Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (4): 352-362 (2000)

Evaluacion de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires

Laura E. GRECCO[1,2], Sergio H. DELPINO[1], Daniel A. GREGORI[1,2] y Luis V. DIMIERI[1,2]

[1] *Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670 – 8000 Bahía Blanca, Argentina*
[2] *CONICET*
E-mail: mlgrecco@criba.edu.ar

ABSTRACT. *Evaluation of the mobility of major and trace elements during the mylonitization of basement rocks from Sierras Australes of Buenos Aires.* Several authors have demonstrated that the distribution of major and trace elements can be modified by procceses such as meteorization, metamorphism or hydrothermal alteration. The mobility of chemical elements in ductile shear zones have been little studied, and the papers that deal with these problem are relatively recent. The mobility of the chemical elements in shear zones will depend on a number of variables, mainly the mineralogical constitution, texture and chemical composition of the protolith, and the deformation regime. We present the preliminary results of a study on the mobility of the chemical elements associated with the development of ductile shear zones, on granitic rocks from the Sierras Australes of the Buenos Aires basement. Mylonitization caused mobilization of almost all major and trace elements, including rare earths. The mobility of elements is mainly a function of relicts, recrystallized and neocrystallized minerals. At the lowest degrees of deformation, quartz and constituents of mica (Si, Al, Cr, Rb, Ba y Cs) proved to be the less mobile elements. Intense deformation (ultramylonites) promoted extreme mobility of almost all elements, except Si. In all cases LREE decreased with the increasing deformation, but HREE showed a different behaviour, increasing with the intensification of deformation in one of the examples presented here, and decreasing in the other. Precipitation of HREE in enriched mylonites, might be tentatively adscribed to the crystallization of accesory minerals during deformation.

Key words: *Mylonites, Mobility, Basement, Sierras Australes*
Palabras clave: *Milonitas, Movilidad, Basamento, Sierras Australes*

Introducción

Numerosos autores (Gresens 1967; Grant 1986; Condie y Sinha 1996) han demostrado que procesos tales como meteorización, metamorfismo y alteración hidrotermal, modifican la distribución de los elementos mayoritarios y traza en las rocas. Los estudios referentes a la movilidad de los elementos químicos en zonas de cizallamiento dúctil son escasos y relativamente recientes (Bailey *et al.* 1994; Marquer *et al.* 1994; Condie y Sinha 1996; Streit y Cox 1998). La milonitización combina por lo general recristalización y desestabilización de fases primarias, con cristalización de nuevas asociaciones minerales estables bajo los regímenes físico-químicos imperantes durante la deformación.

En el análisis del metamorfismo dinamotérmico asociado a las zonas de cizallamiento dúctil, deben considerarse una serie de factores fundamentales: cada mineral en la roca original tiene su propio campo de estabilidad-inestabilidad y necesita de condiciones específicas para recristalizar; la desestabilización química (durante la retrogradación) como la recristalización, son procesos incentivados por la presencia de fluidos durante la deformación (Tullis y Yund 1982; Cox y Etheridge 1989; Hirth y Tullis 1992). Estos contribuirán a la movilidad intra e intercristalina de los elementos químicos (Farver y Yund 1990); gran parte de los elementos traza como P, Zr, Hf, REE, Y, Th y U son componentes esenciales de los accesorios incluidos en las fases mayoritarias de las rocas (Hanson 1978; Bea 1995, 1996; Rollinson 1995). La accesibilidad a esos elementos puede ser restringida, y dependerá del comportamiento reológico de las fases hospedantes.

De acuerdo a los factores enumerados precedentemente, la movilidad de los elementos químicos en las zonas de cizallamiento dúctil dependerá de una sumatoria de variables, pero primordialmente de la composición mineralógica, arreglo textural y químico del protolito, y del régimen de deformación operante. Cada proceso de milonitización, en cada ambiente geológico en particular, puede tener características peculiares que podrían evaluarse comparando

0004-4822/00 $00.00 + $00.50 *© 2000 Asociación Geológica Argentina*

Material protegido por derechos de autor

los cambios producidos en las composiciones químicas y mineralógicas de las rocas con el incremento progresivo de la deformación y con la composición química y mineralógica del protolito inicial.

Objetivo y metodología de trabajo

La finalidad del presente trabajo es evaluar los cambios químicos asociados con la milonitización de granitos del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. Se analizan las variaciones de elementos mayoritarios y traza con el incremento del grado de deformación, y se correlacionan los cambios químicos a los mineralógicos observados.

Se aplicaron dos modalidades de muestreo. En el primer caso, el protolito dista varios metros de las fajas de cizalla con las cuales se lo compara. En el segundo, se realizó un muestreo de detalle en los bordes de una faja ultramilonítica delgada que atraviesa un cuerpo de granito de grano grueso, siendo la escala de muestreo del orden de centímetros.

Ubicación del área y ambiente geológico

Las Sierras Australes de Buenos Aires (Fig. 1), están constituidas por un conjunto montañoso formado casi exclusivamente por rocas sedimentarias paleozoicas cuyo estilo tectónico sobresaliente es el plegamiento. El ordenamiento estratigráfico de la secuencia sedimentaria fue establecido por Harrington (1947). El basamento sobre el que se apoya la pila sedimentaria está representado por escasos afloramientos aislados, de reducida extensión, limitados a la margen noroccidental y occidental del sistema serrano. Este basamento de edad precámbrica, está

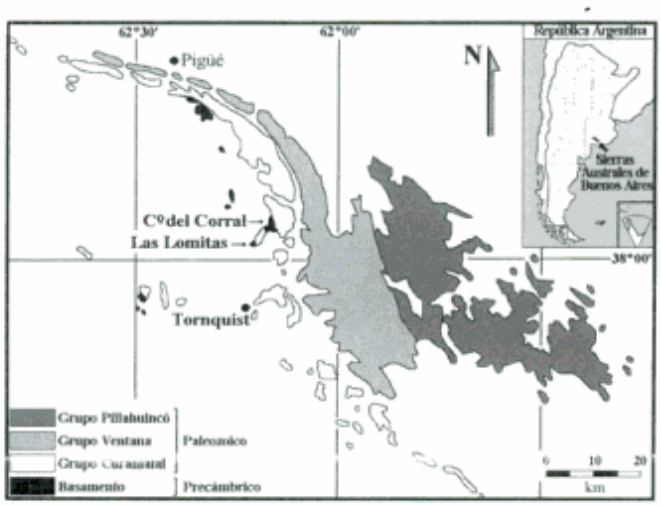

Figura 1: Mapa de ubicación de las áreas de estudio.

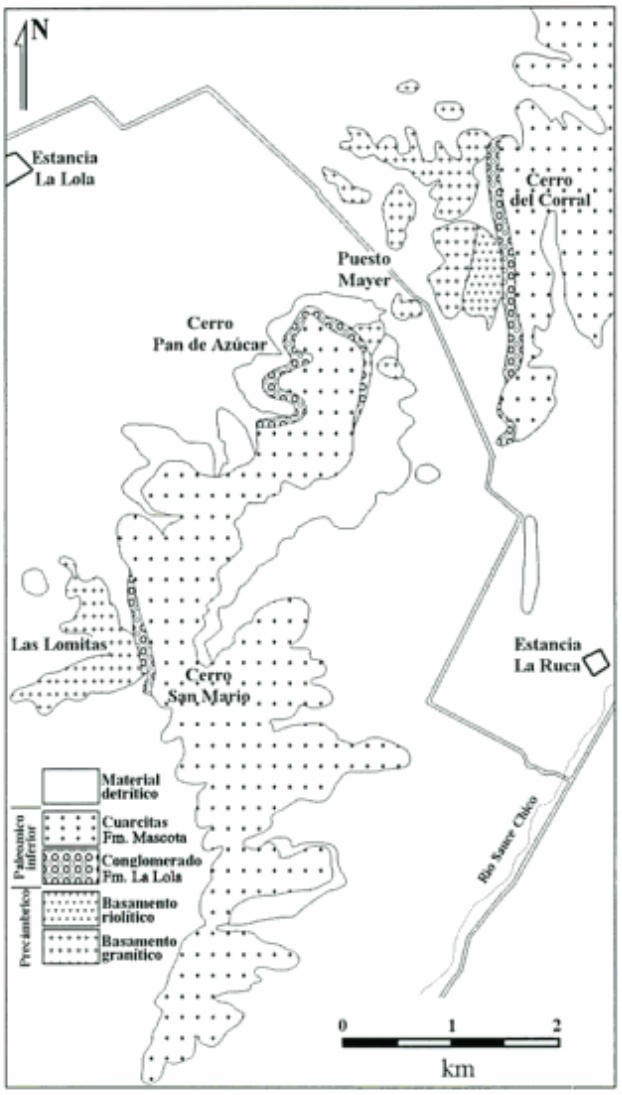

Figura 2: Mapa geológico de afloramientos del área que incluye a las localidades de estudio.

integrado esencialmente por rocas ígneas plutónicas y volcánicas ácidas (granitos y pegmatitas asociadas, pórfidos graníticos y riolitas).

Las localidades analizadas se sitúan en el borde occidental de las Sierras Australes de Buenos Aires y comprenden los afloramientos situados en el cerro del Corral y Las Lomitas (Figs. 1 y 2). Las áreas miloníticas estudiadas forman parte del basamento deformado conjuntamente con la cubierta sedimentaria en el Permo-Triásico. Ambas localidades, por su importancia crítica en el entendimiento de la evolución tectonometamórfica de las Sierras Australes, han sido objeto de numerosas investigaciones con diferentes finalidades (Harrington 1947; Kilmurray 1975; Llambías y Prozzi 1975; Varela *et al.* 1986; Japas 1989; Sellés Martinez 1989; Grecco 1990; Dimieri *et al.* 1990; Cobbold *et al.* 1991; Von Gosen *et al.* 1991; Delpino y Dimieri 1992, 1993; Delpino 1993; Grecco y Gregori 1993; Grecco *et al.* 1998;

Material protegido por derechos de autor

Grecco *et al.* 1999).

El área del cerro del Corral está compuesto por dos unidades litológicas originalmente bien diferenciadas: granitos y riolitas. Ambas unidades han sufrido la acción de un metamorfismo dinamotérmico intenso que produjo fajas con grados variables de deformación, caracterizadas por rocas que pueden clasificarse como protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. En la presente contribución se focalizaron los estudios sobre el granito protomilonítico que constituye los afloramientos más occidentales del cerro del Corral y las fajas miloníticas asociadas a él. Estudios de las mismas características sobre las riolitas de este perfil y rocas basamentales de otras áreas no consideradas en el presente trabajo, están en proceso de elaboración.

El granito protomilonítico (Fig. 3a) tiene aspecto gnéisico, con lentes de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y paquetes de muscovita-biotita, enmarcados por folias sericíticas con cantidades subordinadas de cuarzo y feldespato de grano muy fino. La foliación varía en fajas, de acuerdo al grado de deformación, entre disyuntiva anastomosada y grosera según la clasificación de Twiss y Moores (1992). Con un pasaje más o menos abrupto, el granito protomilonítico se convierte en fajas miloníticas de tonalidad verdosa (Fig. 3b) de hasta 2 m de espesor. Es notorio el incremento de planos de esquistosidad suavemente anastomosados que delimitan porciones lenticulares, romboidales o cintadas. La foliación es disyuntiva suave (Twiss y Moores 1992). Los dominios de clivaje están constituidos por sericita. Entre éstos se preservan granos anhedrales de cuarzo y lentes o cintas feldespáticas de color blanco lechoso.

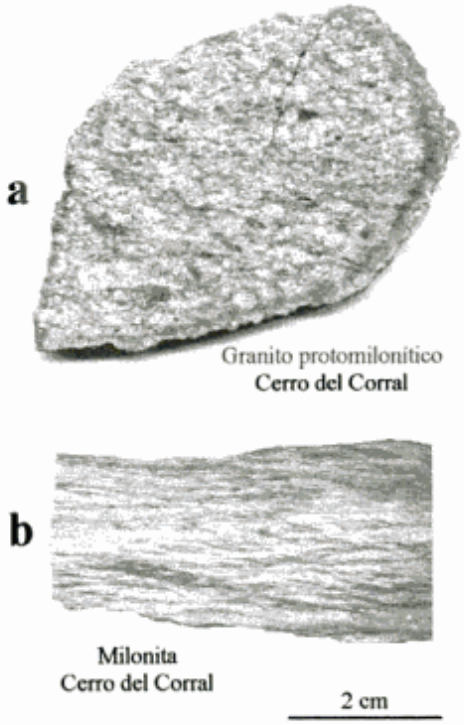

Figura 3: Fotos mesoscópicas de las rocas del ejemplo Cerro del Corral.

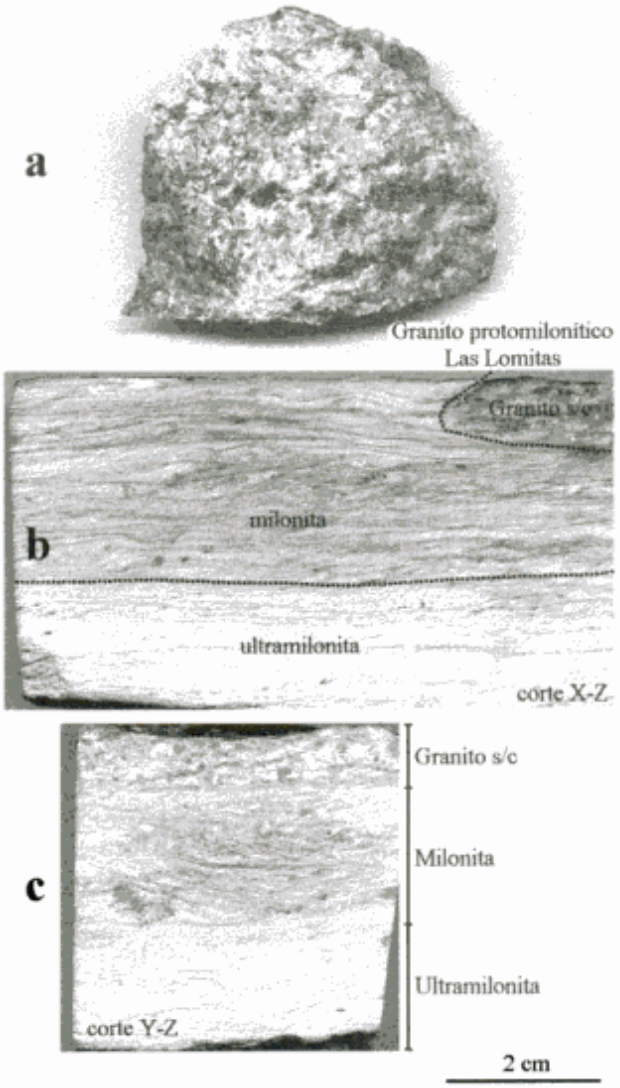

Figura 4: Fotos mesoscópicas de las rocas correspondientes al ejemplo Las Lomitas.

El perfil de Las Lomitas está compuesto por rocas originalmente graníticas y porfiroides con diferentes grados de deformación en fajas, que pueden clasificarse como protomilontas, milonitas y ultramilonitas. La porción del perfil de Las Lomitas estudiada (extremo más occidental, Fig. 2), está compuesta por un granito rosado de grano grueso con foliación grosera, discontinua, remarcada por finas folias micáceas de tonalidad verdosa (Fig. 4a). En este sector el granito aparece atravesado por fajas miloníticas-ultramiloníticas de hasta 50 cm de espesor, de tonalidad verdosa y contactos abruptos. Con una separación de unos pocos centímetros, el granito protomilonítico pasa progresivamente a una milo-

Material protegido por derechos de autor

nita s/c en donde a pesar de la reducción del tamaño de grano y el cambio textural, se preserva parte de la mineralogía y aspecto del granito (Fig. 4b y 4c, extremo superior derecho y superior, respectivamente). Hacia el interior de la faja, y a través de un contacto bastante abrupto, la roca se transforma en una milonita verdosa en donde es posible observar aún una importante proporción de clastos, inmersos en una matriz de grano fino (Fig. 4b y 4c, centro superior y superior, respectivamente). Hacia el centro de la faja decrece la proporción fenoclastos/matriz, constituyendo una ultramilonita con texturas cintadas y escasos fenoclastos, casi con exclusividad de cuarzo (Fig. 4b y 4c, extremo inferior).

Análisis petrográfico

Cerro del Corral

En el granito protomilonítico del cerro del Corral se distinguen un dominio laminar constituido por cristales de sericita isorientados, entremezclados con un agregado cuarzo-feldespático de grano fino subordinado en cantidad a la mica. En el dominio interlaminar están parcialmente preservadas la textura y composición mineralógica del protolito, en la forma de agregados poliminerálicos con arreglo granular de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y listones de biotita y muscovita primarias. Como minerales accesorios, se observan opacos (ilmenita) y granos anhedrales de circón. Este último y apatito suelen estar incluidos en cristales de biotita. La deformación produjo intensa recristalización del cuarzo, recristalización incipiente de biotitas y feldespato potásico, curvatura y pliegues *kink* en cristales de biotita y muscovita primarias y fracturamiento frágil de la plagioclasa. La desestabilización química afectó en mayor medida a los cristales de plagioclasa y biotita y en menor medida al feldespato potásico. La roca muestra además, evidencias de disolución por presión que afectó prácticamente a la totalidad de los componentes primarios esenciales. La presencia de fluidos y el proceso de transferencia de masas asociado al mecanismo de disolución por presión, queda evidenciado en la cristalización de neominerales entremezclados con granos recristalizados en la matriz, o en fracturas de extensión y sombras de presión de cristales relícticos del protolito. Los minerales cristalizados durante la deformación son sericita, cuarzo, feldespatos y biotita. En menor proporción y como productos directamente asociados a la desestabilización del relicto: calcita, titanita y clinozoisita sobre cristales de plagioclasa; óxidos de titanio, opacos y epidoto sobre biotitas desferrizadas. El proceso de deformación tuvo lugar bajo condiciones de metamorfismo de facies de esquistos verdes (Dimieri *et al.* 1990; Cobbold *et al.* 1991; Von Gosen *et al.* 1991; Delpino y Dimieri 1992; Grecco y Gregori 1993; Delpino 1993; Grecco *et al.* 1998).

La faja milonítica muestra en microscopio petrográfico una matriz rica en sericita-muscovita con escasa proporción cuarzo-feldespática. Los fenoclastos son de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. No se observan remanentes de biotita o muscovita primarias. El cuarzo preserva evidencias de recristalización en colas de presión y fracturas de extensión. El feldespato potásico experimenta una reducción marcada del tamaño de grano y un aumento de la alteración sericítica. Presenta fracturas de extensión rellenas de feldespatos, cuarzo y sericita. La plagioclasa está afectada por disolución por presión y muestra intensa retrogradación química. Los relictos cristalinos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico primarios, tienen con frecuencia moderada deformación interna y caras rectas de disolución por presión paralelas a la foliación. El proceso de transferencia de masas asociado a la disolución por presión, se refleja en la cristalización de individuos de cuarzo y feldespato con aspecto fibroso, entremezclados con micas en las sombras de presión y fracturas de extensión de los granos relícticos. Las micas de la matriz presentan granulometría variable. Desarrollan mayor tamaño de grano en sombras de presión, fracturas de extensión y en proximidades de las superficies de disolución por presión. En general la mica es débil a moderadamente coloreada y pleocroica. La matriz contiene abundante cantidad de minerales accesorios como circón, epidoto y un mineral diminuto, incoloro, de baja birrefringencia y alto relieve, todavía no fehacientemente identificado. Las superficies de disolución por presión son zonas enriquecidas en minerales opacos y otros accesorios difíciles de identificar petrográficamente por su diminuto tamaño.

Las Lomitas

El granito protomilonítico de grano grueso tiene como componentes esenciales feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), escasa biotita desferrizada y como accesorios ilmenita, circón y apatito. El cuarzo aparece en fenoclastos anhedrales con extinción fragmentada y recristalización en bordes y fracturas internas. El feldespato alcalino se presenta como pertitas con exsolución de plagioclasa albítica y muestra recristalización incipiente y maclado en parrilla en los sectores cristalinos más deformados. La alteración a cuarzo-sericita es moderada. Los fenoclastos fracturados de plagioclasa desarrollan pliegues *kink* o débil curvatura del maclado polisintético. Dependiendo del sector, los cristales presentan alte-

Material protegido por derechos de autor

ración cuarzo-sericítica desde incipiente a intensa. La biotita es escasa y aparece en láminas y escamas desferrizadas con leve pleocroísmo y frecuente flexuramiento. Ocasionalmente está retrogradada a clorita y minerales opacos. Los minerales accesorios primarios, circón y apatito, están incluidos en biotita, mientras la ilmenita aparece como mineral independiente constituyendo individuos semi-translúcidos de bordes carcomidos por la transformación parcial a agregados de óxidos de titanio. Las micas cristalizadas en su entorno tienen un color más intenso y mayor pleocroísmo que las del resto de las folias micáceas debido al exceso de hierro. Las folias micáceas son escasas y discontinuas, sericíticas-muscovíticas y muestran restos de plagioclasa relíctica. Completan la mineralogía secundaria asociada al proceso de deformación, calcita, epidoto, clorita y magnetita. Calcita y epidoto constituyen cristales intersticiales o cristalizan sobre las plagioclasas. La calcita se asocia a cuarzo, feldespato potásico, en fracturas de extensión desarrolladas en cristales de feldespato potásico. Clorita, magnetita y óxidos de titanio acompañan la retrogradación de la biotita primaria; los dos últimos retrogradan también a la ilmenita.

La milonita s/c mantiene en parte las características del granito protomilonítico entre las superficies s. Los microlitones sigmoidales preservan su apariencia granítica en escala mesoscópica. Microscópicamente se observa: restos de fenoclastos de cuarzo con extinciones fragmentadas y recristalización intensa en bordes cristalinos, sombras de presión y fracturas de extensión; fenoclastos de plagioclasa fracturados y con retrogradación incipiente a moderada a sericita y cuarzo; clastos de feldespato potásico pertítico intensamente alterados a sericita y cuarzo; abundantes relictos de cristales de ilmenita con las características de retrogradación descriptas en el granito protomilonítico. Ambos feldespatos presentan bordes cristalinos inalterados, límpidos y de baja birrefringencia, probablemente por albitización. No se observa biotita primaria. Las folias que remarcan las superficies s y c están compuestas por muscovita-sericita, débilmente coloreada y pleocroica. Entre las micas suelen reconocerse restos de cristales de plagioclasa y accesorios como circón, apatito e ilmenita. Esta última aparece como restos de cristales mayores desmembrados a agregados de fragmentos de grano fino, redistribuidos siguiendo la orientación de las folias micáceas. En las proximidades de cristales de ilmenita relícticos, la sericita-muscovita neoformada es más coloreada y pleocroica, lo que podría relacionarse al aporte de Fe y Ti por parte de la ilmenita contigua.

Las milonitas muestran un notorio incremento de matriz que engloba clastos monominerales de los componentes relícticos (cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico) o poliminerales con los tres mencionados. Mientras la matriz de la milonita s/c era dominantemente sericítica-muscovítica, en las milonitas predominan las bandas de cuarzo recristalizado intercaladas con folias micáceas de grano medio a fino. Como minerales accesorios remanentes se observan diminutos y escasos granos de circón y opacos.

Las ultramilonitas están compuestas en más del 90% por una matriz cuarzosa recristalizada, alternante con bandas sericíticas delgadas y de grano fino. Los fenoclastos remanentes son escasos, pequeños y casi exclusivamente de cuarzo. Como minerales accesorios hay opacos de grano muy fino dispuestos a lo largo de las folias micáceas y escasos granos de circón.

Análisis geoquímico

Las composiciones químicas de elementos mayoritarios y traza de las rocas estudiadas se presentan en la Tabla 1. Los análisis fueron efectuados en el *Activation Laboratories Ltd.*, Canadá. Se utilizó la metodología de Fusión-ICP para los óxidos mayoritarios y Fusión-ICP/MS para los restantes elementos. La movilidad de los elementos mayoritarios y traza (excepto las REE), fue evaluada mediante el método gráfico de las isoconas de Gresens (1967). Este método permite estimar las pérdidas y ganancias de elementos relativas al protolito, mediante la construcción de una línea de concentración constante denominada isocona. La elección de la isocona puede resultar problemática si no se cuenta con una indicación, suficientemente probada, de la inmovilidad de ciertos elementos en un proceso geológico particular. Específicamente en milonitas, la recopilación bibliográfica indica que algunos elementos se han comportado como inmóviles en determinadas circunstancias y como móviles en otras, dependiendo de las características del proceso de deformación y del protolito afectado (Bea 1995, 1996; Condie y Sinha 1996). Por lo tanto, la construcción de la isocona más adecuada, dependerá en gran medida del proceso observado en cada área en particular. La elección de las isoconas en el presente trabajo, se ha sustentado en el comportamiento químico combinado con estudios petrográficos. Las tierras raras han sido separadas del análisis precedente y se presentan como diagramas normalizados a condritas.

Granito protomilonítico-milonita (Cerro del Corral)

Diagrama de isoconas: Si se comparan los análisis del granito protomilonítico del cerro del Corral con la faja milonítica correspondiente (Tabla 1), se observa que los porcentajes en peso de los óxidos

Material protegido por derechos de autor

de silicio y aluminio permanecen relativamente constantes (con un incremento máximo en el caso de la sílice de aproximadamente 12%) y todos los otros elementos sufren pérdidas o ganancias relativas. Si la elección de los elementos inmóviles para la construcción de la isocona es correcta, la línea con mejor ajuste entre esos elementos pasará por el origen del sistema de coordenadas, como ocurre cuando se traza la isocona Si-Al (Fig. 5a). En base a la descripción petrográfica, la milonita muestra una disminución significativa de los feldespatos, micas y accesorios primarios. Los remanentes están además, intensamente retrogradados. En contrapartida, preserva en gran medida el cuarzo relíctico y recristalizado y el desarrollo de cristalización secundaria de sericita-muscovita, cuarzo y feldespato potásico. Esta asociación mineralógica resultante del proceso de deformación, explica satisfactoriamente la relativa inmovilidad del Si y Al, y la escasa movilidad del K, dado que estos elementos son componentes esenciales de los minerales citados. La elección de la isocona Si-Al queda sustentada por la química y la mineralogía de las rocas, y su propia construcción. Además de los elementos mayoritarios citados, muestran escasa movilidad los elementos traza Cr, Co, Rb, Th, Sc, Nb, Ga, y H_2O (expresada como LOI), y mediana movilidad los elementos Ba, Cs, Cu, Hf, Ta y Zn. El Cr es un reemplazante corriente del Al octahédrico en micas muscovíticas, mientras Rb, Cs y Ba por su similitud en radio y carga iónica (Rollinson 1995), son reemplazos frecuentes del K tanto en micas blancas como en feldespato potásico (Deer *et al.* 1992).

Tabla 1: Composición química de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm).

	Granitos protomiloníticos Cerro del Corral		Milonitas Cerro del Corral		Granitos protomiloníticos Las Lomitas		Granito s/c	Milonita	Ultra-milonita
SiO_2	68,44	70,23	73,05	80,51	76,09	72,89	74,37	82,25	89,97
TiO_2	0,54	0,54	0,07	0,05	0,21	0,27	0,29	0,15	0,11
Al_2O_3	15,37	15,1	17,15	12,2	14,75	14,78	13,06	9,17	4,97
FeO	2,8	3,05	1,46	1,27	1,08	1,19	2,43	2,09	1,39
MnO	0,04	0,06	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02
MgO	0,92	0,77	0,44	0,28	0,38	0,34	0,65	0,6	0,34
CaO	0,46	0,41	0	0,02	0,24	0,89	0,15	0,05	0,04
Na_2O	2,5	2,35	0,24	1,14	1,02	2,23	2,46	0,74	0,39
K_2O	5,32	4,6	4,91	3,44	5,21	5,11	3,85	3,34	1,74
P_2O_5	0,17	0,25	0,02	0,02	0,06	0,05	0,06	0,03	0,03
LOI	2,93	1,6	2,05	1,57	1,82	1,57	1,62	1,45	0,6
Total	99,49	98,96	99,4	100,51	100,87	99,35	98,98	99,91	99,6
Cr	10	38	12	10	13	21	20	20	20
Co	57	3,5	47	0,5	86	104	2,0	2,0	1,0
Sc	4	4	3	3	3	5	7	5	3
V	41	32	8	8	8	15	19	16	9
Cu	3	10	5	10	2	2	10	15	10
Pb	26,0	58,0	44,0	28,0	24,0	22,0	5,0	6,0	5,0
Zn	98	112	75	54	47	102	99	87	66
Rb	208	201	171	130	177	220	261	246	134
Cs	2,0	5,1	1,0	1,2	1,0	3,0	3,2	3,1	1,8
Ba	1073	1038	555	470	752	579	745	644	339
Sr	143	110	20	16	99	98	35	12	8
Ga	21	21	16	14	15	17	24	23	13
Ta	1,00	0,83	2,00	1,11	5,00	3,04	1,30	1,10	0,80
Nb	17.3	12,0	24.6	12,0	23,7	25,6	18,0	12,0	8,0
Hf	8,0	5,5	5,0	3,6	5,0	7,0	4,9	3,7	3,0
Zr	200	195	97	90	137	145	250	156	127
Y	9	17	23	21	24	31	21	9	7
Th	21,12	18,00	18,55	14,00	18,01	25,19	11	9,4	7,8
U	0,40	1,20	3,75	2,00	1,11	2,60	1,40	1,10	0,90
La	34,0	61,0	19,0	16,0	38,0	51,0	5,5	3,2	3,2
Ce	77,0	127,0	35,0	25,0	67,0	81,0	3,5	2,9	1,3
Nd	30,0	54,0	14,0	13,0	32,0	35,0	5,7	3,5	3,2
Sm	4,6	9,5	2,5	2,7	4,5	6,0	1,4	0,8	0,7
Eu	0,60	1,29	0,40	0,46	0,90	1,00	0,24	0,17	0,13
Tb	0,50	0,80	0,60	0,61	0,62	0,63	0,64	0,65	0,66
Yb	1,20	1,20	3,07	2,40	4,01	5,43	2,10	1,30	1,00
Lu	0,13	0,17	0,45	0,36	0,53	0,70	0,36	0,24	0,20
Suma REE	148,0	255,0	75,0	60,5	147,6	180,8	19,4	12,8	10,4

Material protegido por derechos de autor

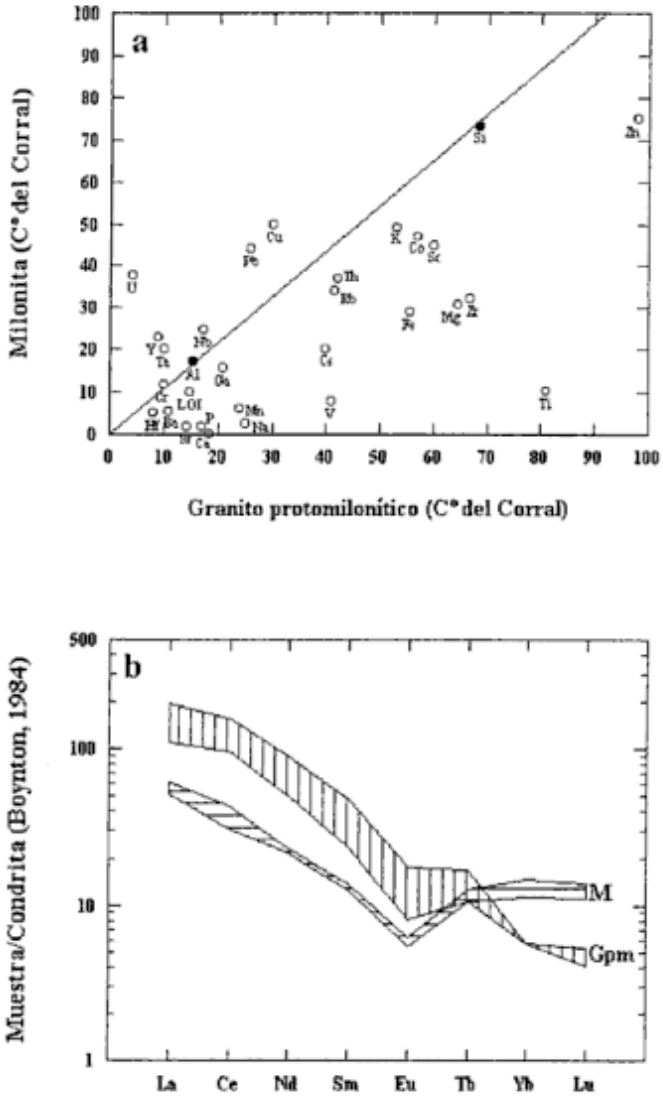

Figura 5: **a,** Diagrama de isoconas correspondiente al ejemplo Cerro del Corral. En círculos llenos se indican los elementos con los cuales se construyó la isocona. Detalles en el texto. **b,** Diagrama de tierras raras correspondientes a las muestras del cerro del Corral. Gpm: granitos protomilonícos; M: milonitas. Detalles en el texto.

Por lo tanto, la asociación neomineral (sericita-muscovita+feldespato potásico) es capaz de retener estos elementos lo que explica su escasa movilidad. Dentro de los elementos que sufren pérdidas notables se encuentran Ti, Ca, Na, Fe, Mn, Mg, P y los traza Sr, Zr y V. Ti, Fe, Mn y Mg son componentes esenciales en biotitas e ilmenitas, dos de los minerales primarios del protolito. Ambas especies han sido intensamente desestabilizadas durante el proceso de deformación. En contrapartida, la faja milonítica no muestra cristalización importante de mafitos asociados al proceso de deformación, a pesar de que la sericita es algo coloreada y débilmente pleocroica y podría presentar sustitución del Al octahédrico por algo de Fe y Mg (Fengita?). Ca y Na son componentes esenciales de la plagioclasa, mineral del protolito que ha sufrido con mayor intensidad la retrogradación. La retrogradación en la faja milonítica es esencialmente cuarzo-sericítica y no se ha observado cristalización importante de fases cálcicas o sódicas que pudieran retener estos elementos. Sr y Zn residen por lo general como traza dentro de fases mayoritarias (Bea 1995, 1996). El Sr está normalmente asociado con la plagioclasa, y muestra un empobrecimiento notorio comparable al de Na y Ca. V y Zn suelen reemplazar al Fe^{2+} en magnetitas-ilmenitas (Deer *et al.* 1992). P y Zr, este último frecuentemente sustituido en parte por Hf por su similitud en radios y cargas iónicas (Rollinson 1995), son elementos esenciales de los minerales apatito y circón, respectivamente. Estos minerales se encuentran en el protolito mayoritariamente como inclusiones en biotitas. La gran movilidad de estos elementos, demuestra que la intensa desestabilización del filosilicato hospedante, ha expuesto a dichas inclusiones a los procesos de deformación y retrogradación. Pb, Y y U, junto a Nb y Ta, se enriquecen en la faja milonítica. Estos elementos tienen radios y cargas iónicas similares, y es de esperar tengan comportamientos geoquímicos equivalentes (Rollinson 1995). Por las mismas razones, estos elementos tienen afinidad también con las tierras raras pesadas (HREE). En un estudio sistemático sobre granitos, migmatitas y granulitas, Bea (1996) reconoció diecinueve minerales en los cuales al menos una de las REE, Y, Th o U es un componente esencial, y seis especies, titanita, circón, apatito, epidoto, allanita y fluorita, en donde suelen concentrarse como impurezas abundantes. El diámetro de todos los minerales primarios ricos en esos elementos, excepto los accesorios mencionados, no superan unas décimas de micrón y tienden a aparecer incluidos por otras fases mayoritarias o accesorias, con preferencia definida por biotita, granate, circón y apatito. El enriquecimiento en la faja milonítica implica la movilización desde las rocas menos deformadas hacia las zonas de cizallamiento más intenso. En la faja milonítica no se han reconocido biotita, granate o apatito y el circón es muy escaso. En su lugar se observan minerales accesorios de muy pequeño tamaño difíciles de identificar petrográficamente y opacos (magnetita entre otros). Estos accesorios son reservorios posibles de estos elementos. El agua muestra una disminución de alrededor del 30 %, indicando que no toda la fase fluida ha sido retenida por la cristalización de minerales hidratados en la faja milonítica. El fluido faltante puede haber migrado fuera de la zona milonítica, y servido como medio de transporte de los elementos que se pierden.

Diagrama de tierras raras: Los patrones de tierras raras normalizados a condritas (Boynton 1984), se presentan en la Fig. 5b. Con el incremento de la deformación (granito protomilonítico (Gpm) a faja

Material protegido por derechos de autor

milonita (M)), se aprecia una disminución marcada en la abundancia de las tierras raras (ΣREE_{gp}=148,03, ΣREE_{fm}=75,02). La milonita se empobrece en tierras raras livianas (LREE) y se enriquece en tierras raras pesadas (HREE), respecto del granito protomilonítico. Ambos comportamientos, implican una movilidad manifiesta de las REE durante la deformación. Mientras las LREE no han sido retenidas por las fases relícticas o neocristalizadas en las milonitas, las HREE muestran un enriquecimiento semejante al de los traza Y, U, Pb, Nb y Ta, con quienes tienen afinidad geoquímica. Este enriquecimiento puede, tentativamente, adscribirse a la cristalización de fases accesorias durante la deformación.

Perfil granito protomilonítico-milonita s/c-milonita-ultramilonita (Las Lomitas)

Diagramas de isoconas: Si se considera una isocona Si-Al como en el ejemplo del cerro del Corral, ésta funciona relativamente bien entre el granito protomilonítico y la milonita s/c. Para grados bajos de deformación, ambos elementos aparecen otra vez como los más adecuados para el trazado de la isocona. Sin embargo, cuando el protolito es comparado con la milonita y ultramilonita, estos elementos tienen comportamientos opuestos (el Si incrementa y el Al disminuye) y no permiten el trazado de una isocona valedera, puesto que uno de los dos o ambos no ha(n) permanecido inmóvil(es). Nuevamente recurrimos a la petrografía para la elección de una isocona válida. Con el incremento de la deformación las rocas se enriquecen en cuarzo, constituyendo en las ultramilonitas matrices compuestas predominantemente por este mineral. Es éste un enriquecimiento relativo, o ha habido migración de SiO_2 hacia las fajas miloníticas-ultramiloníticas? El cuarzo se presenta mayoritariamente en la forma de granos relícticos y recristalizados, y estos últimos en conjunto son notablemente superiores en proporción a la cantidad de SiO_2 como componente de las fases neominerales (esencialmente micas). La petrografía indica así que el enriquecimiento en sílice con mayor probabilidad es relativo, y puede considerarse al Si como el elemento más inmóvil. En consecuencia, se ha trazado la isocona utilizando este elemento.

Cuando se compara el granito protomilonítico con la milonita s/c adyacente (Fig. 6a), se observa escasa movilidad de los elementos mayoritarios Si, Al, Ti, Mn, Na, K y P, del agua (LOI) y de los elementos traza Rb, Ba, Cr, Cs, V y Ga. Se enriquecen Fe y Mg y los traza Cu, Zn, Sc y Zr, y decrece Ca y los traza Sr, U, Th, Pb, Y, Hf y Ta. Nuevamente la asociación relíctica y neomineral explica satisfactoriamente las variaciones químicas observadas, al menos de elementos mayoritarios y accesorios principales. La constancia en los valores de Si y Al, y la escasa movilidad del K, Rb, Ba, Cs y Cr puede atribuirse a la cristalización de la abundante cantidad de micas que constituyen las folias y matriz. La cristalización de micas, explica también la retención del agua (LOI, Fig. 6a). La constancia del Ti y el enriquecimiento en Fe podría atribuirse a la gran cantidad de ilmenita remanente y explicaría también los enriquecimientos en Mn, V y Zn, frecuentes reemplazos del Fe en magnetitas-ilmenitas (Deer *et al.* 1992). El enriquecimiento en Mg, y en parte del Fe, podría resultar si la composición de la micas fuera fengítica, como parece indicarlo la presencia de color y pleocroísmo en este mineral. El P muestra escasa variación y el Zr aumenta considerablemente. Se ha observado una preservación importante de los minerales accesorios relícticos ilmenita, circón y apatito en los cuales los elementos Fe, Ti, P y Zr son constituyentes esenciales, por lo que se interpreta el incremento de estos últimos (y sus reemplazantes frecuentes), como un enriquecimiento relativo. Ca y Sr presentan una reducción muy significativa que podría representar la retrogradación y disminución de plagioclasa relíctica y la no cristalización de nuevas fases cálcicas. Sin embargo el Na, un componente esencial de plagioclasas, permanece relativamente constante lo que torna problemática la interpretación de su comportamiento, dado que debería decrecer conjuntamente con el Ca y el Sr. Una explicación posible, podría ser su retención en los rebordes albíticos (zonas límpidas, inalteradas), vistos en ambos feldespatos relícticos. El decrecimiento de Y, U, Th, Pb, Nb y Ta, indica que estos elementos se movilizan rápidamente con la deformación. El comportamiento opuesto de los constituyentes esenciales de los accesorios titanita, circón y apatito, muestra que éstos no han sido reservorios importantes de aquellos elementos, y como sostuviera Bea (1995, 1996) pueden haber estado contenidos en la biotita primaria (completamente ausente en estas rocas), o bien en otros accesorios diminutos incluidos en ella. Como comportamientos anómalos deben mencionarse el enriquecimiento notorio de Sc en oposición al decrecimiento del Y y el empobrecimiento en Hf opuesto al enriquecimiento en Zr. Se espera que estos pares de elementos, tengan una tendencia geoquímica similar dada la proximidad de sus radios y cargas iónicas. El comportamiento del Hf indica que no sólo está controlado por el circón. Con el incremento de la deformación, todos los elementos (excepto Cu) decrecen en relación al contenido de Si (Fig. 6b). Muestran decrecimientos notorios los elementos Na, Ti, P, Zr, Hf e Y. Excepto Na, cuya disminución podría estar asociada a la desestabilización y merma en la proporción de plagioclasa relíctica, el resto de los elementos son componentes esenciales de los accesorios ilmenita (Ti), apatito (P) y circón (Zr y Hf), cuya abundancia decrece notoriamente en las milo-

Material protegido por derechos de autor

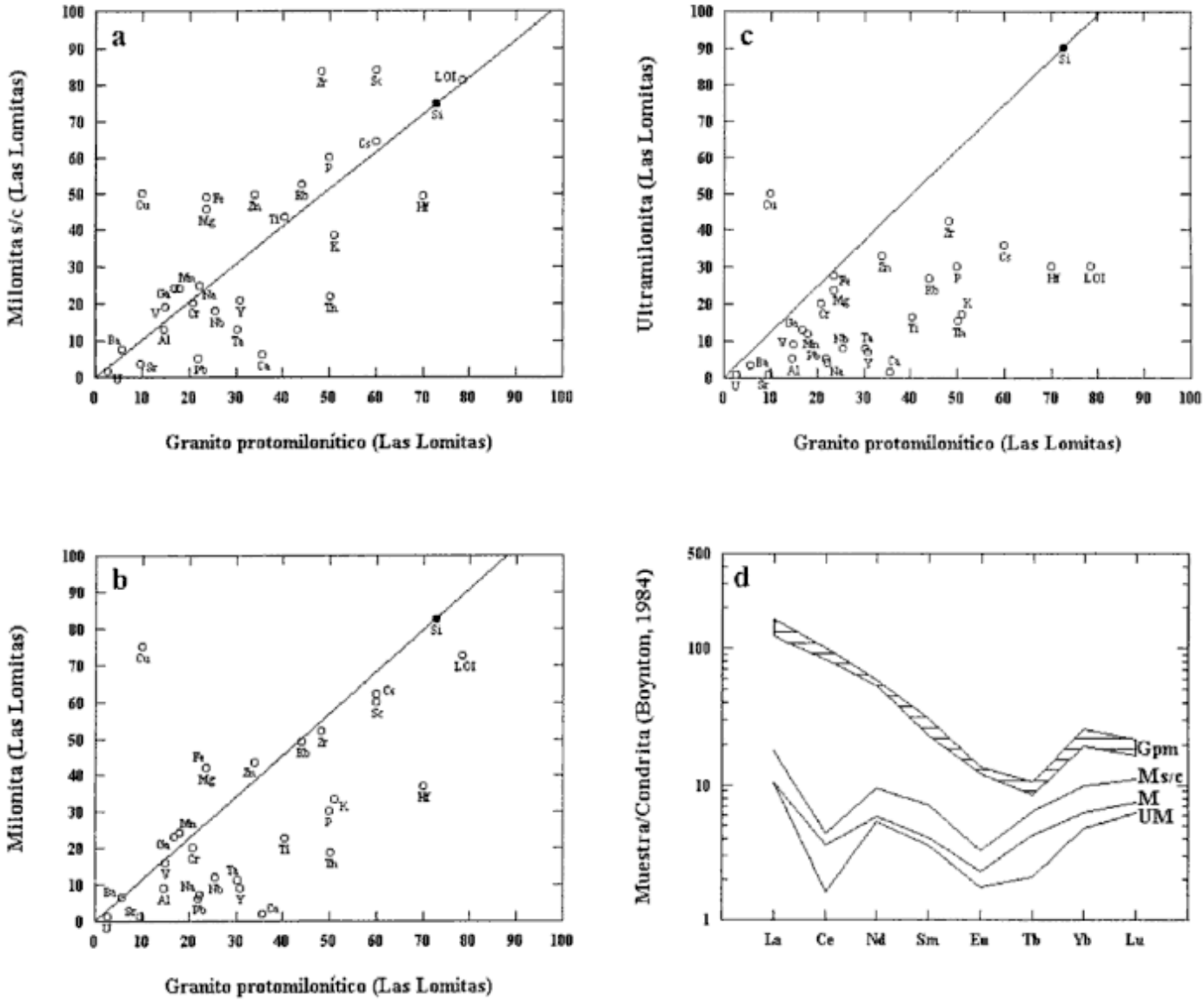

Figura 6: a, b y c, Diagrama de isoconas correspondiente al ejemplo Las Lomitas. En círculos llenos se indican los elementos con los cuales se construyó la isocona. Detalles en el texto. **d,** Diagrama de tierras raras correspondientes a las muestras de Las Lomitas. Gpm: granitos protomiloníticos; Ms/c: milonita s/c; M: milonitas; UM: ultramilonitas. Detalles en el texto.

nitas. El incremento relativo de matriz cuarzosa recristalizada, se ve reflejada en el decrecimiento de los componentes mayoritarios esenciales de las micas Al y K y los traza Cr, Rb Ba y Cs corrientes sustituyentes de aquéllos en la estructura cristalina de las mismas. A la merma considerable de casi todos los elementos, se suma una pérdida de agua que puede haber actuado como medio de transporte de los elementos extraídos del sistema. Las ultramilonitas (Fig. 6c), muestran mayor decrecimiento de todos los elementos, con pérdida relativa de todos ellos (excepto Cu) respecto a Si. Esto se refleja en la petrografía, en una roca con matriz cuarzosa recristalizada y clastos relícticos casi exclusivamente de cuarzo, con escasas micas neoformadas y relictos pequeños de minerales accesorios. La disminución notoria del agua, indica una escasa retención en los minerales hidratados y sustenta, como en el caso de las milonitas, su posible condición de medio de transporte de los elementos fuera del sistema.

Diagrama de tierras raras: En la Fig. 6d, se presentan los patrones de tierras raras de las rocas de Las Lomitas. La sumatoria de REE en el granito protomilonítico es de alrededor de 180. Las curvas con contenidos totales de tierras raras progresivamente decrecientes, corresponden a la milonita s/c (19,10), milonita (12,07) y ultramilonita (9,63), respectivamente. La notable anomalía de Ce concuerda con la disminución progresiva de las REE, Y, Th, U, Pb, Nb y Ta, elementos con comportamiento geoquímico similar. Nótese que estos elementos decrecen en la

Material protegido por derechos de autor

milonita s/c, a pesar del enriquecimiento relativo de los constituyentes esenciales de los accesorios circón, apatito e ilmenita, indicando que estos accesorios no controlan en su totalidad, el comportamiento de los mismos. Las tres muestras tienen pronunciadas anomalías de Eu, indicando la disminución progresiva de los feldespatos, especialmente plagioclasa.

Consideraciones finales

El ensayo preliminar sobre la movilidad de elementos químicos como resultado del desarrollo de fajas miloníticas en rocas graníticas del basamento de las Sierras Australes bonaerenses, permite dar sustento a las siguientes consideraciones: 1) Todos los elementos mayoritarios y traza incluyendo a las REE se movilizan durante el proceso de milonitización. Entre ellos el Si, y a grados bajos de deformación el Al, presentan los valores más conservativos. La preservación del cuarzo en forma de granos relícticos y recristalizados, sumado a la cristalización de importantes cantidades de fases hidratadas que cuentan con estos elementos como componentes esenciales, justifican la escasa o relativa inmovilidad de estos elementos. El mismo comportamiento muestra el K, constituyente esencial de las micas y feldespatos neoformados, y los reemplazantes frecuentes de los elementos mayoritarios de dichas fases, como Cr, Rb, Ba y Cs. 2) La deformación extrema produce la movilización de prácticamente todos los componentes, excepto el Si que permanece como el elemento menos móvil. Las rocas ultramilonitizadas compuestas por cuarzo relíctico y recristalizado (frecuentemente en más del 80 %), escasas micas neoformadas y escasos accesorios relícticos, presentan movilidad extrema de todos los componentes, incluyendo a las REE. La pérdida de componentes se asocia a una disminución importante del agua retenida en la roca, que puede haber sido exudada de las fajas miloníticas y aparece como un medio propicio para el transporte de los componentes fuera del sistema. 3) Las LREE decrecen en todos los casos, con el incremento de la deformación. Sin embargo, en el ejemplo de cerro del Corral, las HREE incrementan en las milonitas respecto del protolito menos deformado. Este enriquecimiento podría estar relacionado a la cristalización de minerales accesorios durante la deformación, como epidoto o algún otro accesorio (observados pero no identificados petrográficamente). 4) Las consideraciones precedentes indican que la movilidad de los elementos químicos en las zonas de cizallamiento dúctil, es función esencialmente de la composición mineralógica del protolito, del arreglo textural inicial que permita o no la exposición de los compuestos mineralógicos a los procesos de deformación y desestabilización química, de la intensidad de la deformación y de las condiciones físico-químicas en que se desarrolla el evento. Todos estas variables condicionan la persistencia o no de fases relícticas y la constitución de una asociación neomineral específica contemporánea con la deformación. De la capacidad de retención de las fases relícticas y de la asociación neomineral, dependerá la movilidad o inmovilidad de los diferentes elementos químicos y por lo tanto las características geoquímicas de la roca sujeta al proceso de milonitización.

Agradecimientos

Al Departamento de Geología de la UNS por el uso de equipamiento de campo e instrumental de laboratorio. Al CONICET por el apoyo económico brindado para la realización de los análisis químicos y las secciones delgadas. A los árbitros de la revista por sus valiosas sugerencias que permitieron mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bailey, C.M., Simpson, C. y De Paor, D.G., 1994. Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge province, central Appalachians. Journal of Structural Geology, 16 (10): 1403-1416.

Bea, F., 1995. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. The origen of granites and related rocks. III Hutton Symposium. Abstracts.

Bea, F., 1996. Controls on the trace element composition of crustal melts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87: 33-41.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.): Rare earth element Geochemistry, pp. 63-114. Elsevier, Amsterdam.

Cobbold, P., Gapais, D. y Rossello, E., 1991. Partitioning of transpresive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. Journal of Structural Geology, 13 (7): 743-758.

Condie, K.C. y Sinha, A.K., 1996. Rare earth and other trace element mobility during mylonitizacion: a comparison of the Brevard and Hope Valley shear zones in the Appalachian Mountains, U.S.A. Journal of Metamorphic Geology, 14: 213-226.

Cox, S.F. y Etheridge, M.A., 1989. Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressure: examples from Mount Lyell, Tasmania. Journal of Structural Geology, 11: 147-162.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical, 696 p., Londres.

Delpino, S., 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del regimen de deformación operante sobre rocas del basamento del faldeo occidental del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 21-31.

Material protegido por derechos de autor

Delpino, S. y Dimieri, L.V., 1992. Análisis de la deformación sobre rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del Co. del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. Actas 7° Reunión de Microtectónica: 53-61. Bahía Blanca.

Delpino, S. y Dimieri, L.V., 1993. Característica de la deformación y cinemática de las rocas del Basamento. Perfil Las Lomitas, Sierras Australes de Buenos Aires. Actas 8° Reunión sobre Microtectónica: 11-14. San Carlos de Bariloche.

Dimieri, L.V., Grecco, L.E. y Frisicale, M.C., 1990. Microestructuras en el granito Agua Blanca, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 21 (1/4): 53-60.

Farver, J.R. y Yund, R.A., 1990. The effect of hydrogen,oxigen and water fugacity on oxigen diffusion in alkali felspar. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2953-2964.

Grant, J.A., 1986. The isocon diagram. A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. Economic Geology, 81: 1976-1982.

Grecco, L.E., 1990. Geoquímica y petrología de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Agua Blanca, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Biblioteca Central, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.

Grecco, L.E. y Gregori, D.A., 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 81-89. Mendoza.

Grecco, L.E., Gregori, D.A. y Ruviños, M.A., 1998. Characteristics of Neoproterozoic magmatism in Sierras Australes. Zbl. Geol. Palaont., H3-6: 609-619.

Grecco, L.E., Delpino, S.H., Gregori, D.A. y Dimieri, L.V., 1999. Mobility on major and trace elements during mylonitization of basement rocks from Sierras Australes de Buenos Aires. Actas del 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 98-99. Salta.

Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology, 2: 47-55.

Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters, 38: 26-43.

Harrington, H., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m-34m. Sas. de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61.

Hirth, G. y Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology, 14: 145-159.

Japas, M.S., 1989. Las Sierras Australes de Buenos Aires: nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. Actas Reunión Geotransectas América del Sur: 202-207. Mar del Plata.

Kilmurray, J., 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (4): 331-348. Buenos Aires.

Llambías, E.J. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. Relatorio del 6° Congreso Geológico Argentino: 79-101. Buenos Aires.

Marquer, D., Petrucci, E. e Iacumin, P., 1994. Fluid advection in shear zones: evidence from geological and geochemical relationships in the Aiguilles Rouges Massif (Western Alps, Switzerland). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 74: 137-148.

Rollinson, H., 1995. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Geochemistry Series, 352 p. Inglaterrra.

Sellés Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): an example of folding in a tranpressive environment. Journal of South American Earth Sciences, 2: 317-329.

Streit, J.E. y Cox, S.F., 1998. Fluid infiltration and volume change during mid- crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. Journal of Metamorphic Geology, 16: 197-212.

Tullis, J. y Yund, R.A., 1982. Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. Journal of Geology, 90: 301-318.

Twiss, R.J. y Moores, E.M., 1992. Structural Geology. W.H. Freeman and Company, 532 p. New York.

Varela, R., Leone, E.M. y Manceda, R., 1986. Estructura tectónica en la zona del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 256-261.

Von Gosen, W. , Buggisch, W. y Krumm, J., 1991. Metamorphism and deformation mechanism in the Sierras Australes Fold and Thrust Belt (Buenos Aires Province/Argentina). Tectonophysics, 185: 335-356.

Recibido: 17 de agosto, 1999
Aceptado: 31 de octubre, 2000

Material protegido por derechos de autor