RELACIONES DE FASE EN LA DESHIDRATACIÓN-FUSIÓN DE LA CORTEZA INFERIOR DE ARCOS DE ISLAS: COMPLEJO DE KOHISTÁN (NW HIMALAYAS)

J.A. PADRÓN-NAVARTA ⁽¹⁾, C.J. GARRIDO ⁽¹⁾, M.T. GOMEZ-PUGNAIRE ⁽¹⁾ Y V. LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 18002 Granada, España.
⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Escuela Politécnica Superior, 23700 Linares, España.

INTRODUCCIÓN

La dinámica de los arcos de islas está controlada en gran parte por las importantes transformaciones que sufre la placa que subduce, pero, también, por la propia evolución de la corteza de arco generada como consecuencia del magmatismo de subducción. La evolución de dicha corteza se cree, además, que ha jugado un papel clave en el desarrollo de la corteza continental mediante procesos de acreción y amalgamación de arcos de islas durante el fanerozoico. Sin embargo, deben existir mecanismos efectivos que produzcan una importante diferenciación composicional en los arcos de islas maduros que puedan explicar el fuerte contraste químico que existe entre la corteza de arco basáltica y la corteza continental andesítica. A continuación se describen las reacciones metamórficas de deshidratación-fusión que pueden observarse en las rocas de uno de los ejemplos mejor conocidos de arcos de islas maduros - el Arco de Kohistán - y que pueden contribuir a explicar los procesos de diferenciación intra-cortical en estos contextos.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El Complejo de Kohistán en el norte de Pakistán (NW Himalayas) es uno de los mejores ejemplos a nivel mundial de una sección completa de arco de islas (Bard, 1983), en el que afloran rocas volcánicas y plutónicas de la corteza superior y media, así como las rocas máficas y ultramáficas de los niveles corticales más profundos. Este paleo-arco se generó durante el Mesozoico debido a la subducción intraoceánica del paleo-océano Neo-Thetys durante la convergencia de la Placa Índica hacia el margen continental de la Placa del Karakórum. La exposición actual del paleo-arco es consecuencia de la colisión de la Placa Índica en los primeros estadios de formación de la cadena orogénica del Hilamaya. La unidad estructuralmente inferior, y originariamente más profunda de las que afloran en el paleo-arco de Kohistán, es el complejo de Jijal. Este complejo está formado por dos secciones, la superior, que está dominada por rocas gabroicas en facies de granulitas, y la sección inferior constituida por una potente secuencia de peridotitas y piroxenitas. La zona superior granulítica comprende, en su mayor parte, granulitas con granate y, hacia techo, cuerpos menores de gabronoritas con hornblenda. Los contactos entre ambas litologías son netos aunque irregulares y en ocasiones cortan el bandeado composicional en las gabronoritas con hornblenda. Estos cuerpos plutónicos hidratados se interpretan como los protolitos de las granulitas con granate, ofreciéndose así una oportunidad única de estudio del proceso de granulitización a alta presión de cuerpos intrusivos y de sus posibles consecuencias en la evolución cortical del arco.

PETROGRAFÍA

En la transición de los cuerpos plutónicos a los granulíticos de la sección superior del complejo de Jijal pueden distinguirse tres zonas de muy variable extensión. Las gabronoritas con hornblenda (zona A, Fig.1a) están constituidas fundamentalmente por plagioclasa (55-60 % vol.), clinopiroxeno (15-20 % vol.), ortopiroxeno (10-15 % vol.), anfíbol (5-10 % vol.), óxidos de Fe-Ti (4-6 % vol.) y cantidades minoritarias de cuarzo y apatito. Los minerales máficos (i.e. piroxenos y anfíbol) suelen agruparse formando agregados alargados que definen una lineación ígnea difusa. Las plagioclasas poseen una fuerte zonación normal con empobrecimiento del componente anortítico hacia los bordes (An₆₀-An₄₀). El clinopiroxeno y el ortopiroxeno se caracterizan por un alto contenido de aluminio (6.25-7.5 % y 4-5.5 % en peso de Al₂O₃ respectivamente) y por contener exsoluciones a lo largo de planos de exfoliación de óxidos de Fe-Ti de origen ígneo. Los clinopiroxenos están muy poco zonados y se clasifican como salita Wo₄₇En₃₄Fs₁₉ (los más pobres en calcio entran dentro del campo de la augita). El ortopiroxeno tiene un $X_{Mg} = 0.60 (X_{Mg} = Mg/(Fe^{2+}+Mg))$. Dos tipos de antíbol pueden distinguirse en la gabronorita con hornblenda. El anfíbol ígneo, que se encuentra reemplazando al clinopiroxeno, es pargasita y, menos frecuentemente, ferro-pargasita (Fig.1a). El segundo tipo de anfíbol, de origen metamórfico, aparece intercrecido con cuarzo en delgadas coronas simplectíticas en el contacto entre los piroxenos y la plagioclasa. Composicionalmente es, también, pargasita pero más pobre en potasio y titanio que el anterior y enriquecido en componente tschermakítico. Los dos tipos de anfíbol tienen un alto contenido de potasio (2-2.5 % K₂O para los ígneos y en torno a 1.7 % para el simplectítico).

La **zona B** (Fig.1b) es una estrecha banda de transición (2-3 cm) entre la gabronorita con hornblenda y la granulita con granate caracterizada por el crecimiento de coronas de granate alrededor de los agregados de piroxeno y por la desaparición del anfíbol. Se ha observado un ligero cambio composicional en los clinopiroxenos con respecto a la zona A hacia composiciones más ricas en *diópsido* (Wo₄₈En₃₈Fs₁₄), con un enriquecimiento en



Figura 1: Imágenes de electrones retrodispersados de las tres zonas texturales (a) Gabronorita con hornblenda (zona A). El ortopiroxeno ígneo (Opx) se encuentra en el centro de los agregados máficos, en los que el clinopiroxeno (Cpx) es reemplazado por el anfíbol ígneo (Amp). Las zonas blancas son óxidos de Fe-Ti (imenita-hematites-magnetita) (b) Granate coronítico (Grt) en la zona de transición (zona B). (c) Granate con inclusiones de cuarzo (color oscuro) y rutilo (color claro) en las granulitas con granate (zona C). Obsérvese la posición del feldespato potásico (Kfs) en los límites de grano.

magnesio ($X_{Mg}^{Centro} = 0.79$, $X_{Mg}^{Borde} = 0.83$) y empobrecimiento en aluminio ($Al_{total}^{Centro} = 0.27$ a.p.f.u., $Al_{total}^{Borde} =$ 0.19 a.p.f.u., fómula en base a 6 oxígenos) en el contacto con el granate. El ortopiroxeno comienza a consumirse y cambia su composición empobreciéndose en hierro (X_{Mg} = 0.70). El granate cambia ligeramente de composición empobreciéndose en piropo almandino V (Alm₄₇Sp₁Gr₂₀Py₂₉And₃) y enriqueciéndose en componente andradítico desde el contacto con los agregados de piroxenos hasta el borde en contacto con la plagioclasa (Alm₄₁Sp₁Gr₂₀Py₃₃And₅). Las abundantes inclusiones de cuarzo vermicular en el granate coronítico, así como en el contacto entre estas coronas y los agregados de piroxeno (Fig.1b), sugieren que ambos minerales, el cuarzo y el granate, se producen a expensas del ortopiroxeno. El feldespato potásico se encuentra exclusivamente en los límites de granos (Fig.1c).

La **zona C** (Fig.1c) está formada por una asociación anhidra típica de la facies de las granulitas máficas, compuesta por granate (35-40 % vol.), clinopiroxeno (15-20 % vol.), plagioclasa (40-45 % vol.), cuarzo (5-6 % vol.), rutilo y apatito como fases minoritarias, en la cual no se ha observado la presencia de ortopiroxeno. El feldespato potásico, texturalmente idéntico al de la zona de transición (Fig.1c), debió producirse como consecuencia de la deshidratación-fusión del anfíbol rico en potásico del protolito ígneo. Parte del fundido así generado pudo cristalizar *in situ* a lo largo de los bordes de grano de la granulita. Este patrón de distribución difuso del potasio es común a otros terrenos granulíticos.

RELACIONES DE FASE Y DISCUSIÓN

Las hipótesis sobre la evolución de los arcos de islas suponen que no se pueden alcanzar las condiciones para formar granulitas en la corteza inferior, debido al modelo

de geoterma fría clásicamente propuesto. Los cálculos geobarométricos realizados por (Yamamoto, 1993) han puesto de manifiesto que, en efecto, en la base de la corteza de arco en el complejo de Jijal se han alcanzado condiciones de alta presión y alta temperatura. Los modelos térmicos más recientes de doble placa (Yoshino y Okudaira, 2004: en los que se combinan intrusiones de naturaleza básica en niveles de corteza media junto con mecanismos de underplating) y/o los que proponen un calentamiento por aporte efectivo de calor debido al ascenso de manto astenosférico, pueden explicar un régimen térmico con mayores gradientes de temperatura para las cortezas de arcos de islas. Plutones hidratados (e.g. gabronoritas con hornblenda), emplazados en niveles relativamente someros de la corteza durante los estadios juveniles de crecimiento del arco, son calentados y transportados hacia niveles más profundos como consecuencia de la intrusión continuada de nuevos plutones en los niveles superiores. Cuando los plutones hidratados alcanzan la corteza inferior se produce una masiva granulitización de los cuerpos gabronoríticos. La coherencia de esta hipótesis puede ser contrastada, por una parte, demostrando que la asociación ígnea del protolito puede dar lugar a la asociación granulítica a lo largo de una geoterma diferente a la propuesta clásicamente para los arcos de islas y, por otra, si, debido a la granulitización de los cuerpos básicos con fases hidratadas, se pueden producir procesos de deshidratación o deshidratación-fusión.

Para verificar la viabilidad de este modelo en el paleoarco de Kohistán se ha realizado una modelización termodinámica a través de pseudosecciones utilizando PerpleX'05 (Connolly, 2005, Connolly y Petrini, 2002). Para el cálculo de la pseudosección se utilizó la composición de una gabronorita con hornblenda y la base de datos termodinámicos de (Holland y Powell, 1998). La

pseudosección obtenida (Fig.2a) explica suficientemente los principales cambios minerales que sufrió el protolito gabronorítico (campo inferior izquierdo de la Fig.2a, Opx, Cpx, Amp, +Pl, +q) a lo largo de la geoterma propuesta para el paleo-arco de Kohistán (Yoshino y Okudaira, 2004). Las condiciones P-T para las granulitas con granate (recuadro con trazo rayado en blanco), calculadas por estos autores son compatibles con el campo de las granulitas máficas de alta presión (campo superior derecho de la Fig.2a, Grt, Cpx,melt,+Pl,+q). En el diagrama de porcentaje modal en volumen para las principales fases implicadas a lo largo de la geoterma (Fig.2b), se puede observar que pequeñas cantidades de fundido (ca. 4%) pueden ser generadas debido a la deshidratación-fusión del anfíbol (curva de trazo a rayas negro). La fusión del anfíbol es casi instantánea a una temperatura de ca. 740ºC a lo largo de esta geoterma. Tasas similares de fusión (<5%) han sido calculadas a partir de la modelización geoquímica con los elementos trazas y tierras raras (Garrido, et al., en prensa). En la Figura 2c puede verse también el importante aumento de la densidad que tiene lugar durante la transformación gabronorita-granulita, incluso sin considerar la extracción de las pequeñas cantidades de fundido.

Aunque los cambios mineralógicos globales de la transición gabronorita-granulita son reproducidos de manera razonable por la pseudosección calculada, es más difícil explicar la amplitud del campo de coexistencia Opx-Gr (ca. 1.5 kbar en una sección isoterma). Este campo se corresponde con la zona de transición (**zona B**) que, en el área estudiada, tiene un espesor muy reducido (2-3 cm, Fig.1b). Una razón que explique la mayor extensión de este campo es el posible control composicional. De hecho, al calcular otras pseudosecciones en sistemas más sencillos sin hierro (e.g. NCMASH) se produce una reducción muy severa del campo llegando incluso a aparentar una reacción univariante. Por tanto, si parte del hierro está en forma de Fe₂O₃, las relaciones de fases se acercarán al sistema NCMASH. Además, la abundancia de los óxidos de Fe-Ti (ilmenita, hematites y magnetita) en la asociación gabroica y la composición del granate en las granulitas indican que el componente Fe₂O₃ tiene una influencia significativa en las relaciones de fases estudiadas, aunque, dada la falta de modelos de solución sólida adecuados, no pueda ser cuantificada.

Un modelo alternativo de geoterma podría explicar igualmente el reducido espesor de la zona de transición observada en las rocas en comparación con lo mostrado por las pseudosecciones. El modelo de enterramiento puede combinarse con un cambio progresivo en la posición de la geoterma hasta alcanzar una posición estacionaria como la calculada por (Yoshino y Okudaira, 2004). La asociación del protolito podría haber permanecido metaestable hasta alcanzar la curva de deshidratación-fusión del anfíbol a presiones superiores a las de la Fig.2a (i.e. P> 7kbar). La presencia de un fundido produciría la aceleración de la reacción de producción de granate a expensas del ortopiroxeno. Esto último se ve confirmado



Figura 2: (a) Pseudosección para el sistema K_2O -CaO-Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O calculada para una composición global de gabronorita con hornblenda (KH97-113) igual a 0.27-9.83-2.7-9.53-17.59-51.35-0.13 (valores en porcentaje en peso de óxido respectivamente). Los campos divariantes están coloreados en blanco, los de mayor varianza se indican con progresivos tonos de gris. Se muestra en trazo-punteado en negro una geoterma calculada usando un modelo térmico de doble placa para la corteza inferior de Kohistán, así como las estimaciones P-T para el complejo de Jijal en línea de trazos blancos (Yoshino y Okudaira, 2004). Símbolos utilizados: Opx (ortopiroxeno), Cpx (clinopiroxeno), Grt (granate), Amp (anfíbol), melt (fundido). Todos los campos contienen plagioclasa (Pl) y cuarzo (q), cuando el cuarzo no está presente se indica con signo negativo (-q). La línea a trazos representa la curva de deshidratación-fusión del anfíbol. (b) Cambio en las proporciones modales a lo largo de la geoterma dibujada en (A) donde se conserva el significado de los tonos de gris. La proporción de fundido subsaturado en H₂O que se obtiene está en torno al 4 % en volumen. (c) Cambio de densidad a lo largo de la misma geoterma en g/cm³.

por estudios texturales de detalle, donde se observa que el granate crece de manera casi instantánea a presiones significativamente más altas que las del comienzo de su campo de estabilidad teórico (Garrido, et al., en preparación). Cuanto mayor sea la presión a la que se produce la desestabilización del anfíbol (7-10 kbar) la amplitud de la zona de transición será menor y por tanto, más compatibles con las observaciones texturales.

Podemos, por tanto, pensar que la transformación de cuerpos plutónicos hidratados, intruidos en niveles someros de la corteza de arco en sus estadios iniciales, puede tener lugar en condiciones de alta presión (corteza inferior a ca. 36 km de profundidad) al final de la historia del crecimiento del arco. Si bien la baja tasa de fusión obtenida no es lo suficientemente importante como para producir cambios significativos en la composición global de las rocas, éste puede ser un proceso que influya en la estabilidad física y en la diferenciación intra-cortical en arcos de islas maduros, condicionadas en gran parte por el cambio de densidad asociado con la generación de granate a expensas- de ortopiroxeno. La supervivencia en el tiempo de estas raíces granulíticas está controlada por su acusado contraste de densidad con respecto al manto litosférico o astenosférico suprayacente. Si la delaminación de estas raíces es efectiva a escala geológica, se producirá una evolución más acusada del arco hacia composiciones andesíticas, provocando un mecanismo de diferenciación intra-cortical de arcos insulares (Garrido, et al., en prensa).

REFERENCIAS

- Bard, J.-P., (1983). Earth Planet. Sci. Lett., 65, 133-144.
- Connolly, J. A. D., (2005). Earth Planet. Sci. Lett., 236, 524-541.
- Connolly, J. A. D. y Petrini, K., (2002). J Metamorph Geol, 20, 697-708.
- Garrido, C. J., et al., (en prensa). J. Petrol.,
- Garrido, C. J., et al., (en preparación). Contrib Mineral Petr, en preparación.
- Holland, T. J. B. y Powell, R., (1998). J Metamorph Geol, 309-343.
- Yamamoto, H., (1993). Journal of the Geological Society of London, 150, 843-856.
- Yoshino, T. y Okudaira, T., (2004). J. Petrol., 45, 2287-2302.