

DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS TRAZA Y GRADO DE FUSIÓN PARCIAL EN MIGMATITAS DE LA SIERRA DE MOLINOS, SALTA

Alfonso SOLA¹ y Raúl BECCHIO¹

¹INENCO-CONICET Instituto GEONORTE - Universidad Nacional de Salta, Salta. E-mail: alfonsoseptimo@yahoo.com.ar

RESUMEN

Las migmatitas en facies de anfibolita (alta temperatura/baja presión, HT/LP) de la sierra de Molinos, en la Cordillera Oriental, constituyen una excelente oportunidad para estudiar la distribución de elementos traza y estimar el grado de fusión parcial durante el proceso de anatexis, ya que preservan muchas de las estructuras indicativas de una separación casi perfecta entre fundidos y sólidos residuales. Para ello, se obtuvieron series de muestras de leucosomas y melanosomas (4) de metatexitas (zona de Sil-Kfs), mediante una máquina sacatestigos (diámetro = 2,5 cm). Los leucosomas fueron extraídos de sectores dilatantes en una migmatita estromatítica *aboudinada*, mientras que los melanosomas corresponden a la matriz melanocrática. De esta forma, se logró conseguir la máxima separación entre el material que representa al fundido puro (leucosomas) y el residuo sólido dejado por la extracción de éste (melanosoma). Fueron determinados contenidos de elementos mayoritarios y traza a partir de estos pares de muestras, de metapelitas de la Formación Puncoviscana, representativas del protolito, metatexitas y diatexitas leucocráticas. A partir de los pares de leucosomas y melanosomas, considerados como fracciones perfectamente separadas de fundidos y residuos sólidos y utilizando el método de balance de masa, se obtuvieron valores de porcentajes de fusión parcial entre 17-23%. La evaluación de la distribución de elementos traza en fundidos y residuos sólidos, permite conocer la complejidad de procesos de evolución y diversificación de magmas anatéticos, que ocurren cercanos a la fuente. Por ello, estos procesos deben ser tenidos en cuenta a la hora de modelar procesos de fusión parcial utilizando composiciones de rocas graníticas emplazadas en niveles corticales lejanos a la fuente.

Palabras clave: *Elementos traza, balance de masa, migmatitas, noroeste de Argentina.*

ABSTRACT

Trace element distribution and degree of partial melting in migmatites of Sierra de Molinos, Salta.

The amphibolite facies (high temperature/ low pressure; HT/LP) migmatites from Sierra de Molinos, Eastern Cordillera, offer an excellent opportunity to evaluate the trace element distribution and the degree of partial melting throughout anatexis, because they preserve much of the structures indicative of an almost perfect separation between melt and solid residuum. The key samples were taken from leucosomes and melanosomes from metatexites (Sil-Kfs zone) with a rock core drill machine. Leucosomes were sampled from dilatant sites within a stromatic metatexite, whereas the melanosomes were taken from the *boudinaged* matrix. This enables getting the maximum separation between the materials that represents pure melt (leucosomes) and the residuum left after melt extraction (melanosomes). Major and trace element concentrations were acquired from a metapelite from the Puncoviscana Formation, assumed as the protolith, the leucosome-melanosome pairs, metatexites and diatexites migmatites. The degree of partial melting was calculated by simple mass balance, using the major and trace element composition of leucosome-melanosome pairs, obtaining a result of 17 to 23 wt%. The assessment of trace element distribution allowed to understand the complexity of processes implicated in the evolution and diversification of anatectic magmas which occurred close to the source. Because of this, these processes must be taken into account when modelling partial melting processes using composition of granitic rocks emplaced in crustal levels far from the source.

Keywords: *Trace elements, mass balance, migmatites, northwestern Argentina.*

INTRODUCCIÓN

Los complejos migmatíticos han sido frecuentemente considerados como la fuente más probable de muchos granitos emplazados en niveles corticales superiores.

Por lo tanto, si las migmatitas representan el registro de eventos regionales de fusión parcial en la corteza continental, debemos considerar la importancia de la relación entre los leucosomas en las migmatitas, los sólidos residuales y los plutones gra-

níticos (Brown 2001). Dependiendo de la composición del protolito, la actividad de H₂O durante la fusión, el tipo de deformación y la temperatura alcanzada, las rocas que atraviesan la curva de *solidus* van evolucionando sucesivamente desde migma-

titas metatexiticas con bajas fracciones de fundido, a diatexitas con altas fracciones de fundido e inclusive llegando a formar granitos anatéticos *in situ* si la fracción fundida no es extraída (e.g. Sawyer 1998, Brown 2001, Milord *et al.* 2001). Los factores que influyen en la composición de los fundidos producidos incluyen: la composición de la fuente, las condiciones de P-T alcanzadas, las reacciones de fusión involucradas y el grado de separación del fundido con los sólidos residuales. La separación fundido-residuo a bajos porcentajes de fusión parcial y, por lo tanto, con bajas fracciones de fundido ha sido documentada en las migmatitas metatexitas. En estas migmatitas, los leucosomas representan pequeños volúmenes de magma félsico que fueron formados cuando el fundido fue extraído de la matriz por efecto de la deformación y luego acumulado en sitios como superficies de cizalla o cuellos de *boudines* debido a gradientes de presión (McLellan 1988, Sawyer 1991, 1994, Brown 1994, Marchildon y Brown 2003). En este tipo de proceso de segregación, la fracción fundida y la fracción sólida son separadas casi perfectamente en leucosoma y melanosoma respectivamente (Milord *et al.* 2001) y el grado de fusión parcial puede ser estimado conociendo la composición de estas dos fracciones por medio de cálculos de balance de masa (Prinzhofer y Allegre 1985, Sawyer 1991). La ocurrencia de migmatitas y rocas anatéticas ha sido ampliamente descrita a lo largo del cinturón Famatiniano, sin embargo, el análisis del proceso de anatexis conserva un carácter cualitativo y el grado de fusión parcial no ha sido estimado en términos cuantitativos. Las migmatitas de la Sierra de Molinos constituyen una excelente oportunidad para estudiar la distribución de los elementos traza y estimar el grado de fusión parcial, ya que preservan muchas de las estructuras indicativas de una separación casi perfecta entre fundidos y sólidos residuales.

GEOLOGÍA GENERAL

La sierra de Molinos (Fig. 1) está localizada en los Andes Centrales, noroeste de

Argentina, en el departamento de Molinos, al sur de la provincia de Salta, en el sector norte de los Valles Calchaquíes. Forma parte de la unidad morfoestructural de Cordillera Oriental y pertenece a una serie de cadenas montañosas orientadas sub-meridionalmente, separadas por profundos valles longitudinales. Litológicamente, la sierra de Molinos está compuesta principalmente por una secuencia turbidítica asignada a la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Cámbrico temprano) y sus equivalentes de medio y alto grado metamórfico (filitas, esquistos, gneises y migmatitas) de la Formación La Paya (Aceñolaza *et al.* 1976). La Formación Puncoviscana ha sido interpretada como una secuencia turbidítica (Aceñolaza *et al.* 1988, Ježek 1990, Omarini *et al.* 1999), depositada en una gran cuenca sedimentaria que se extiende en dirección norte desde Bolivia hasta Argentina (~33° S), aproximadamente entre los 64° y los 68° O (Rapela *et al.* 1990). Gran parte de la Formación Puncoviscana fue afectada por un metamorfismo regional durante las orogenias Pampeana y Famatiniana, alcanzando facies de granulitas en algunos casos (Büttner *et al.* 2005), y derivando en condiciones de anatexis a gran escala y plutonismo asociado, tanto en las Sierras Pampeanas como en la Cordillera Oriental. La edad del pico metamórfico y el plutonismo asociado para la región ha sido determinada entre los 460 a 480 Ma (e.g. Lork *et al.* 1989, Büttner *et al.* 2005, entre otros). El evento térmico que derivó en la formación de migmatitas en la sierra de Molinos fue datado por Sola *et al.* (2010) a los 466 ± 3 Ma (U/Pb en circón), en un leucosoma de una metatexita.

El metamorfismo en la Sierra de Molinos (Fig. 1) es objeto de investigaciones en curso y algunos resultados preliminares son brevemente presentados aquí. Específicamente, los metasedimentos de la Formación Puncoviscana muestran una transición continua desde rocas de mediano y bajo grado metamórfico a migmatitas anatéticas (metatexitas y diatexitas). En base a las asociaciones minerales de las rocas metapelíticas, la sierra fue subdividida en 4 zonas metamórficas, que en or-

den creciente del grado metamórfico son: 1) zona de clorita-mica blanca, 2) zona de biotita-muscovita, 3) zona de sillimanita-feldespatos potásico y 4) zona de cordierita. El grado metamórfico aumenta de oeste a este, desde filitas y esquistos verdes hacia el oeste, hasta migmatitas en facies de anfibolita alta en el borde oriental de la sierra. El metamorfismo regional presenta características típicas de condiciones de alta temperatura y baja presión (e.g. Yardley 1989), entre ellas se distinguen: i) ausencia de cianita, aunque la andalucita puede estar presente, ii) la cordierita es muy común incluso en los grados metamórficos más bajos, iii) el granate es poco abundante o ausente y iv) las migmatitas se desarrollan por encima de la segunda isógrada de la sillimanita. Las migmatitas de la Sierra de Molinos pertenecen a las zonas de sillimanita-feldespatos potásico y cordierita. En la primera zona, la asociación mineral está compuesta por cuarzo, biotita, sillimanita, feldespatos potásico y plagioclasa, mientras que en la zona de cordierita, la asociación mineral se compone principalmente de cuarzo + biotita + cordierita + feldespatos potásico (\pm Sil \pm Pl símbolos minerales según Kretz 1983). Las migmatitas son esencialmente metatexitas estromatíticas, aunque localmente pueden gradar a diatexitas llegando a formar en algunos casos cuerpos mapeables (Sola *et al.* 2010; Fig.1). La foliación principal es de rumbo aproximado norte con buzamientos subverticales dominantes hacia el oeste y está marcada por el bandeado migmatítico con una clara separación entre leucosoma y melanosoma.

DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS

Las muestras utilizadas en este trabajo corresponden a migmatitas (metatexitas y diatexitas) de la zona de Sil + Kfs exclusivamente. Los leucosomas en las metatexitas son de grano grueso, en especial aquellos situados en sitios dilatantes como cuellos de *boudines* y presentan una asociación mineral compuesta por Qtz + Pl +

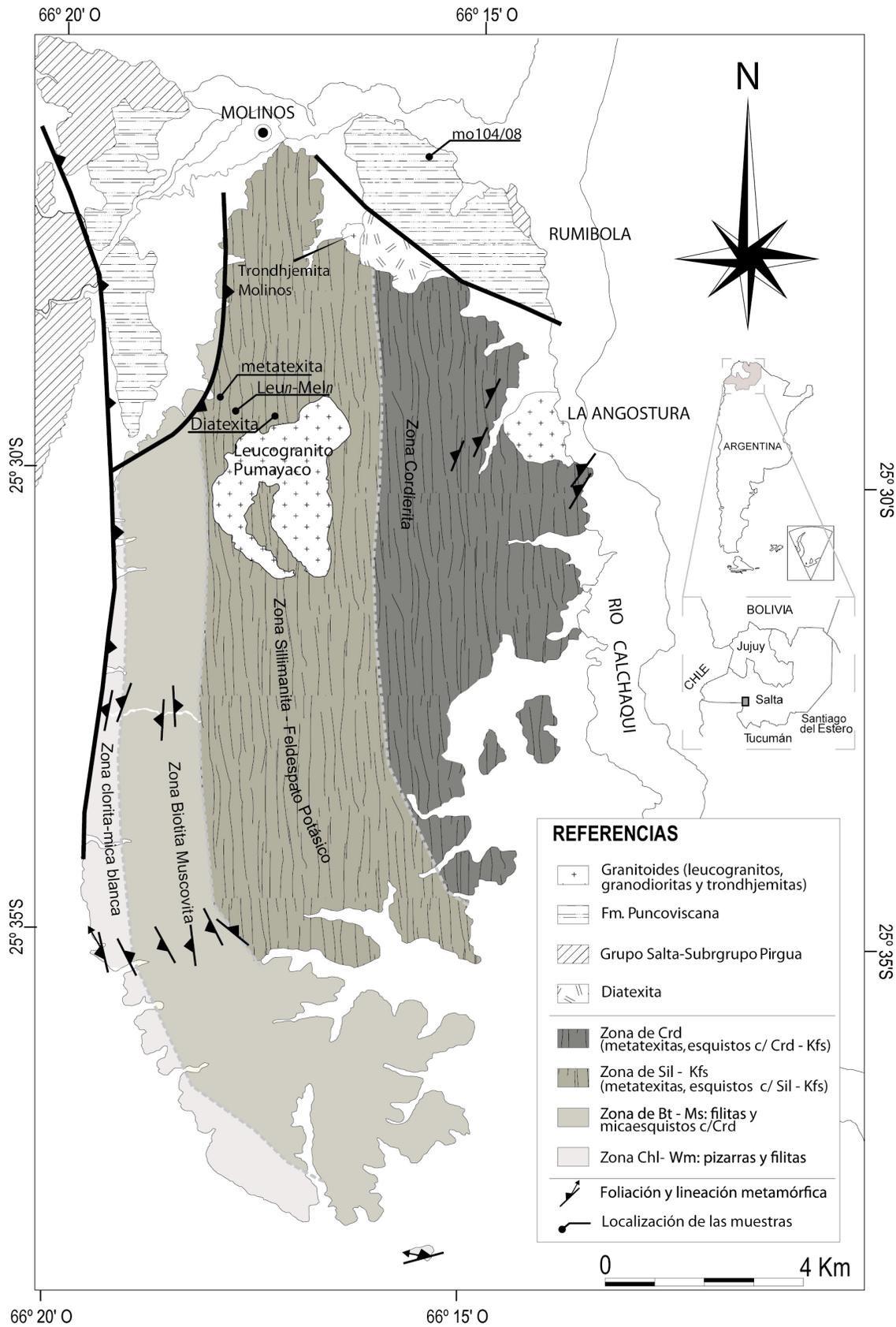


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la sierra de Molinos, en el cual se muestra la distribución de las diferentes zonas metamórficas y las litologías dominantes en cada zona.

Ms + Tur \pm Sil \pm Kfs (microclino) \pm Bt. La biotita está prácticamente ausente en los leucosomas y la plagioclasa es el feldespato más común. Los melanosomas son de grano medio y se componen principalmente de Qtz + Bt + Kfs (microclino) + Sil (fibrolita) \pm Pl. La foliación metamórfica principal está definida por la orientación preferencial de la biotita y la sillimanita (fibrolita). El feldespato potásico forma porfiroblastos al igual que la sillimanita y contiene numerosas inclusiones redondeadas de cuarzo y biotita. Los accesorios más comunes en los melanosomas son circón, turmalina, apatita y minerales opacos. Es común encontrar muscovita tardía o retrógrada orientada de forma transversal a la foliación principal y formada a partir de sillimanita.

Las diatexitas son rocas leucocráticas de grano fino a medio, donde la fracción fundida es muy importante. Los afloramientos son de escala métrica gradando transicionalmente con las metatexitas y formando localmente microplutones y diques con contactos difusos. La asociación mineral exhibida por las diatexitas es Qtz + Pl + Bt + Sil \pm Kfs. Estas migmatitas presentan una fábrica magmática marcada por la orientación subparalela de *schlieren*, ricos en biotita.

Las paragénesis minerales y la coexistencia de leucosomas en la zona de Sil-Kfs sugieren reacciones de fusión de tipo:

- (1) Ms + Qtz + Pl + H₂O = Sil + fundido
- (2) Ms + Qtz + Pl = Kfs + Sil + fundido para las migmatitas de esta zona. Estas dos reacciones, (1) y (2), ocurren en la naturaleza como miembros extremos de una reacción continua en un rango de temperaturas desde ~620° a los 665° C para presiones de 5 kbar (Clemens y Vieilzeuf 1987). Las migmatitas de la zona de cordierita muestran rasgos texturales, como porfiroblastos de cordierita y feldespato potásico con inclusiones de cuarzo, sillimanita y biotita, que indicarían el comienzo de la reacción de deshidratación de la biotita para protolitos metapelíticos:
- (3) Bt + Als + Qtz = Grt/Crd + Kfs + fundido

Esta asociación puede equilibrarse entre los 650° y los 770° C a presiones re-

lativamente bajas, entre los ~4 y 6 kbar (e.g. Whittington *et al.* 1998). A estas bajas presiones, una composición de roca total de radio Fe/Mg intermedio, no necesariamente produce granate como fase mineral peritética (Spear 1993).

METODOLOGÍA DE MUESTREO Y PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

Con el objetivo de obtener muestras representativas de la química (elementos mayoritarios y traza) de cada fracción de las migmatitas (e.g. leucosomas, melanosomas) y debido a la morfología y tamaño de los leucosomas, el muestreo fue realizado con una máquina perforadora sacatestigos, similar a aquellas utilizadas para los estudios de susceptibilidad magnética (Fig. 2). Las series Leu_n-Mel_n pertenecen a pares de muestras (tomadas lo más cerca posible una de otra) donde se buscó conseguir la máxima separación entre el material que representa al fundido puro (leucosomas) y el residuo sólido dejado por la extracción de éste (melanosoma). La serie de muestras Leu_n corresponden a leucosomas localizados o acumulados en los sectores dilatantes en una migmatita estromatítica *aboudinada*. La serie de muestras Mel_n pertenece a la matriz melanocrática localizada entre las venas de leucosoma, de aquí en más llamada indistintamente melanosoma. Debido a que los leucosomas situados en estructuras dilatantes normalmente presentan mayor tamaño de grano que los leucosomas localizados dentro de las folias y para garantizar la representatividad del muestreo, fueron tomados varios testigos de un mismo par leucosoma-melanosoma (hasta 3 testigos por muestra). Parte de ese material fue utilizado para confeccionar secciones delgadas. Durante todo el muestreo se evitaron aquellos parches de leucosomas interconectados para garantizar la derivación local o *in situ* de éstos. Los elementos mayores fueron analizados por fluorescencia de rayos X y los elementos traza fueron analizados por ICP-MS. En ambos casos, las muestras fueron

analizadas a partir de pastillas fundidas. Los análisis químicos fueron realizados sobre roca total por el método de espectrometría de fluorescencia de rayos X, en el Laboratorio de la Universidad Nacional de Salta. Este laboratorio consta de un equipo Rigaku 2000, dispersivo en longitud de onda, con tubo de Rh, detector de centelleo y flujo gaseoso y cristales monocromadores LIF, PET, TAP y GE. Los análisis de elementos traza, incluyendo los elementos tierras raras, fueron llevados a cabo en los laboratorios ALS MINERALS por el método ICP-MS. De acuerdo a las especificaciones de código interno del laboratorio (ME-MS81), la rutina de análisis incluye la fusión de las muestras con tetraborato de litio y digestión ácida.

ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA EN LAS MIGMATITAS (Sil-Kfs)

Los contenidos de elementos mayoritarios y trazas fueron obtenidos para una metapelita de la Formación Puncoviscana, dos migmatitas metatexiticas (roca total), dos diatexitas leucocráticas (roca total), cuatro pares de muestras melanosoma-leucosoma, de la sierra de Molinos. Los resultados son presentados en el cuadro 1. Los meta-sedimentos de la Formación Puncoviscana más abundantes corresponden a metapelitas (MO104/08) ricas en FeOt, Al₂O₃ y TiO₂, con una composición próxima a las pelitas ordinarias con K₂O > Na₂O y bajo CaO (Taylor y McLennan 1985). Las metatexitas y melanosomas son los más enriquecidos en Al₂O₃, TiO₂, MgO, FeOt y MnO, en contraste con los leucosomas y diatexitas leucocráticas, que están enriquecidos en SiO₂, CaO, Na₂O y P₂O₅. La mayoría de los leucosomas en las metatexitas poseen una composición trondhjémica al igual que las diatexitas. Los valores de sílice varían alrededor de 74 % para los leucosomas y 68% para las diatexitas leucocráticas, en tanto que en las metatexitas y melanosomas los valores están por debajo de ~64%. Todas las rocas son peraluminosas y poseen índices de saturación Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) entre 1,1

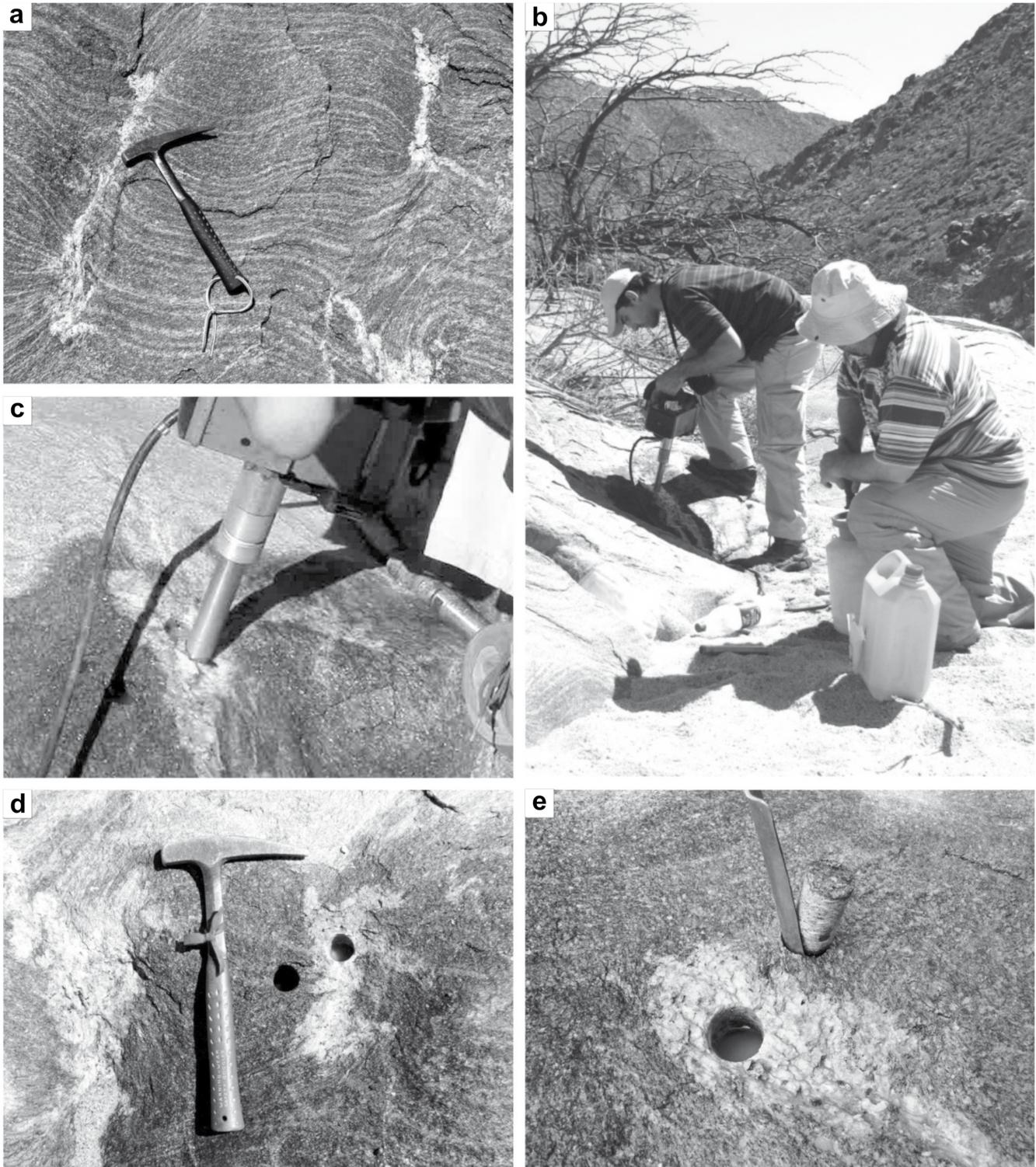


Figura 2: Muestreo de la serie Leu_n - Mel_n : a) Leucosomas *in situ* acumulados en las particiones inter-*boudinage* en una matriz melanocrática. Nótese la conservación del bandeo migmatítico en posición subhorizontal y la disposición casi perpendicular de los leucosomas por efecto de la migración por deformación. b) y c) Muestreo con broca diamantada (25 cm x 2,5 cm). d) y e) Testigos obtenidos de los pares de muestras leucosoma y matriz melanocrática. El mineral de color oscuro dentro del leucosoma es turmalina.

y 1,2 para diatexitas y leucosomas y entre 1,6 y 1,8 para las metapelitas, metatexitas y melanosomas.

La figura 3 es un diagrama multielemental normalizado a la condrita de Thompson (1982). En este diagrama es claro que

el patrón de elementos traza en metapelitas de la Formación Puncoviscana y las metatexitas en roca total es muy similar.

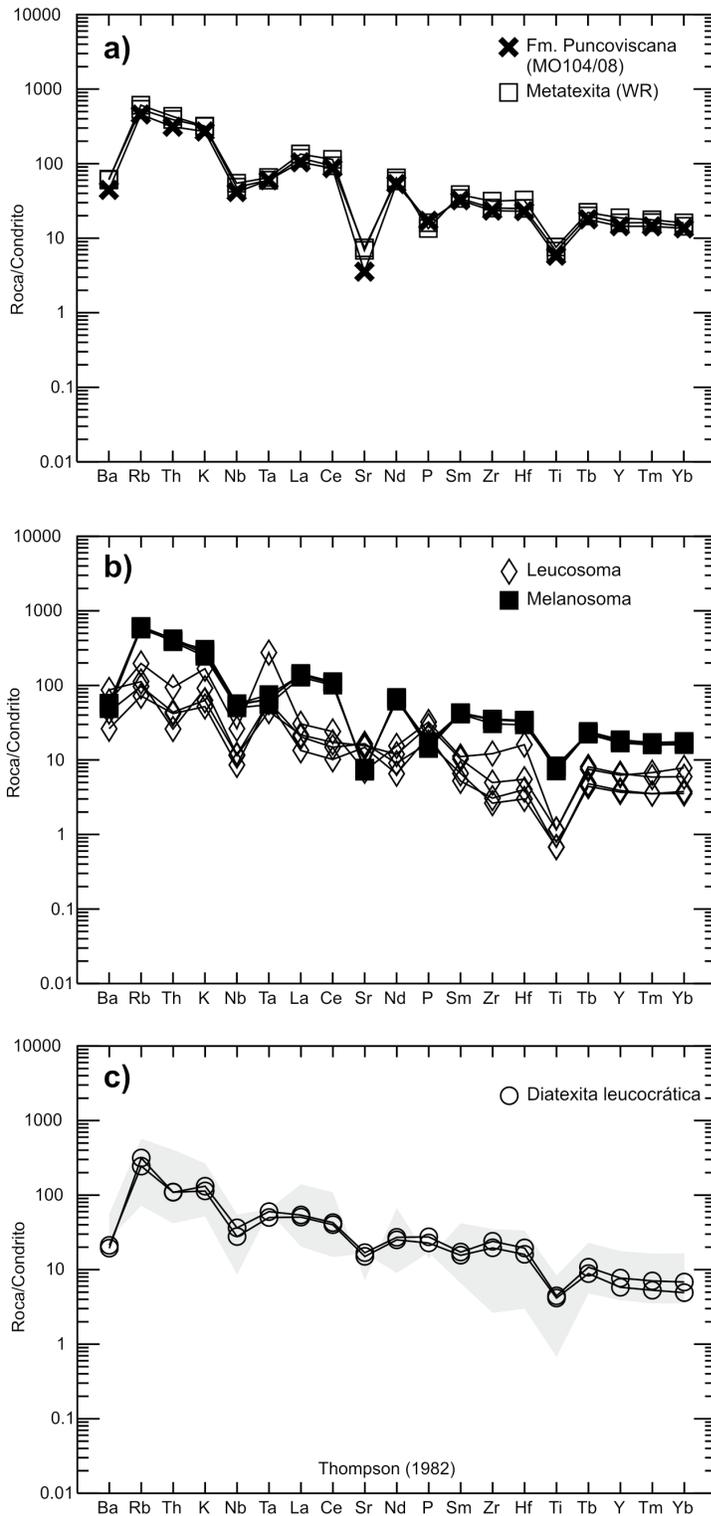


Figura 3: Diagramas multielementales normalizados a los valores del condrito de Thompson (1982).

Los altos contenidos de Zr, Th, Nb y elementos tierras raras (REE) reflejan relativamente altos contenidos de accesorios como circón, monacita, etc. Los leucoso-

mas están enriquecidos en elementos como Ba, Sr, P y empobrecidos en los elementos tierras raras totales, Nb, Y, Th, U, K, Rb y Zr, con respecto a las metapeli-

tas y las metatexitas. Estos presentan una anomalía positiva en Eu muy marcada ($Eu/Eu^* = 1,06-2,37$) que los diferencia de las demás rocas (Fig. 4). Los leucosomas son las muestras con menores contenidos de elementos tierras raras totales con un promedio que está por debajo de los 40 ppm. Tanto los leucosomas como las diatexitas presentan bajas relaciones Rb/Sr (0,1-0,8).

Los melanosomas exhiben patrones multielementales semejantes a las metapelitas y metatexitas, aunque los contenidos totales de elementos tierras raras, Zr, Th, Nb, Y y Rb son mayores. La anomalía de Eu es fuertemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,54$; Fig. 4). La sumatoria de los elementos tierras raras totales promedio es 225 ppm en los melanosomas, frente a los 39 ppm de los leucosomas. Las metapelitas y metatexitas se ubican en valores intermedios en contenidos totales de elementos tierras raras con 178 ppm y 212 ppm respectivamente. Las diatexitas leucocráticas tienen una distribución multielemental intermedia entre melanosomas y leucosomas (Fig. 3c). Uno de los rasgos más llamativos de estas rocas es que prácticamente no presentan anomalías de Eu ($Eu/Eu^* \sim 1$) a diferencias de los melanosomas y los leucosomas (Fig. 4). Junto con los leucosomas, las diatexitas leucocráticas son las rocas más ricas en Sr, con valores > 150 ppm.

ESTIMACIÓN DEL PORCENTAJE DE FUSIÓN PARCIAL

Asumiendo que las muestras de la serie Leu_n - Mel_n (Cuadro 1, Fig. 2) son fracciones perfectamente separadas de fundidos y residuos sólidos, el balance de masa y la relación con el protolito puede ser expresado como:

$$C_0 = C_s (1 - F) + C_L F$$

donde C_0 (ppm) representa la composición de roca total (elementos mayoritarios y traza) del protolito sedimentario previamente a la fusión parcial, C_s es la composición del residuo sólido, C_L es la composición del leucosoma, F es el grado de fusión parcial expresado en porcentaje en peso (e.g.

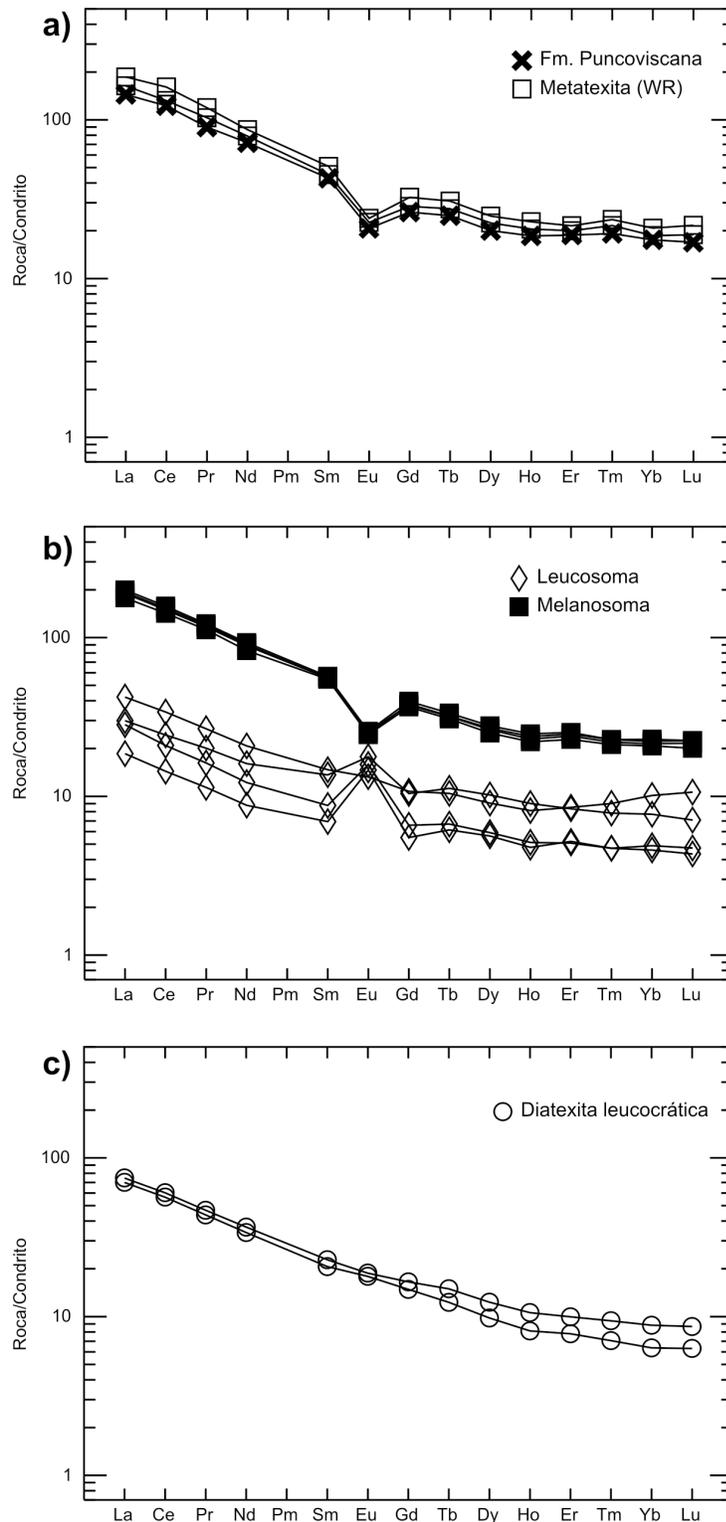


Figura 4: Patrones de elementos tierras raras normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989).

Prinzhofer y Allegre 1985, Sawyer 1991). En este trabajo, las composiciones de la serie Leu_n fueron usadas para C_L y las composiciones de la serie Mel_n son usadas para

C_s . Utilizando estos valores, C_0 es calculado para un dado valor F y comparado con el protolito observado. Para determinar cuál es el valor de F que proporciona

la mejor correspondencia con el protolito metasedimentario seleccionado ($C_0 =$ observado), fue utilizado el método de regresión por los mínimos cuadrados. En este cálculo, todas las composiciones de elementos mayores y traza son tratadas de la misma manera. Se optó por utilizar la composición de un metasedimento (MO104/08) en vez de utilizar la composición del paleosoma. El paleosoma, raras veces representa la composición del protolito original debido a que se conserva precisamente porque posee una composición de roca total infértil, y por lo tanto, no representativa del protolito real (Sawyer 2008 y referencias allí citadas).

Este modelo asume que: 1) la composición promedio del protolito (C_0) es equivalente a la composición de la muestra MO104/08 y que corresponde a una composición metapelítica representativa, 2) la composición del fundido (C_f) corresponde a la composición de los leucosomas de la serie Leu_n (Cuadro 1 y 3) la composición del melanosoma es tomada como la composición del sólido residual (C_s). Como resultado, los pares Leu_1-Mel_1 , Leu_3-Mel_3 y Leu_4-Mel_4 arrojaron porcentajes de fusión de 18, 17 y 19% respectivamente y el par Leu_2-Mel_2 proporcionó el mayor porcentaje, con casi 23% (Cuadro 2). En promedio, el grado de fusión parcial calculado para las metatexitas es igual a 19%.

DISCUSIÓN

¿Los leucosomas representan fundidos graníticos mínimos?

Los leucosomas acumulados en los cuellos de *boudines* poseen una asociación mineral tonalítica que incluye cristales de plagioclasa euhedrales. Generalmente la plagioclasa raramente es euhedral en rocas metamórficas (e.g. Marchildon y Brown 2003), y la forma euhédrica implica un crecimiento en un espacio libre en presencia de fundido o líquido. Por otro lado, el *boudinage* de la matriz sólida, debido a la mayor resistencia (mesosoma + melanosoma), y la acumulación del leucosoma en los sectores dilatantes (cuellos de *boudines*) es consistente con una condición magmática de

CUADRO 1: Elementos mayores y traza de los metasedimentos y migmatitas de la sierra de Molinos. (*)

Muestra	Metapelita	Metatexita	Pares Mel _n -Leu _n		Diatexita
	F. Puncoviscana	estromatítica	Melanosoma	Leucosoma	leucocrática
	MO-104/08	(n=2)	(n=4)	(n=4)	(n=2)
SiO ₂	65,7	63,5	63,0	74,1	67,7
TiO ₂	0,6	0,7	0,8	0,1	0,4
Al ₂ O ₃	15,3	16,7	16,1	14,4	15,9
Fe ₂ O ₃	5,6	7,0	6,6	1,1	3,4
MnO	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
MgO	2,8	3,1	2,9	0,5	1,3
CaO	0,6	0,7	1,2	2,4	2,8
Na ₂ O	2,0	1,8	2,1	3,7	4,3
K ₂ O	3,9	4,6	4,0	1,4	1,8
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
ppc	2,4	1,7	1,8	1,4	0,9
total	99,2	100,1	98,9	99,4	98,9
Ba	306	422	368	376	140
Rb	160	200	209	42	98
Sr	42	84	87	159	188
Zr	160	194	231	39	149
Y	29	35	36	10	14
Nb	15	18	19	5	11
U	2	4	4	1	1
Th	13	17	17	2	5
La	34,2	41,5	45,1	7,1	17,2
Ce	75,0	89,7	92,3	14,3	35,8
Pr	8,5	10,6	11,2	1,8	4,3
Nd	33,5	38,7	41,5	6,8	16,5
Sm	6,6	7,3	8,5	1,7	3,3
Eu	1,2	1,4	1,5	0,9	1,1
Gd	5,4	6,3	7,8	1,7	3,2
Tb	0,9	1,1	1,2	0,3	0,5
Dy	5,1	6,0	6,7	2,0	2,8
Ho	1,1	1,2	1,3	0,4	0,5
Er	3,1	3,4	4,0	1,1	1,5
Tm	0,5	0,6	0,6	0,2	0,2
Yb	3,0	3,4	3,7	1,2	1,3
Lu	0,4	0,5	0,6	0,2	0,2
Hf	4,6	5,8	6,5	1,4	3,6
Ta	1,2	1,3	1,3	2,2	1,1

(*) Oxidos expresados en % en peso (XRF); elementos traza (ICP) expresados en ppm; Fe₂O₃ corresponde a Fe total; ppc= perdida por calcinación (LOI); n=número de muestras analizadas.

CUADRO 2: Cálculo fusión parcial de la serie Leu_n-Mel_n.

Protolito (C ₀)	Residuo (C ₁)	Leucosoma (C ₂)	F Calculado (wt%)
M0104/08	Mel 1	Leu 1	18
M0104/08	Mel 2	Leu 2	23
M0104/08	Mel 3	Leu 3	17
M0104/08	Mel 4	Leu 4	19
F promedio=19			

éstos (Menhert 1968, p. 21-23). La posibilidad de observar a los leucosomas en tres dimensiones es la evidencia más clara de que, al momento de segregarse de la ma-

triz sólida, no contenían una gran cantidad de cristales, incluyendo aquellos que se formaron a partir del líquido.

En el gráfico triangular normativo (CI-

PW) de la figura 5 se comparan las composiciones de los leucosomas con vidrios obtenidos experimentalmente. Este gráfico muestra que muchos de los leucosomas se proyectan sobre o muy cerca de las líneas cotécticas y pueden ser interpretados como fundidos iniciales (área sombreada). Los vidrios experimentales representados en el gráfico triangular Ab-Qtz-Or corresponden a vidrios generados en condiciones de fusión hidratadas (1 y 2 % en peso de H₂O) y anhidras, obtenidos a presiones de 6 kbar, a partir de protolitos metapelíticos (Patiño-Douce y Harris 1998).

Bea (1996) determinó en granitos peraluminosos que la mayor parte del Eu, cerca del 90%, es incorporado y contenido en los feldespatos, aunque el epidoto puede contener también cierta cantidad. Sin embargo, más allá de algunas rocas calcosilicatadas intercaladas, el epidoto no está presente en las rocas meta-sedimentarias de Molinos y, por lo tanto, el Eu estará contenido principalmente en los feldespatos. Por lo tanto, el comportamiento del Eu no estará afectado por los procesos de desequilibrio relacionados con las fases minerales accesorias (circón, monacita, apatita, etc.) y solamente lo estará por reacciones de fusión donde participen los feldespatos. La anomalía positiva de Eu, pronunciada en la mayoría de los leucosomas *in situ*, y la anomalía negativa en la matriz melanocrática (Fig. 4) sugieren que los feldespatos fueron consumidos en el curso de la fusión parcial para formar los leucosomas, de manera que los componentes de los feldespatos pasan a formar parte del fundido.

Las rocas pelíticas metamorfozadas en facies de anfibolitas están caracterizadas por una asociación mineral que consiste en: cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita ± granate/cordierita ± aluminosilicato. La fusión parcial de estos metasedimentos en condiciones de aumento de temperatura resulta en la reacción incongruente en primer lugar de muscovita y luego de biotita. En el inicio de la fusión parcial, la biotita se mantendrá estable siendo incorporada a los residuos sólidos, en tanto que los feldespatos formarán parte de los

reactivos junto con la muscovita. La retención de biotita, que normalmente hospeda gran cantidad de accesorios, genera líquidos empobrecidos en todos los elementos tierras raras, excepto el Eu, que migra al fundido en los feldespatos.

El aspecto que presentan en el campo estos leucosomas sugiere que éstos fueron generados en la matriz con *boudinage* y luego segregados hacia las particiones inter-*boudines*. Desde las líneas de evidencia mencionadas, los leucosomas que rellenan las particiones inter-*boudines* (serie Leu_n - Mel_n) son interpretados como fundidos solidificados durante el ascenso.

Separación fundido-residuo

Las diatexitas representan rocas en las cuales la fracción fundida fue mayor a las metatexitas, ya sea por un aumento de la temperatura, una inyección externa de fundido o una redistribución local del fundido generado en las cercanías. Con altas fracciones de fundido, la naturaleza física de las rocas parcialmente fundidas pasa de ser predominantemente sólida a comportarse esencialmente como un magma (Milord *et al.* 2001). Como consecuencia del aumento de la fracción fundida, la roca parcialmente fundida se convierte en una suspensión diluida de cristales en un fundido y el flujo magmático comienza. En este punto, las estructuras pre-migmáticas se destruyen y las diatexitas son formadas. A diferencia de las metatexitas, donde la separación fundido-residuo es prácticamente perfecta generando leucosomas y leucogranitos libres de residuos, la separación fundido-residuo en las diatexitas es imperfecta, dando lugar a fundidos con un gran componente residual (Sawyer 1998 y referencias allí citadas). Este proceso de separación imperfecta entre fundidos y residuos se observa claramente en el diagrama de variación de la figura 6a. En este diagrama el parámetro ($TiO_2 + Fe_2O_3 + MgO$) representa el contenido relativo de biotita, como principal fase residual, y el parámetro SiO_2 el contenido relativo de fundido. Los leucosomas poseen los mayores contenidos de sílice y representan fundidos prácticamente puros, a diferencia de las diatexi-

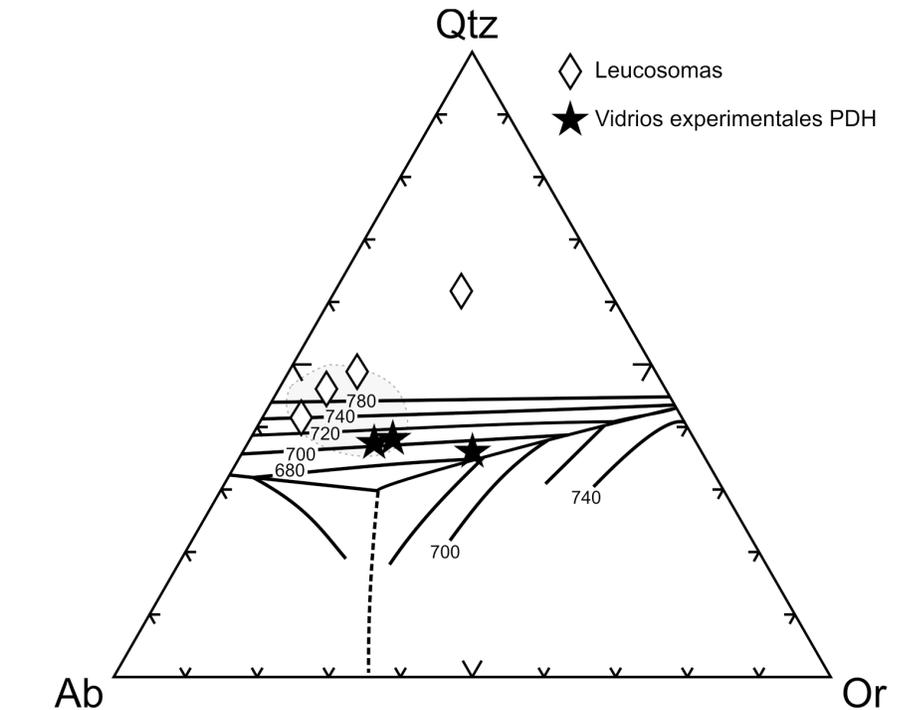


Figura 5: Gráfico triangular normativo (CIPW) Ab-Qtz-Or de las composiciones de roca total de los leucosomas comparadas con vidrios obtenidos experimentalmente por fusión de metapelitas (MS) a 6 kbar (Patiño Douce y Harris 1998). Las líneas cotécticas para el sistema Ab-Qtz-Or H_2O a 5 kbar son tomadas de Holtz *et al.* (1992).

tas cuya composición química se condice con una composición mineral más rica en minerales ferromagnesianos, esencialmente biotita. De este mismo análisis surge que la mayoría de las metatexitas poseen composiciones de roca total cercanas a los melanosomas (Fig. 6), sugiriendo que podrían haber perdido parte del componente granítico (leucosoma). La biotita, simultáneamente, tiene un efecto muy significativo en el contenido de minerales accesorios, ya que normalmente alberga gran cantidad como inclusiones (*e.g.* Milord *et al.* 2001). En la figura 6b, se muestra la influencia del contenido de biotita sobre las concentraciones de Zr y Th, que representan los contenidos relativos de circón y monacita.

Las muestras más enriquecidas en biotita son las rocas que presentan mayor contenido de accesorios, y por lo tanto, con mayores concentraciones de Zr y Th (circón y monacita respectivamente). Debido a que, en las rocas graníticas peraluminosas, cerca del 95% de los elementos tierras raras residen dentro de los minerales accesorios, la segregación o incorporación

de la biotita residual junto con los minerales accesorios incluidos (circón, monacita, etc.) provoca substanciales cambios en los patrones de distribución de elementos tierras raras de los fundidos (Fig. 7). En la figura 6b, se observa que, un ligero incremento en los contenidos de biotita (parámetro $TiO_2 + Fe_2O_3 + MgO$), aumenta notablemente los contenidos de minerales accesorios (Zr + Th). De la comparación de las figuras 6 y 7, se observa que las diatexitas poseen una composición y una distribución de elementos tierras raras intermedia entre melanosomas y leucosomas, como resultado de la contaminación con minerales residuales (biotita + inclusiones de accesorios). Este efecto enmascara la anomalía positiva de Eu original de los fundidos puros (Fig. 7).

Uno de los grandes interrogantes que aún persiste en la literatura es conocer la eficacia con la que los sólidos residuales (restitas y/o *resisters*) se separan del fundido en el área fuente, y si mucha de esa restita puede ser arrastrada por el fundido durante el transporte del magma. Milord *et al.* (2001) muestran en las migma-

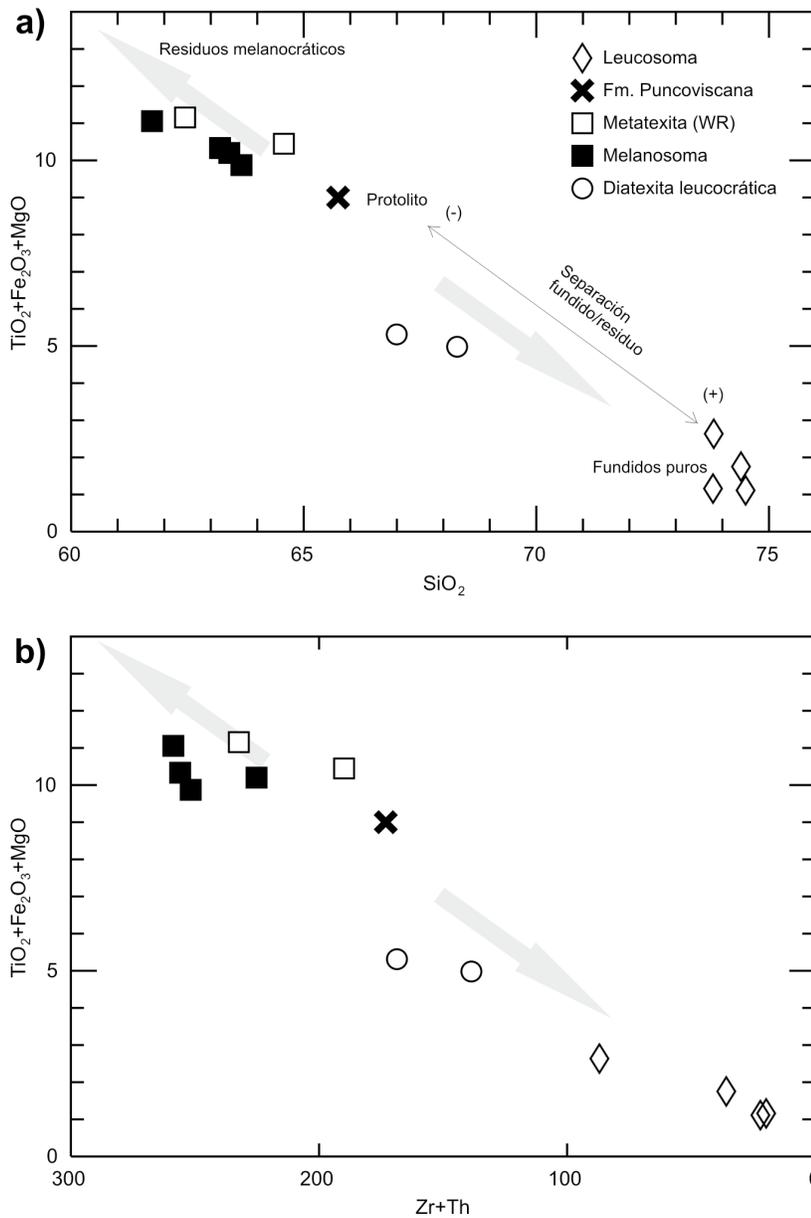


Figura 6: a) Diagrama de variación SiO_2 vs. $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. b) Diagrama de variación $(\text{Zr} + \text{Th})$ vs. $(\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. Ambos diagramas de variación muestran el grado de separación entre los fundidos y residuos sólidos.

titas de *St. Malo*, al noroeste de Francia, la complejidad de los procesos que actúan en la transición desde las rocas metasedimentarias y metatexitas, pasando por las migmatitas diatexiticas hasta llegar a los granitos anatécicos más diferenciados. La signatura geoquímica de la separación fundido-residuo puede, gradualmente, ser reemplazada por la cristalización fraccionada de los feldespatos, para lo cual es fundamental conocer, tanto la composición de los fundidos iniciales, como la

de los residuos sólidos. Todos estos procesos de evolución y diversificación de magmas, que ocurren cercanos a la fuente, deben ser tenidos en cuenta a la hora de modelar procesos de fusión parcial utilizando composiciones de rocas graníticas emplazadas en niveles corticales lejanos a su fuente.

Grado de fusión parcial

El bajo grado de fusión parcial, alrededor de 19%, calculado para las metatexitas es

coherente con una redistribución y transporte local de los fundidos asistidos por la deformación (ver Sola y Becchio 2011). Las diatexitas serían el producto de esta redistribución localizada. La composición de roca total de las metatexitas, muy semejante a los melanosomas (Fig. 6), sugiere que perdieron parte del componente granítico. Esto demuestra que se produjo la suficiente cantidad de fundido, en una zona importante, como para producir la extracción de ese fundido. En este sentido, sería interesante profundizar la comprensión de la relación con leucogranitos peraluminosos, cuyas composiciones estarían también limitadas a bajos porcentajes de fusión parcial (e.g. Harris e Inger 1992, Patiño Douce y Harris 1998).

Reacciones de fusión

La fusión parcial de metasedimentos en presencia de H_2O genera magmas trondhjémicos con altas relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ya que consumen, en proporción, mayor cantidad de plagioclasa durante las reacciones de fusión de la muscovita (Patiño Douce y Harris 1998). Harris e Inger (1992), en este mismo sentido, establecieron que los fundidos resultantes de la fusión hidratada de la muscovita pueden ser identificados por las anomalías positivas de Eu y las bajas relaciones Rb/Sr (0,7-1,6). Las composiciones trondhjémicas de los leucosomas y diatexitas, la distribución de elementos tierras raras, como también las relaciones $\text{Rb}/\text{Sr} < 2$, sugieren que la fusión parcial hidratada ocurrió, al menos, en el inicio de la fusión parcial (Sola y Becchio 2011).

CONCLUSIONES

Con base en la evidencia morfológica, petrográfica y geoquímica de las migmatitas de la sierra de Molinos, se puede interpretar que ésta constituyó una zona de generación y transporte de fundidos félsicos durante el Ordovícico Temprano (~466 Ma). El muestreo y estudio de detalle de las diferentes partes de las migmatitas permitió la identificación de los diferentes componentes del sistema anatécico, desde los fundidos iniciales prácticamente

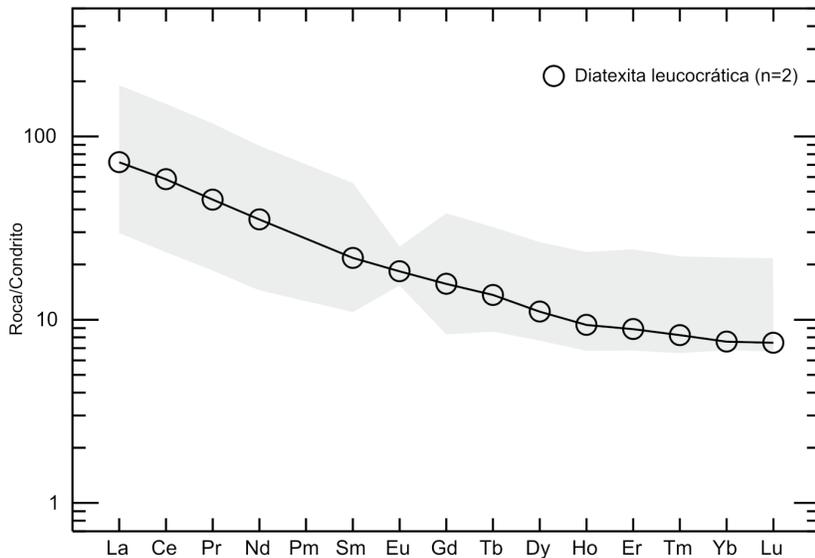


Figura 7: Comparación de los patrones de distribución de elementos tierras raras entre diatexitas leucocráticas y el rango para leucosomas y melanosomas (área en gris). Los valores están normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989).

te puros (leucosomas) a los residuos sólidos dejados después de la extracción. La composición geoquímica de los leucosomas en las metatexitas y las diatexitas leucocráticas, sugiere una derivación a partir de la fusión hidratada de muscovita (1) en condiciones de facies de anfibolita alta y constituye una alternativa para la generación de magmas trondhjémíticos. A partir de cálculos de balance de masa, fueron estimados bajos porcentajes de fusión parcial, entre el 17 y el 23 %, los cuales están de acuerdo con una redistribución y transporte local de los fundidos asistidos por deformación. Las diatexitas serían el producto de esta redistribución localizada. La distribución de elementos traza puede ser explicada por la separación fundido-residuo y deja planteada la importancia de los procesos que ocurren próximos a la fuente al momento de evaluar la evolución de magmas graníticos relacionados con terrenos anatéticos.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a los revisores Dr. Edgardo Baldo y Dra. Alina Tibaldi, cuyas observaciones y sugerencias ayudaron a mejorar este trabajo. Al Geól. Néstor Suzaño y al estudiante Raúl Salas, por su ayuda durante los trabajos de campo.

Al instituto GEONORTE - Universidad Nacional de Salta, por el apoyo logístico. Al Dr. Fernando Hongn y al Dr. Juan Otamendi, por los consejos y discusiones en las etapas previas. Este trabajo fue financiado por los proyectos: N° 1782/1 CIUNSa y PICT N° 38131 ANPCYT.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F., Durand, F. y Díaz Taddei, R. 1976. Geología y contenido paleontológico del basamento de la región de Cachi, Provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 319-332, Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 1988. The Puncoviscana Formation (Late Precambrian-Early Cambrian): sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. En Bahlburg, H., Breitreuz, Ch., Giese, P. (eds.) The Southern Central Andes, Contributions to Structure and Evolution of an Active Continental Margin. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, 25-37 p., Berlin.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 37: 521- 552.
- Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the

migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* 36: 83-130.

- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceedings of the Indian Academy of Science* 110: 313-336.
- Büttner, S., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdtmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the settings of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 287-306.
- Harris, N.B.W. e Inger, S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P. y Johannes, W. 1992. Effects of H₂O on liquidus phase relation in the haplogranite system at 2 and 5 kbar. *American Mineralogist* 77: 1223-1241.
- Ježek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, J. (eds.) El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino, Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán 4: 9-35.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lork, A., Miller, H. y Kramm, U. 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentine basement. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 147-153.
- Marchildon, N. y Brown, M. 2003. Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany: implications for melt transfer at grain- to orogen-scale. *Tectonophysics* 364: 215-235.
- McLellan, E.L. 1988. Migmatite Structures in Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 517-542.
- Mehnert, K.R. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, 405 p., Amsterdam.
- Milord, I., Sawyer, E.W. y Brown, M. 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during Anatexis of semi-pelitic meta-sedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology* 42: 487-505.

- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Gftze, H.J., Seilacher, A. y Pflger, F. 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Science* 88: 76-97.
- Patiño Douce, A.E. y Harris, N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39: 689-710.
- Prinzhofer, A. y Allegre, C.J. 1985. Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. *Earth and Planetary Science Letters* 74: 251-265.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J. 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America Special Paper 241: 77-90.
- Sawyer, E.W. 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Petrology* 32: 701-738.
- Sawyer, E.W. 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology* 22: 1019-1022.
- Sawyer, E.W. 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology* 39: 1147-1167.
- Sawyer, E.W. 2008. Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NCR Research Press, 371 p., Ottawa.
- Sola, A. y Becchio, R.A. 2011. Migmatites Leucosomes as Magma Analogues for Leucogranites and Trondhjemites of the Famatinian Belt: A Case Study From Sierra de Molinos, Salta, NW Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Tectónica Preandina, Resumen CD-ROM, Neuquén.
- Sola, A.M., Becchio, R.A. y Pimentel, M.M. 2010. Leucogranito Pumayaco: anatexis cortical durante el ciclo orogénico Famatiniano en el extremo norte de la Sierra de Molinos, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 206-224.
- Spear, F.S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America Monograph, 799 p., Washington.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Migmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, Special Publication 42: 313-345, London.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. The continental crust; its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, 312 p., Oxford.
- Thompson, R.N. 1982. British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Whittington, A., Harris, N. y Baker, J. 1998. Low-pressure crustal anatexis: the significance of spinel and cordierite from metapelitic assemblages at Nanga Parbat, northern Pakistan. En Treloar, P.J. y O'Brien, P.J. (eds.) *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* Geological Society, Special Publications 138: 183-198, London.
- Yardley, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Herat Science Series, 248 p., London.

Recibido: 31 de julio, 2011

Aceptado: 26 de octubre, 2011