

DIFERENCIAS ENTRE GRANATES DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS DE EDAD FAMATINIANA (ORDOVÍCICO), EN LAS SIERRAS PAMPEANAS (ARGENTINA)

J.A. DAHLQUIST⁽¹⁾, P.H. ALASINO⁽¹⁾, C. GALINDO⁽²⁾ Y C. CASQUET⁽²⁾

⁽¹⁾ CRILAR, Entre Ríos y Mendoza S/Nº, C.P. 5031, Anillaco, La Rioja, Argentina. jdahlquist@crilar-conicet.com.ar; palasino@crilar-conicet.com.ar

⁽²⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. de CC. Geológicas, Universidad Complutense, (28040) Madrid, España. cgalindo@geo.ucm.es; casquet@geo.ucm.es

RESUMEN

Los granates metamórficos de los esquistos de la zona de la biotita de la sierra de Chepes son ricos en Mn y tienen composiciones muy parecidas a la de los granates ígneos de diferentes rocas graníticas de edad Famatiniana (Ordovícico) de la misma región. Por tanto, el contenido de Mn, por sí mismo, no es suficiente para discriminar el origen de estos minerales, que pueden presentarse como cristales ígneos o como xenocristales en el granito. Por el contrario, el tipo de zonación del Mn permite distinguir entre ambas situaciones, al menos en el caso de granitoides cristalizados por encima de 700°C.

Palabras Claves: granitos peraluminicos, granate, zonalidad

INTRODUCCIÓN

La presencia de granate ígneo en rocas graníticas es poco frecuente, pero de gran relevancia para establecer modelos petrogenéticos, así como para definir las condiciones de emplazamiento (presión y temperatura) del magma (e.g., Dahlquist et al., 2006). Debido a la posibilidad de que el granate, en algunos granitos, sea también de origen xenolítico, se hace necesario fijar criterios para poder distinguir entre granates ígneos y metamórficos. Aunque las características texturales pueden ser útiles para realizar esa discri-

minación, la química mineral resulta ser más determinante para definir el origen del granate. No obstante, la simple composición química, sin el conocimiento de la zonación, tampoco basta para distinguir los granates manganesíferos metamórficos crecidos en condiciones de bajo grado, de los ígneos, ya que su química mineral es semejante. En estos casos, el tipo de zonación composicional del granate resulta ser muy útil. Este trabajo es una contribución para distinguir granates manganesíferos de origen ígneo de aquellos de origen metamórfico. Para ello se establecen comparaciones petrográficas y de química mineral entre granates de orígenes comprobados a partir de estudios previos.

QUÍMICA MINERAL Y PATRÓN DE ZONACIÓN DE LOS GRANATES ÍGNEOS Y METAMÓRFICOS

Se han seleccionado una roca metamórfica y un pequeño plutón granítico con granates. La roca metamórfica procede de la Sierra de Chepes, pertenece a una sucesión de metamorfismo progresivo de edad Famatiniana (Ordovícico Medio) en la que se han reconocido cuatro zonas principales (Dahlquist y Baldo 1996; Pankhurst et al. 1998; Dahlquist et al. 2005): 1) zona de biotita, 2) zona de cordierita, 3) zona de andalucita + feldespato alcalino y 4) zona de anatexis. Las cuatro corresponden a un evento meta-

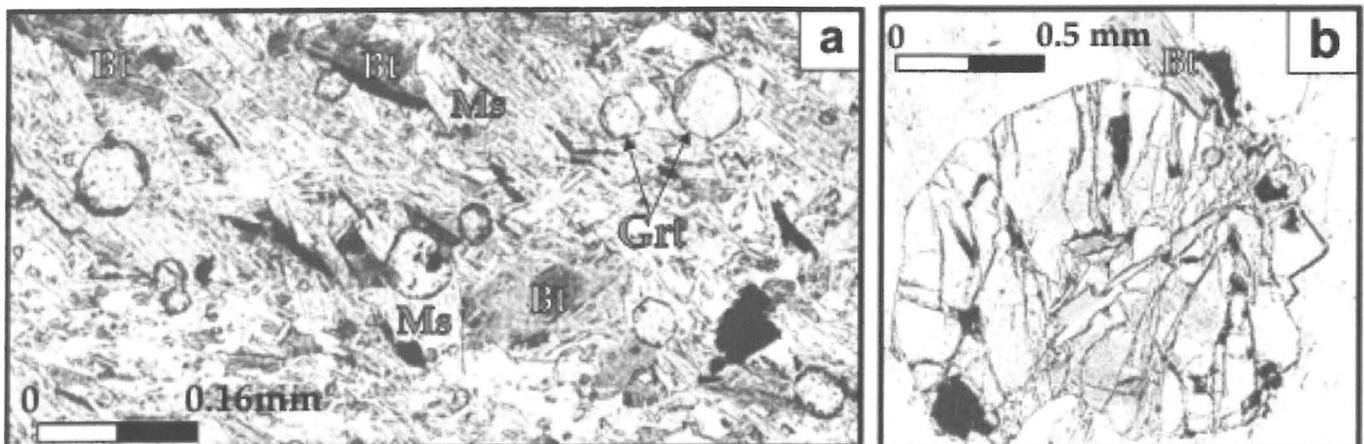


Figura 1: Fotomicrografías de granates magmáticos y metamórficos: (a) granate de un esquivo de la zona de la biotita y (b) granate ígneo (facies 1 del plutón Peñón Rosado). Grt = granate; Bt = biotita; Ms = muscovita. Luz polarizada sin analizador.

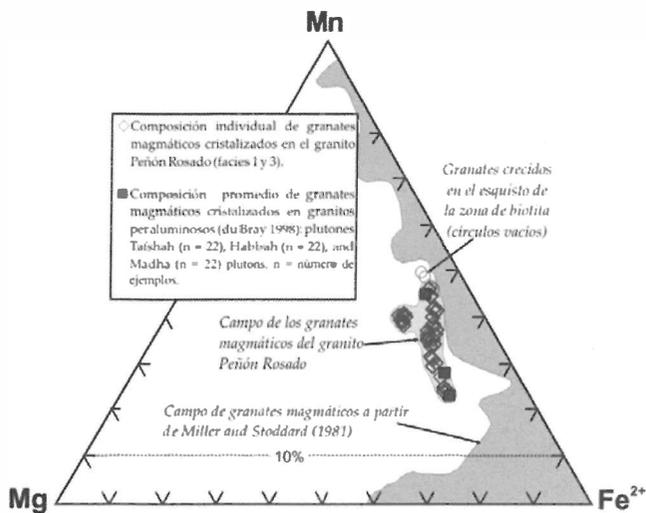


Figura 2: Composición de granates (Mn, Fe, Mg) del granito Peñón Rosado (Dahlquist et al. 2006) y de esquistos de la zona de la biotita (Dahlquist, 2000). El campo gris corresponde a la compilación de composiciones de granates de Miller y Stoddard (1981). Según estos autores la gran mayoría de los granates ígneos supera el 10% de Mn.

mórfico de baja presión y alta temperatura que culmina en la zona de más alto grado con la fusión de los metasedimentos (Dahlquist et al. 2005). La muestra con granate seleccionada (MA-226) es un esquistito de la zona de biotita con la siguiente asociación mineral: Bt-Ms-Qtz ± Grt ± Crd ± Chl. El cálculo de la presión y de la temperatura, usando el programa TWEEQU de Berman (1991), arroja valores de ca. 430 °C y 2.10 kbar, respectivamente (Dahlquist 2000). Los granates son de grano fino (~0.02 a 0.06 mm de diámetro) euhedrales a subhedrales, con escasas inclusiones de minerales opacos (Fig. 1a). Llamativamente, sus características petrográficas generales son similares a las de algunos granates magmáticos citados en la literatura (e.g. Miller y Stoddard 1981, Fig. 2c; Hogan 1996). En consecuencia, en base a una simple inspección textural, los granates metamórficos incorporados a un magma granítico como xenocristales pueden ser confundidos con los de origen ígneo y conducir a in-

terpretaciones erróneas. Como ya ha sido sugerido por otros autores, la estabilidad del granate en el bajo grado a baja presión se debe a su elevado contenido de Mn (Spear 1993, Dahlquist 2000), resultando así granates ricos en los componentes espesartina-almandino.

La unidad ígnea considerada en este estudio es conocida como *Granito Peñón Rosado (GPR)*. Se trata de un granito ligeramente peraluminoso (ISA = 1,02 - 1.12, Dahlquist et al., 2006) derivado de la fusión parcial de metagrauvas, emplazado a una presión aproximada de 4,4 kbar y en un rango de temperaturas comprendidas entre los 785 °C y los ca. 640 °C (Dahlquist et al., 2006). El GPR está formado por tres facies principales (Dahlquist et al., 2006): la facies 1, tonalita/trondhjemitita (SiO₂ = 65.70%); la facies 2, granodiorita (SiO₂ = 70.60%) y la facies 3, monzogranito (SiO₂ = 74.57%). Notablemente, las tres facies contienen granate, biotita enriquecida en Al^{IV} y MnO, junto con mica blanca rica en FeO de origen magmático (Dahlquist et al., 2006). Los granates se presentan en cristales individuales euhedrales a subhedrales con secciones aproximadamente hexagonales (Fig. 1b) y tamaños comprendidos entre 0,6 y 2,2 mm. A menudo muestran fracturas rellenas de hematites y ocasionales inclusiones de clorita (transformación de biotita). Para el estudio químico se seleccionaron granates de las facies 1 (muestra VCA-7079) y 3 (muestra ASP-111). Los resultados analíticos resumidos, de granates ígneos y metamórficos, figuran en la Tabla 1.

Los granates cristalizados a partir de magmas peraluminosos están constituidos principalmente por espesartina y almandino (Sps + Alm = 82.1-86.7%, Tabla 1), de manera semejante a los granates formados en condiciones de bajo grado metamórfico (88.8-90.5%, Tabla 1), resultando composiciones globales similares. Las composiciones de los granates ígneos y metamórficos proyectadas en el diagrama discriminador de Miller y Stoddard (1981) son prácticamente indistinguibles (Fig. 2). Sin embargo, la distribución del MnO, que se traduce en el patrón de zonación de los granates, resulta ser muy diferente. Como ha sido sugerido por varios autores

Facies ígnea ó roca metamórfica	GPR1	GPR1	GPR1	GPR3	Esquistito	
Muestra	VCA-7079	VCA-7079	VCA-7079	ASP-111	Ma-226	Ma-226
Número análisis	Pr. (n = 7)	Pr. (n = 2)	Pr. (n = 4)	Pr. (n = 9)	Pr. (n = 3)	Pr. (n = 2)
Mineral	ZC	ZCI	ZBM	ZC-B	ZC	B
	Granates magmáticos				Granates metamórficos	

Miembros finales calculados siguiendo a Deer et al. (1992)

Almandino	53,32	51,24	47,78	44,2	45,71	41,74
Grosularia	4,13	3,81	4,22	1,52	2,51	3,93
Piropo	13,65	11,23	9,04	14,79	6,87	7,15
Espesartina	28,80	33,67	38,91	38,82	44,75	47,08

Referencias: ZC = Zona Central; ZCI = Zona de composición intermedia; ZBM = Zona de borde marginal; ZC-B = Zona central y borde. B = Borde. Pr. = Promedio. GPR1,3 = Granito Peñón Rosado facies 1 y 3 respectivamente. Datos a partir de Dahlquist (2000) y Dahlquist et al. (2006).

Tabla 1: Composiciones representativas de los granates en el Granito Peñón Rosado y en un esquistito en la zona de biotita

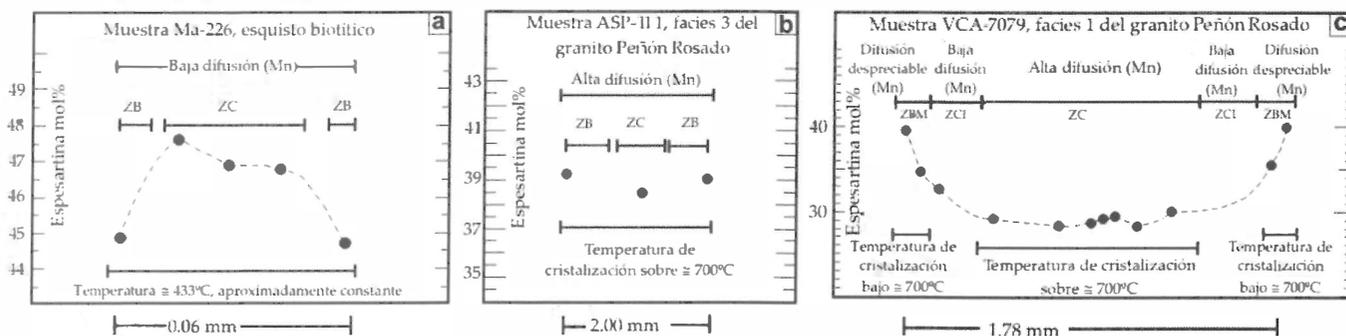


Figura 3: Perfiles de zonación mineral (granates) usando el contenido de espesartina obtenido con microsonda de electrones. En (a), el granate metamórfico muestra una clásica forma de campana. En (b), el granate se presenta esencialmente sin zonación. En (c) el contenido de espesartina define una forma de campana inversa, con una amplia zona central de composición homogénea (Sps ~ 28.8%), una zona de composición intermedia (Sps ~ 33.7%) y una zona de borde marginal muy enriquecido en Mn (Sps ~ 38.9%). ZC = Zona central, ZCI = Zona de composición intermedia; ZBM = Zona de borde marginal; ZC-B = Zona central y borde; B = Borde, Sps = Espesartina. Datos representativos en Tabla 1. Cada punto en la Fig. 3c representa un promedio de 3 análisis.

(Yardley, 1977; Spear, 1993) los granates metamórficos de bajo grado presentan una zonación normal del Mn «en campana» (Fig. 3a), similar a la de granates cristalizados en magmas muy félsicos ($SiO_2 = 73-76\%$) a temperaturas inferiores a $\sim 700^\circ C$ (Leake, 1967; Miller and Stoddard, 1981; Manning, 1983), debido a que por debajo de esta temperatura, la velocidad de difusión intracrystalina se reduce drásticamente (Yardley, 1977; Spear, 1993; Manning 1983). Por el contrario, los granates magmáticos cristalizados por encima de $\sim 700^\circ C$, (velocidad de difusión intracrystalina elevada) no tienen zonación (e.g., muestra ASP-111; Fig. 3b), o bien presentan una zonación del Mn en forma de «campana inversa», con una extensa región central sin zonación y un marcado enriquecimiento de Mn en los bordes marginales (muestra VCA-7079; Fig. 3c). En este último caso, el enriquecimiento de Mn en el borde marginal del granate habría tenido lugar en las etapas póstumas de la cristalización, a temperaturas ya por debajo de los $\sim 700^\circ C$ (probablemente en condiciones subsólidas, con muy baja velocidad de difusión).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Recientemente, Dahlquist et al. (2006) constatan que la zonación en granates es fuertemente dependiente de la temperatura, concluyendo que zonaciones normales del Mn con forma de «campana» son esperables en granates metamórficos de bajo grado o en granates formados en rocas muy félsicas ($SiO_2 = 73$ a 76%), cristalizados a temperaturas inferiores a $\sim 700^\circ C$, donde la difusión es muy baja (e.g., aplitas y pegmatitas como las mencionadas por Leake, 1967 o Manning, 1983). Por el contrario, ausencia de zonación (ASP-111) o zonaciones de Mn con forma de «campana inversa» (VCA-7079) son esperables en granates cristalizados esencialmente por encima de los $\sim 700^\circ C$. La zonación en forma de «campana inversa», con una extensa región central sin zonación, revela que la mayor parte del granate cristalizó por encima de $\sim 700^\circ C$ (alta difusión y consecuente homogenización del Mn) y, sólo su borde marginal, lo hizo por debajo de esta temperatura. Aunque granates sin zonación son también característicos en las rocas metamórficas de alto grado, su contenido global de espesartina es mucho más bajo

que el de cualquier granate ígneo, siendo en estos casos la distinción relativamente sencilla.

A partir de la comparación entre granates de origen previamente conocido (metamórficos e ígneos) se demuestra que el tipo de zonación del Mn y, en su caso el contenido global de Mn (granates metamórficos de alto grado), resulta ser muy útil para distinguir entre cristales de origen ígneo y cristales xenolíticos en granitos.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue financiado por los subsidios IM-40 2000 (ANPCyT), PIP-02082 CONICET (Argentina) y BTE2001-1486 (España).

REFERENCIAS

Berman, R.G. (1991). Can. Mineral. 29, 833-855.
 Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. (1996). Metamorfismo y deformación famatinianos en la sierra de Chepes. 13º Congreso Geológico Argentino. Simposio sobre el margen proto-Andino de Gondwana (IGCP 345 y 376). 5, 393-409.
 Dahlquist, J.A. (2000). Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas de la Sierra de Chepes. La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 464 pp. (inédito).
 Dahlquist, J.A., Rapela, C.W. y Baldo, E.G. (2005). J. South Am. Earth Sci. 20, 231-251.
 Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Casquet, C., Baldo, E. y González Casado, J.M. (2006). Rev. Asoc. Geol. Argentina 61, 93-111.
 Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (1992). An introduction to the Rock Forming Minerals. Second Edition Longman Scientific & Technical, London, 696 pp.
 du Bray, E.A., 1988. Contrib. Mineral. Petrol. 100, 205-212.
 Hogan, J.P. (1996). Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 87, 147-157.
 Leake, B.E. (1967). Earth Planet. Sci. Lett. 3, 311-316.
 Manning, D.A.C. (1983). Mineral. Mag. 47, 353-358.
 Miller, C.F. y Stoddard E.F. (1981). J. Geol. 89, 233-246.
 Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E.,

Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. (1998). The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: An Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geol. Soc. (London), Special

Publications. 142, 343-67.

Spear, F.S. (1993). *Metamorphic phases equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph 1, Washington, USA. 779 pp.

Yardley, B.W.D. (1977). *Am. Mineral.* 62, 793-800.