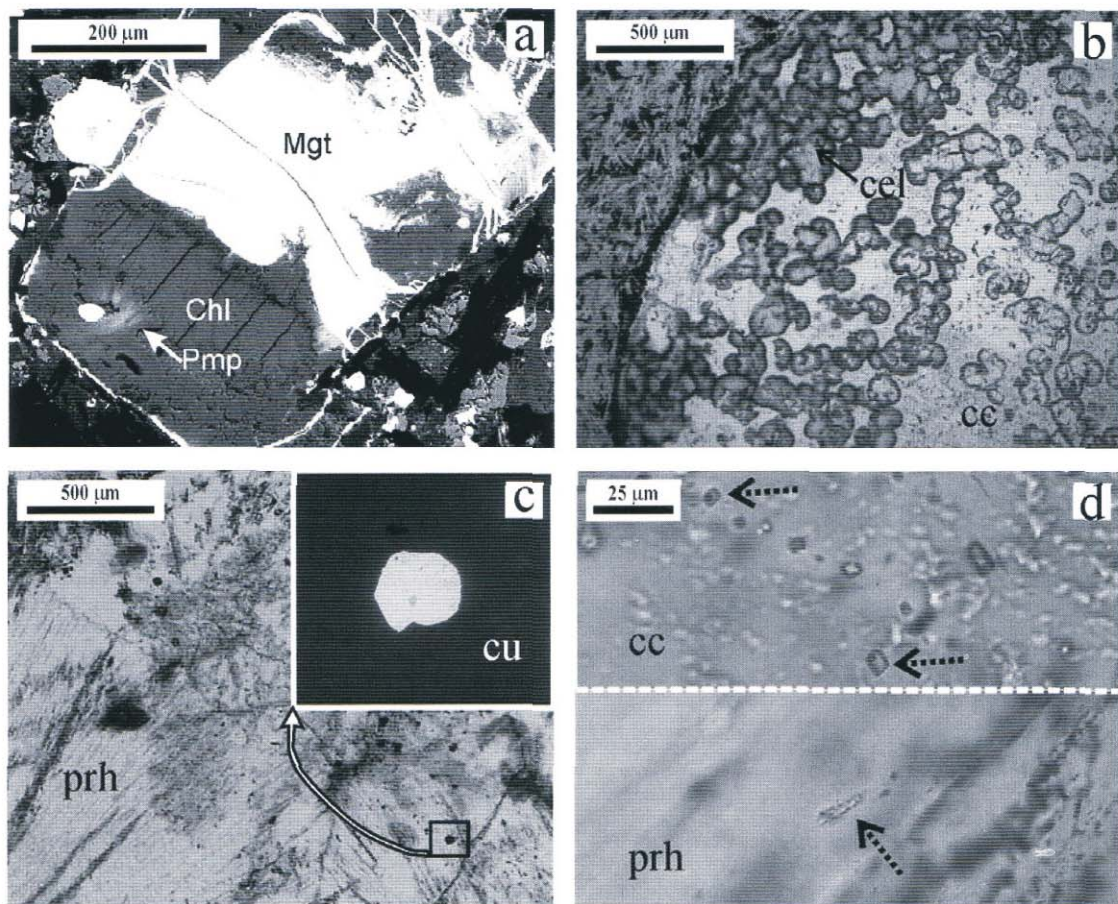


Figura 1: (a) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de ortopiroxeno transformado en magnetita (Mgt), clorita (Chl) y pumpellyita (Pmp). (b) Microfotografía de una vacuola rellena de calcita (cc) y cristales esferulíticos de celadonita (cel). (c) Pequeña inclusión de Cu nativo en prehnita (prh). (d) Microfotografías de inclusiones fluidas primarias bifásicas (L+V), en prehnita (prh) y calcita (cc) (algunas de ellas señaladas con una flecha).

metamórficas desde facies prehnita-pumpellyita a la base a facies de ceolitas de alta temperatura a techo de la secuencia.

INCLUSIONES FLUIDAS

En los grandes cristales de prehnita rellenos las vacuolas se han encontrado, aunque en número escaso, inclusiones fluidas (Morales-Ruano et al., 2005b). Estas inclusiones fluidas se presentan aisladas y distribuidas al azar, con formas irregulares (y tamaños de hasta 30 μm) lo que concuerda con una naturaleza primaria. Son de carácter bifásico (líquido+vapor) homogenizando a líquido durante la rutina microtermométrica. En cristales de calcita pertenecientes a la misma asociación mineral que la prehnita, se encuentran numerosas inclusiones fluidas. También de carácter bifásico (L>V→L), siendo comunes las formas negativas de estas inclusiones y su distribución en planos de crecimiento dentro de la calcita. El estudio microtermométrico preliminar en muestras de la Formación Quebrada Marquesa indica que pertenecen al sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (sin que se pueda descartar la

presencia de otros cationes). Las temperaturas de homogenización obtenidas para inclusiones fluidas en prehnita oscilan entre 62 y 132 °C, mientras que en calcita son algo más altas, entre 95 y 141°C. En el caso de la salinidad, los valores son similares para inclusiones fluidas en prehnita (15.3 a 24.5% en peso eq. NaCl) y calcita (15.9 a 23.8% en peso eq. NaCl).

ISOTOPOS ESTABLES

Se ha realizado un estudio de isótopos estables (O, D y C) en muestras de vesículas y vacuolas de la Formación Arqueros y Quebrada Marquesa. Cabe destacar que este metadominio, en contraposición con los otros (fenocristales o matriz volcánica), presenta ciertas ventajas: unas mayores posibilidades para separación mineral y sobre todo que puede reflejar más claramente las características de los fluidos metamórficos al precipitar directamente de éstos y estar supuestamente menos influenciado por la signatura isotópica del protolito volcánico. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para la prehnita oscilan entre 6.6 y 7.4‰, siendo considerablemente más variables los

valores de δD , entre -43 y -90‰. Cabe reseñar que la prehnita de la *Formación Arqueros* presenta una signatura isotópica más elevada para oxígeno y en mayor medida deuterio que la *Formación Quebrada Marquesa*. En lo que se refiere a los carbonatos, el intervalo de valores de $\delta^{13}C$ para la *Formación Quebrada Marquesa* es significativamente amplio, entre -3.2 y -10.4‰, siéndolo también el de $\delta^{18}O$ 15.4 y 21.5‰. En cuanto a las calcitas de las venas se observa que presentan $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ similares (entre -8.0 y -8.6‰ y entre 20.5 y 24.3‰ respectivamente).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En las rocas andesíticas del Cretácico Inferior de la zona de La Serena se ha encontrado la presencia de asociaciones minerales secundarias propias de las facies prehnita-pumpellyita a ceolita de alta T. Conforme al límite de estabilidad de la prehnita en metabasitas (Liou et al., 1985, Frey et al., 1991) las condiciones máximas de metamorfismo serían de 400°C y 3kbar de presión. Sin embargo, la asociación de prehnita con distintas fases indica que, a lo largo de la secuencia, hay cambios en las condiciones metamórficas, sugiriendo incluso en algunos casos procesos de desequilibrio y evolución metamórfica. Estos cambios variarían entre los 340°C para la asociación prehnita-hidrogranate (Liou et al., 1983) encontrada en la *Formación Arqueros* a los ~200°C de la asociación prehnita-ceolitas (Frey et al., 1991). Estos valores son consecuentes con los datos disponibles de inclusiones fluidas para prehnita, que indican temperaturas de formación en el rango 200 - 300°C. y por su composición son compatibles con aguas de cuenca/metamorfismo. Los datos isotópicos en prehnita sugieren que los fluidos tienen una signatura de oxígeno apreciablemente liviana ($\delta^{18}O$ entre 1 y 5‰). Esto podría indicar que los fluidos de baja temperatura han interactuado con las rocas huésped (aumentado su contenido en ^{18}O) y, posiblemente, hubo participación de cierta cantidad de agua meteórica. Por otro lado, los datos de deuterio para la prehnita de la *Formación Quebrada Marquesa*, indicarían la participación de aguas meteóricas o quizás incluso aguas orgánicas. En cuanto a composición isotópica de los carbonatos, ésta sugiere la participación de C de diversas fuentes: biogénica, disolución de calizas y eventualmente C de origen magmático. En cuanto a los datos de O, parecen indicar que los fluidos que precipitaron estos carbonatos tenían oxígeno posiblemente más pesado que los fluidos que dieron lugar a la prehnita. Se puede concluir que las formaciones *Arqueros* y *Quebrada Marquesa* han sufrido un metamorfismo de muy bajo grado, con un incremento del grado metamórfico desde la *Formación Arqueros* (facies prehnita-pumpellyita) a la *Formación Quebrada Marquesa* (facies

ceolitas de alta). Los fluidos asociados a estos procesos metamórficos han interactuado fuertemente con las rocas encajantes y pueden haber sido originados por la deshidratación, sobre todo, de los sedimentos intercalados con las vulcanitas. Estos fluidos, a su vez, han podido interactuar con aguas meteóricas, especialmente en los niveles más altos de la secuencia estratigráfica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con fondos procedentes del proyecto BTE-2003-06265 (MEC/FEDER), del proyecto Fondecyt (Chile) 1031000, una Acción Especial del Plan Propio de la Universidad de Granada y del Grupo de Investigación RNM 0131 de la Junta de Andalucía. El SUERC está financiado por el NERC y el consorcio de Universidades Escocesas. J. Carrillo agradece al MEC su beca postdoctoral.

REFERENCIAS

- Aguirre, L. y Egert, E. (1965). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 15, 92p.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, A., Mpodozis, C., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M.Y Vicente, J.-C. (1974). *Pacific Geology*, 8, 1-38.
- Boric, R. (1985). *Rev. Geol. Chile*, 25-26, 57-75.
- Carrillo Rosúa F.J., Morales Ruano S., y Morata Céspedes D. (2003) En *Mineral exploration and sustainable development*. D.G. Eliopoulos et al., eds. Millpress, Rotterdam, 953-956.
- Frey, M., de Capitani, C. y Liou, J.G. (1991). *J. of Meta. Geol.*, 9, 497-509.
- Liou, J.G., Kim, H.S. y Maruyama, S. (1983). *Jour. of Petrol.* 24. 321-342.
- Liou, J.G., Maruyama, S., Kim, H.S. (1985). *Min. Mag.*, 49, 321-333.
- Morales, S., Belmar, M., Morata, D., Carrillo, F.J., Hasler, K., Aguirre, L. y Fenoll, P. (2005a). En 6th International symposium on Andean geodynamics, extended abstracts book. Ediciones IRD, Barcelona, 527-530.
- Morales-Ruano, S., Carrillo, J., Morata, D., Belmar, M. (2005b). En XVIIIth European Current Research on Fluid Inclusions abstracts book.
- Morata, D. y Aguirre, L. (2003). *J. Sou. Am. Ear. Sci.* 16, 459-476.
- Morata, D., Aguirre, L., Belmar, M. y Morales, S. (2003). 10^o Congreso Geológico Chileno, Concepción (Chile).
- Oyarzun, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R. y Oyarzun, J. (1998). *Miner. Depo* 33, 547-559
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. y Cancino, A. (1995). *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 107, 1427-1440.