Movilidad de elementos químicos durante la milonitización del granito San Cristóbal, Sierras Pampeanas, Argentina

Bellos, Laura Iudith; López, José Pablo
INSUGEO-CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e IML, UNT. Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán. Argentina. laubel@csnat.unt.edu.ar; lopezjp00@yahoo.com.ar

➤ **Resumen** — En el extremo sudeste de la Sierra de Velasco, al oeste de la ciudad de La Rioja, Argentina, se desarrolla una faja de cizalla denominada Faja Milonítica Sur, como consecuencia de una deformación de carácter dúctil del plutón granítico San Cristóbal en condiciones de facies esquistos verdes. En este trabajo se evalúa la movilización de elementos químicos en esta zona de cizalla durante el proceso de milonitización. Utilizando una isocona Nb-Ti-Zr, se pudo calcular una pérdida de volumen aproximado del 30% en la roca deformada respecto del protolito. Zr, Ti, Fe, Mn y Nb habrían permanecido en el sistema prácticamente sin cambios mientras que se habría producido un empobrecimiento en SiO_2, K, Na, Rb, Ba, Sr, Mg, Y y Ni y un enriquecimiento en Ca, Cr y P. Esto es coherente con ciertas observaciones petrográficas tales como hidrólisis del feldespato potásico, retrogradación de plagioclasa a clinozoisita y albita, neoformación de muscovita y calcita, incremento en biotita y variaciones modales de minerales accesorios.

Palabras clave: Movilidad de elementos químicos, zona de cizalla, granito San Cristóbal, Sierra de Velasco.

➤ **Abstract** — "Element mobility during Mylonitization of the San Cristóbal granite, Southeast of the Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina". At southeastern tip of the Sierra de Velasco, western of La Rioja, Argentina, Granitic rocks of San Cristobal pluton are deformed into mylonites, developing a ductile shear zone, called Faja Milonítica Sur, under green schists facies conditions. The mobilization of chemical elements in this shear zone during mylonitization is evaluated in this paper. Using the Nb-Ti-Zr isocon, a volume loss of 30% is calculated. Zr, Ti, Fe, Mn and Nb are relatively immobile, SiO_2, K, Na, Rb, Ba, Sr, Mg, Y and Ni are lost, and Ca, Cr, and P are enriched. This is consistent with petrographic studies that show K-feldspar hydrolysis, plagioclase retrogradation to clinozoisite and albite, muscovite neoformation, biotite incremented and modal variations of accessory minerals.

Keywords: Chemical elements mobility, shear zone, San Cristóbal granite, Sierra de Velasco.

INTRODUCCIÓN

La movilidad de los elementos químicos en zonas de cizalla ha sido estudiada por numerosos autores. Entre ellos Beach (1976) y Mitra (1978) señalaron las variaciones mineralógicas entre las rocas deformadas y sus protolitos; Dipple *et al.* (1990) analizaron la movilidad diferencial de los distintos elementos, mientras que O'Hara (1988), O'Hara y Blackburn (1989) y Condie y Shina (1996) estudiaron el comportamiento de los elementos trazas y de los fluidos relacionados a los procesos de deformación. Por su parte, Gresens (1967) propuso un método para evaluar las ganancias y pérdidas de los elementos durante un proceso de alteración y Grant (1986) presentó un método gráfico simplificado para evaluar la movilidad química a partir de las ecuaciones de Gresens (1967).

Grecco *et al.* (2000) sostienen que la movilidad de los elementos químicos en una zona de cizalla, dependerá principalmente de la composición mineralógica, arreglo textural y química del protolito y del régimen de deformación operante. En este sentido los elementos presentan diferente movilidad, dependiendo del contexto geológico particular, comportándose como inmóviles en ciertos casos y como móviles en otros.

Recibido: 11/11/13 – Aceptado: 30/06/14

En este trabajo se analizan los cambios geoquímicos relacionados con los procesos de deformación en una zona de cizalla ubicada en el sector meridional de la Sierra de Velasco, que constituye el mayor afloramiento plutónico de las Sierras Pampeanas de Argentina y se encuentra ubicada al oeste de la ciudad de La Rioja. El área estudiada se encuentra en el extremo sudeste de esta sierra, donde el intrusivo granítico San Cristóbal ha sido deformado dúctilmente dando lugar a la faja de cizalla denominada Faja Milonítica Sur (Bellos, 2005) (Fig. 1).

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO DEL SECTOR AUSTRAL DE LA SIERRA DE VELASCO

Esta sierra está conformada por numerosos plutones con edades que van desde el Ordovícico al Carbonífero Inferior (Rapela *et al.* 2001; Grosse *et al.* 2003; Báez *et al.*

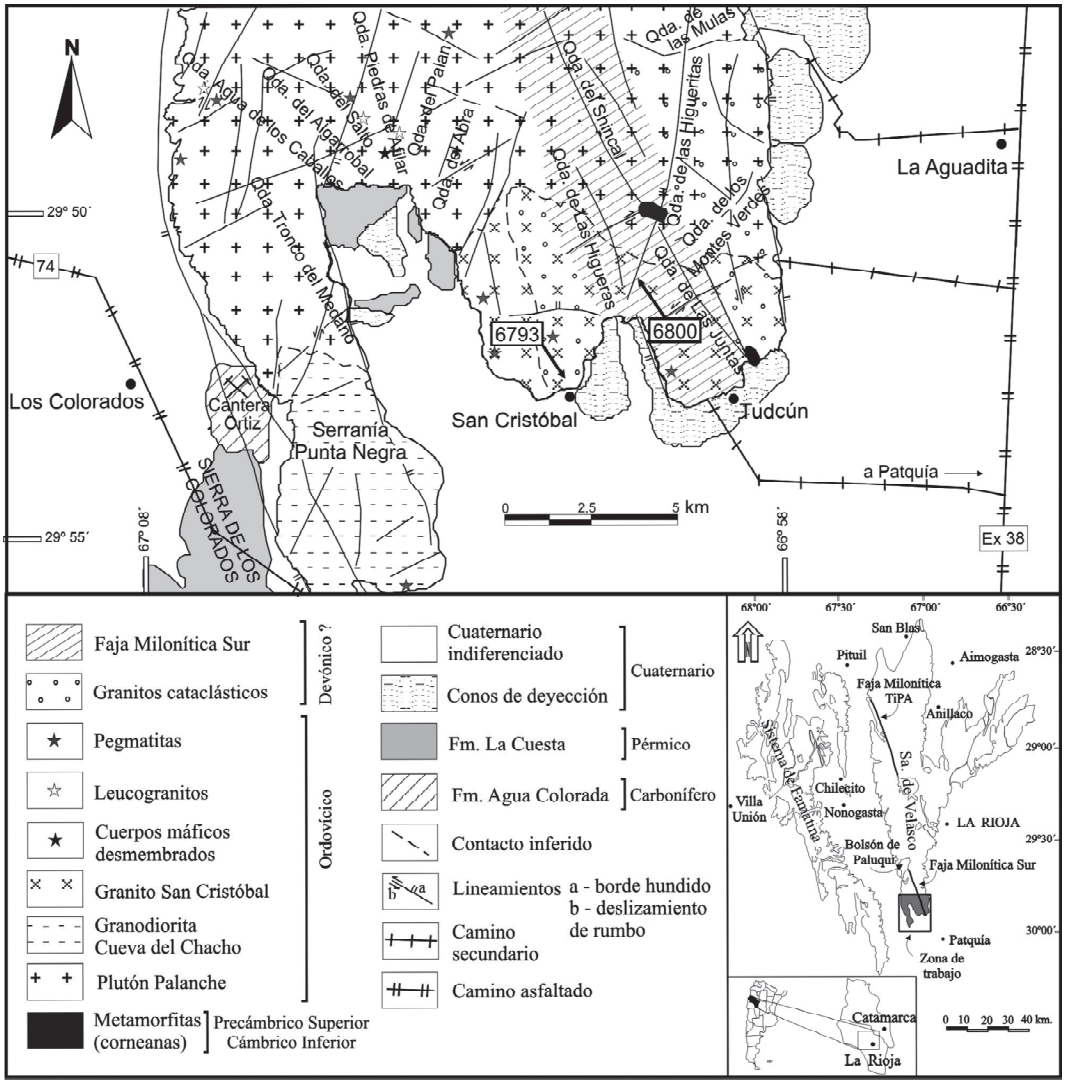

Figura 1. Esquema geológico de la zona de estudio (modificado de Bellos *et al.*, 2010). Los números 6793 y 6800 corresponden a la ubicación de las muestras del protolito granítico y de la milonita respectivamente, utilizadas para la construcción del diagrama de isocona.

2004; Grosse y Sardi, 2005; Báez y Basei, 2005; Báez, 2006; Dahlquist *et al.* 2006; Toselli *et al*. 2007; Grosse *et al*. 2009). Algunos de estos plutones fueron afectados por procesos de deformación que generaron varias zonas de cizalla de rumbo general NNO-SSE, constituidas por rocas miloníticas y cataclásticas, con diferentes grados de deformación (López *et al*. 1996, 2007; López, 2005).

Bellos *et al*. (2002) y Bellos (2005) publican los primeros trabajos realizados en el sector austral de la Sierra de Velasco, mencionando la presencia de granitoides biotítico-hornbléndicos y biotíticos, con rocas máficas asociadas, que constituyen el plutón Palanche y el granito San Cristóbal (Bellos, 2008; Bellos *et al*., 2013).

El granito San Cristóbal es un intrusivo de 35 km^2 que aflora en el extremo sudeste de la Sierra de Velasco (Fig. 1), formando parte del Batolito Patquía junto a los plutones Palanche y Antinaco (Toselli *et al*. 2007; Bellos, 2008). Está formado por monzogranitos y sienogranitos con escasas granodioritas, con texturas en general equigranulares de grano medio a fino y a veces ligeramente porfíricas que contienen enclaves magmáticos máficos de composición diorítica a tonalítica. La asociación mineral general corresponde a Qtz+Mc+Pl+Bt±Ms+Zr+Ap± Aln±Ttn+Mag (abreviaturas minerales según Kretz, 1983).

El granito fue afectado en su parte media y este por una zona de cizalla, dando lugar al desarrollo de rocas miloníticas y cataclásticas que integran la Faja Milonítica Sur, de 2,5 km de ancho y rumbo NNO-SSE (Bellos, 2005; Bellos *et al*., 2010). Hacia ambos lados de esta faja, las rocas pierden la foliación milonítica característica de las milonitas y protomilonitas, para dar lugar a deformación de tipo frágil incipiente, que se reconoce solo microscópicamente. En la parte más occidental del intrusivo, las rocas prácticamente no presentan deformación. El granito San Cristóbal es de carácter calcoalcalino, débil a moderadamente peraluminoso, emplazado en un ambiente de arco magmático continental desarrollado en el borde occidental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior (Bellos *et al*., 2010).

Las rocas deformadas de la Faja Milonítica Sur corresponden a milonitas y protomilonitas de color gris rosado a gris oscuro, de grano fino a medio con textura porfiroclástica, dada por porfiroclastos de microclino y plagioclasa de hasta 1 cm de diámetro (en algunos casos mayores) rodeados de una matriz cuarzo-micácea con desarrollo de foliación milonítica. La deformación en la Faja Milonítica Sur corresponde a condiciones de facies esquistos verdes (Bellos *et al*., 2010). Mayores detalles petrográficos y estructurales del Granito San Cristóbal y de la Faja Milonítica Sur pueden consultarse en Bellos *et al*. (2010).

PETROGRAFÍA

Para la evaluación de la movilidad de elementos se utilizaron dos muestras que corresponden al protolito granítico y a una milonita recolectadas de sectores geográficamente cercanos.

Protolito granítico (6793)

El protolito utilizado para el análisis de la movilidad de elementos corresponde a un monzogranito con una asociación mineralógica de cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita, con menores cantidades de titanita, allanita, circón y apatito y como minerales secundarios sericita, pistacita, clinozoisita y clorita; presenta deformación incipiente, reconocible sólo a nivel microscópico.

El cuarzo se presenta con bordes irregulares y posee extinción ondulosa y fragmentosa. Se presenta en cristales de gran tamaño (hasta 2,2 mm) con abundantes fracturas, y en algunos bordes de estos cristales forma delgadas bandas producto de recristalización, constituidas por pequeños granos con bordes lobulados y que en algunos casos adquieren formas poligonales con puntos triples (Fig. 2a). El cuarzo presenta pequeñas inclusiones de circón prismático. El microclino es de forma anhedral presentando maclas Periclino-Albita esfumadas y pertitas en for-

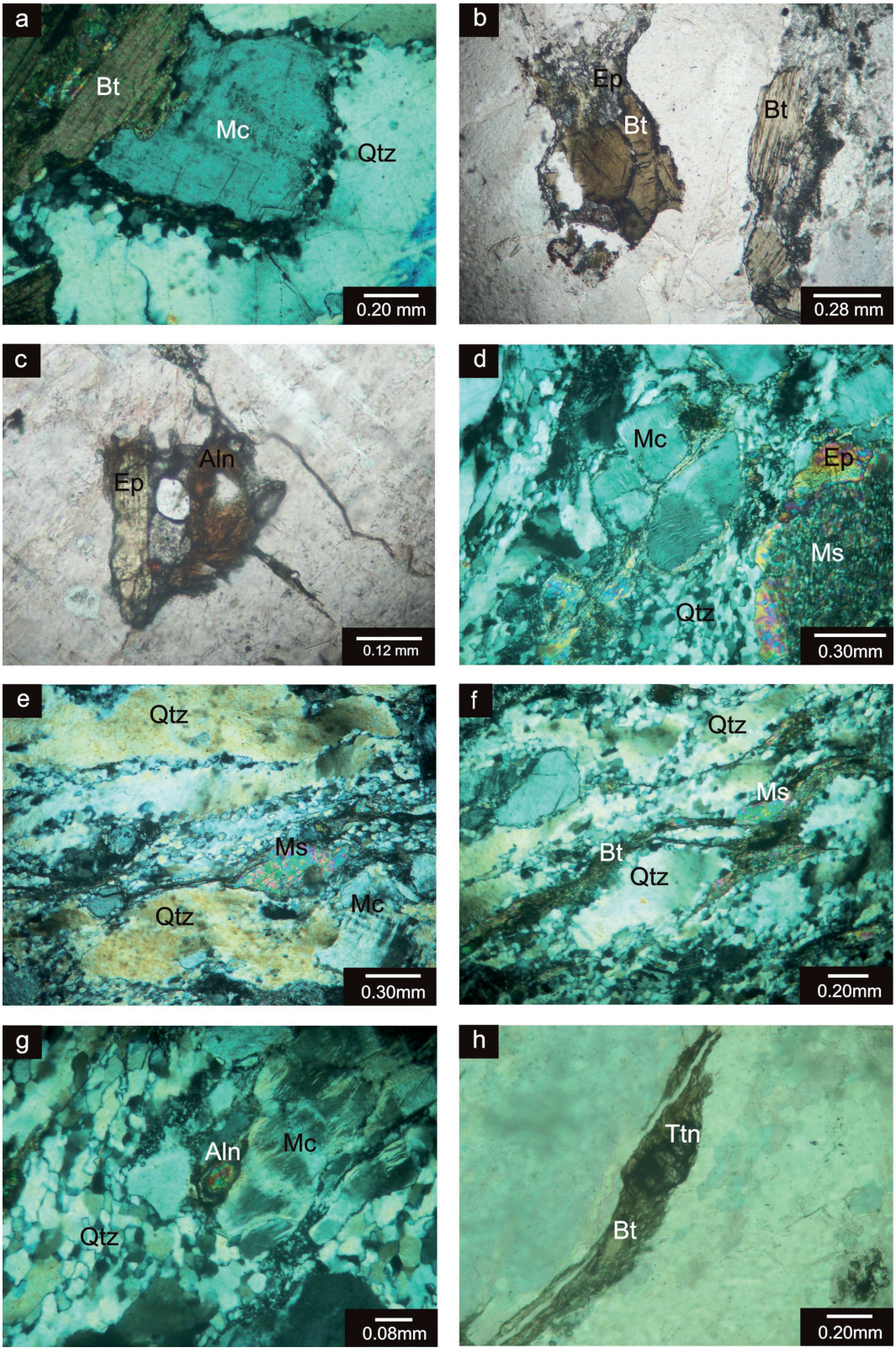
a
Bt
Mc
Qtz
0.20 mm
b
Ep
Bt
Bt
0.28 mm
c
Aln
Ep
0.12 mm
d
Mc
Ep
Ms
Qtz
0.30mm
e
Qtz
Ms
Mc
Qtz
0.30mm
f
Qtz
Ms
Bt
Qtz
0.20mm
g
Aln
Mc
Qtz
0.08mm
h
Ttn
Bt
0.20mm

Figura 2 (página anterior). Fotomicrografías de las rocas utilizadas para la construcción de la isocona. 6793: a) pequeños granos de cuarzo recristalizado en el contacto de cristales mayores de microclino y cuarzo (N+); b) biotita con inclusiones de rutilo (N//); c) cristales de allanita y epidoto (N//). 6800: d) cristal de microclino fracturado y rodeado de un manto de presión de sericita (N+); e) cuarzo recristalizado dinámicamente y con subgranos junto a muscovita con textura *mica-fish* (N+); f) bandas de biotita y muscovita y cuarzo lamelar con foliación milonítica (N+); g) allanita prismática y microclino con maclas esfumadas; h) cristal de titanita dentro de una banda biotítica (N//).

ma de cordones muy delgados y posee inclusiones de circón y de pequeños cristales de cuarzo y biotita. La plagioclasa es anhedral, en algunos casos zonada o maclada según ley Albita; se presenta intensamente alterada a sericita, caolinita, clinozoisita y pistacita. La biotita forma láminas subhedrales a anhedrales a veces flexuradas con extinción ondulosa y se altera a muscovita principalmente a lo largo de los planos de clivaje y en algunos casos a clorita y epidoto. Posee agujas de rutilo que se entrecruzan en ángulos de 60º aproximadamente (Fig. 2b). Asociada a la biotita y a la plagioclasa hay escasa titanita en pequeños granos anhedrales y allanita prismática (Fig. 2c).

Milonita (6800)

La milonita utilizada en la construcción de la isocona está constituida por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, apatito, circón, titanita, muscovita, pistacita, clinozoisita, sericita, calcita, caolinita y clorita. El protolito de esta roca corresponde a la muestra 6793, descripta anteriormente. La milonita posee una fábrica porfiroclástica con textura milonítica, dada por un 30% de porfiroclastos de microclino y plagioclasa inmersos en una matriz recristalizada dinámicamente de cuarzo y micas, que definen la foliación milonítica.

El microclino es muy abundante, se presenta como porfiroclastos de tamaño variable entre 0,2-2 mm aproximadamente, en algunos casos con desarrollo de pertitas en forma de llamas, que en ocasiones emergen desde los bordes esfumándose hacia el centro de los granos. Se observan maclas Periclino-Albita esfumadas, presentando extinción ondulosa; los porfiroclastos de mayor tamaño se encuentran fragmentados y los intersticios están rellenos por material de la matriz; poseen pequeñas inclusiones de apatito prismático. Algunos individuos presentan estructuras núcleo-manto, constituyendo estructuras asimétricas del tipo sigma, donde las colas están formadas por sericita que parece penetrar en el porfiroclasto (Fig 2d). La plagioclasa se presenta en menor proporción con tamaños de hasta 1,3 mm, con macla según ley Albita esfumadas o fracturadas y desplazadas; en algunos casos presenta zonación; se encuentra alterada a pistacita, clinozoisita, sericita, caolinita y calcita.

Los porfiroclastos de feldespatos se encuentran rodeados por una matriz compuesta principalmente por cuarzo y micas con foliación milonítica. El cuarzo se presenta como cristales relícticos de mayor tamaño estirados, con deformación lamelar y con extinción ondulosa, formando subgranos que pasan lateralmente a mosaicos de cristales de formas lobuladas originados por recristalización dinámica y parcialmente poligonales con puntos triples (Fig. 2e); posee inclusiones de circón de hábito prismático. Las micas corresponden a biotita y muscovita que forman texturas *mica-fish* (Fig. 2e). La biotita se encuentra en parte cloritizada y con minerales opacos asociados. Ambas micas poseen clivajes curvos y plegados y extinción ondulosa, y se encuentran inmersas en bandas de sericita y biotita de grano fino (Fig. 2f). Asociadas a las bandas micáceas, se observa abundante pistacita, clinozoisita y calcita junto a escasa allanita prismática y pequeños granos de titanita elongados paralelamente a las bandas micáceas (Fig. 2g y 2h).

GEOQUÍMICA

Los análisis químicos de las muestras utilizadas para evaluar la movilidad de los elementos químicos de la zona de cizalla fueron determinados en el NEG-LABISE-UPF (Brasil) por el método fluorescencia de rayos X (XRF) y se encuentran en la Tabla 1. La evaluación se realizó en base al método gráfico ideado por Grant (1986) que permite realizar una estimación de las ganancias o pérdidas de dichos elementos respecto a una línea de igual concentración química, volumen o masa (isocona). En este tipo de gráficos, los elementos que se proyectan por encima de la isocona corresponden a aquellos que fueron adicionados al sistema, mientras que los que se ubican por debajo de ella fueron removidos del sistema durante el proceso de deformación.

En las muestras analizadas, son muy pocos los elementos que se proyectan cerca o sobre la isocona de volumen constante: SiO_2, Al2O3, K2O y Rb (Fig. 3). Por otra parte, otros elementos a los que suelen ser considerados inmóviles o de movilidad restringida, se proyectan por encima de ella, en las muestras analizadas, significando que se habrían incrementado en el sistema, tal es el caso de Zr, Ti, Fe, Nb, mientras que elementos que generalmente se comportan como solubles permanecen constantes.

Teniendo en cuenta las evidencias petrográficas tales como el aumento modal de muscovita y disminución de feldespato alcalino, retrogradación de plagioclasa a clinozoisita, etc. que se explicitan más adelante y el comportamiento de Nb, Ti y Zr considerados como elementos inmóviles, en ejemplos de bibliogafía consultada (O'Hara,

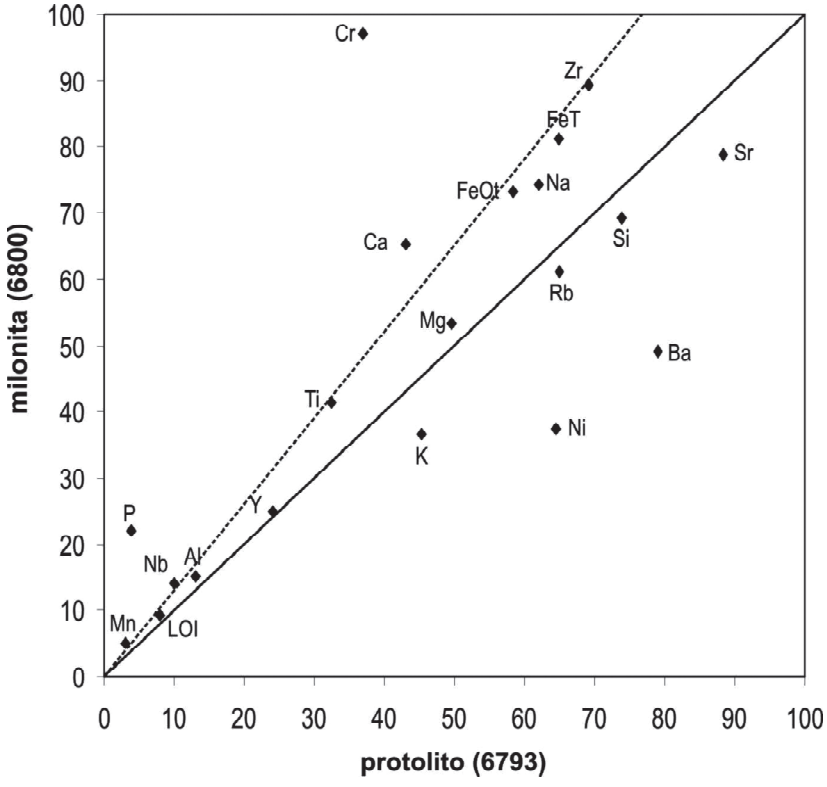

Figura 3. Diagrama de isocona. Línea llena: isocona de masa constante; línea punteada: isocona Nb-Ti-Zr. Se calculó una pérdida de volumen del 30% de la roca deformada respecto a la roca original, como consecuencia del proceso tectónico concomitante.

Tabla 1. Análisis químicos de las rocas utilizadas para la construcción de la isocona (publicados en Bellos *et al.*, 2010). Elementos mayores y menores expresados en peso % y elementos trazas en ppm.

	Protolito	Roca deformada
Nº de muestra	6793	6800
Roca	Monzogranito	Milonita
SiO_2	73,83	69,15
TiO_2	0,36	0,46
Al_2O_3	13,03	15,14
Fe_2O_3T	3,24	4,06
FeOt	2,92	3,66
MgO	1,24	1,33
MnO	0,06	0,1
CaO	1,96	2,96
Na_2O	2,48	2,97
K_2O	3,77	3,06
P_2O_5	0,03	0,17
LOI	0,88	1,04
TOTAL	100,88	100,44
Cr	37	97
Ni	65	38
Rb	130	122
Sr	159	142
Y	24	25
Zr	173	223
Nb	<10	14
Ba	790	491

1990; Glazner y Bartley, 1991; Newman y Mitra, 1993), se decidió graficar una isocona a partir de estos últimos., con una pérdida en el sistema de sílice y álcalis.

Utilizando la pendiente de la isocona y la ecuación de Grant (1986):

$$Ci/Co=1/(1-V)$$

donde Ci es la concentración de un elemento en el protolito; Co la concentración del mismo elemento en la milonita y V la variación del volumen, se calculó una pérdida de volumen del 30% de la roca deformada respecto a la roca original, como consecuencia del proceso tectónico concomitante (Fig. 3).

La ubicación de los elementos considerados en el gráfico y su posición respecto a la isocona elegida, junto al estudio petrográfico de las rocas involucradas permite inferir que la pérdida de SiO_2 y álcalis (K en mayor medida que Na) es consistente con un proceso de hidrólisis de feldespato de acuerdo a las reacciones que pueden verse en el cuadro a pie de página (O'Hara, 1988).

Este proceso explicaría también la pérdida de Rb y Ba que normalmente acompañan al K en el feldespato potásico y el aumento del Cr, que reemplaza al Al en la muscovita (Deer *et al.*, 1992). La retención de agua (LOI) puede explicarse como debida a la cristalización de micas.

La retrogradación de plagioclasa a clinozoisita y albita tendría lugar en condiciones de facies esquistos verdes (Winkler, 1974). El aumento de la concentración de Ca se explicaría por la formación de clinozoisita, según la reacción (2). También el P muestra enriquecimiento, por lo que parte

¾ feldespato K + H^+ = ½ muscovita + K^+ + 3SiO_2 (1)

$Na_4CaAl_6Si_{14}O_{40}$ + 1.5$KAlSi_3O_8$ + 0.5K^+ + 0.5H_2O + 3.5H^+ =

oligoclasa feld espato potásico

0.5$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$ + 2$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ + 11SiO_2 + 4Na^+ (2)

clinozoisita muscovita

del aumento relativo del Ca podría deberse también a la permanencia del apatito. La mayor abundancia de titanita en la milonita y neoformación de calcita (según se interpreta arriba), también podría contribuir a la retención del Ca, y por lo tanto, a su enriquecimiento relativo.

Además la degradación de plagioclasa implicaría la pérdida del Sr asociado al Ca de la misma.

Zr es el constituyente esencial del circón, presente tanto en el protolito como en las rocas deformadas. Se observa un empobrecimiento en Y y Ni, elementos que participan en la constitución de minerales accesorios como allanita y biotita, respectivamente. Por otro lado, el Mn permanece constante mientras que el Mg y el Fe (en menor medida) muestran una leve disminución, lo que podría deberse a una variación en la proporción de estos elementos en la biotita de la milonita.

CONCLUSIONES

El estudio sobre la movilidad de los elementos químicos en la zona de cizalla ubicada en el sudeste de la sierra de Velasco permite concluir preliminarmente que, como consecuencia del evento de deformación, las rocas miloníticas estudiadas habrían sufrido una disminución del volumen cercano al 30% respecto del protolito, que correspondería al granito San Cristóbal.

En esta zona de cizalla dúctil se habría producido una movilización, hacia fuera del sistema, de sílice, álcalis y elementos menores de comportamiento similar a éstos, como Ba, Rb y Sr, junto a Ni, Fe e Y; mientras que elementos inmóviles tales como Zr, Ti, Mn, Al y Nb habrían permanecido en el sistema prácticamente sin cambios. Lo mismo ocurre con el agua, que participaría en la cristalización de micas. Por otra parte, Cr y P muestran un enriquecimiento en el sistema. Esto es coherente con la observación petrográfica de retrogradación de plagioclasa, hidrólisis de feldespato potásico, neoformación de clinozoisita y muscovita, enriquecimiento en biotita, probablemente menos magnésica y variaciones modales de minerales accesorios.

En estudios posteriores, se prevé incorporar análisis de Elementos de Tierras Raras a los estudios relacionados a la movilidad de los elementos químicos en esta zona de cizalla y en otras reconocidas en la región, a fin de profundizar el conocimiento del comportamiento geoquímico en rocas sometidas a deformación dúctil en esta parte de las Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con el aporte de los Proyectos CIUNT 26/G439 y 26 /G427.

BIBLIOGRAFÍA

Báez, M. A. 2006. Geología, petrología y geoquímica del basamento ígneo metamórfico del sector norte de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédito) 207 pp. Córdoba.

Báez, M. y Basei, M. 2005. El plutón San Blas, magmatismo postdeformacional carbonífero en la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En: Aceñolaza, F.G.; Hünicken, M.; Toselli, A.J. & Aceñolaza, G.F. (eds.), Simposio Bodenbender, Serie de Correlación Geológica 19: 239-246.

Báez, M. A.; Basei, M.; Toselli, A. y Rossi de Toselli, J. N. 2004. Geocronología de granitos de la Sierra de Velasco (Argentina): Reinterpretación de la secuencia magmática. Simpósio 40 anos de geocronologia no Brasil. São Paulo, Brasil. Resumos: 85.

Beach, A. 1976. The interrelation of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex. Philosophical Transactions of the Royal Society, A280: 569-604.

Bellos, L. 2005. Geología y petrología del sector austral de la Sierra de Velasco, al sur de los 29º 44'S, La Rioja, Argentina. En: Aceñolaza, F.G.; Hünicken, M.; Toselli, A.J. & Aceñolaza, G.F. (eds.), Simposio Bodenbender, Serie de Correlación Geológica 19: 261-278

Bellos, L. I. 2008. Petrología de los granitoides del sur de la Sierra de Velasco y su significación regional. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 334 pp. Córdoba.

Bellos, L. I., Castro, A. Díaz-Alvarado, J. y Toselli, A. J. 2013. Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation of calc-alkaline tonalite-granodiorite rocks, Velasco Cambro-Ordovician batholith, Famatinian belt, Argentina. Gondwana Research, DOI 10.1016/j.gr.2013.09.019, en prensa.

Bellos, L.; Grosse, P.; Ruiz, A.; Rossi, J. y Toselli, A. 2002. Petrografía y geoquímica de granitoides del flanco sud-occidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 81-86. El Calafate.

Bellos, L. I.; Toselli, A. J.; Rossi, J. N.; Grosse, P.; de la Rosa, J. P. y Castro, A. 2010. Caracterización petrográfica y geoquímica y condiciones de deformación del plutón San Cristóbal, Sierra de Velasco (La Rioja, Argentina). Revista Estudios Geológicos, 66 (2): 157-169, CSIC, España.

Condie, K. y Shina, A. 1996. Rare Earth and other trace element mobilitiy during milonitization: a comparison of the Brevard and Hope Valley shear zones in the Appalachian Mountains, U.S.A. Journal of Metamorphic Geology, 14: 213-226.

Dahlquist, J. A.; Pankhurst, R. J.; Rapela, C. W.; Casquet, C.; Fanning, M. C.; Alasino, P. y Báez, M. A. 2006. The San Blas Pluton: An Example of the Carboniferous Plutonism in The Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences. 20: 341-350.

Deer, W.; Howie, R. & Zussman, J. 1992. An introducion to the rock-forming minerals. Longmsan Scientific and Technical, Londres, 696 pp.

Dipple, G.; Wintch, R & Andrews, M. 1990. Identification of the scales of differential element mobility in a ductil fault zone. Journal of Metamorphic Geology, 8: 645-661.

Glazner, A. y Batley, J. 1991. Volume loss, fluid flow and state of strain in extentional mylonites fron the central Mojave Desert, California. Journal of Structural Geology 13: 587-594.

Grant, J. 1986. The Isocon Diagram. A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration. Economic Geology, 81: 1976-1982.

Grecco, L.; Delpino, S; Gregori, D. y Dimieri, L. 2000. Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (4): 352-362.

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

Grosse, P.; Bellos, L.; Báez, M.; Rossi de Toselli, J. y Toselli, A. 2003. Ordovician Magmatism of the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. In: Albanesi G.L.; Beresi M.S and Peralta S. H. (eds.), Ordovician from the Andes. Serie de Correlación Geológica 17: 223-226.

Grosse, P. y Sardi, F. 2005. Geología de los Granitos Huaco y Sanagasta, Sierra de Velasco, La Rioja. En: Aceñolaza, F. G.; Hünicken, M.; Toselli, A.J. & Aceñolaza, G. F., (eds.), Simposio Bodenbender. Serie de Correlación Geológica 19: 221-238.

Grosse, P.; Söllner, F.; Báez, M. A.; Toselli, A. J.; Rossi, J. N. y De la Rosa, J. D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. International Journal of Earth Sciences 98 (5): 1001-1025.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68, 277-279.

López, J. P. 2005. Evidencias de dos eventos deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, serie D, publicación especial 8: 149-154.

López, J. P.; Durand, F. R. y Toselli, A. J. 1996. Zonas de Cizalla en el Flanco Noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas II: 179-185. Buenos Aires.

López, J. P.; Grosse, P. y Toselli, A.J. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. Estudios Geológicos, 63 (2): 5-18.

Mitra, G. 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes in the deformation of crystalline basement rocks. American Journal of Sciences, 278: 1057-1084.

Newman, J. y Mitra, G. 1993. Lateral variations in mylonites zone thickness as influenced by fluid-rock interaction, Linville Fault, North Carolina. Journal of Structural Geology 15: 849-863.

O'Hara, K. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phillonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. Tectonophysics 156: 21-36.

O'Hara, K. 1990. State of strain in mylonites from the western Blue Ridge province, Southern Appalachinas: the role of volume

loss. Journal of Structural Geology 12: 419-430.

O'Hara, K. y Blackburn, W. 1989. Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. Geology 17: 524-527.

Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Baldo, E.; Casquet, C.; Galindo,C.; Fanning, C.M. & Saavedra, J. 2001. Ordovician metamophism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. Third South American Symposium on Isotope Geology (III SSAGI). Artículo 616: 1-4. En CD-ROM. Pucón, Chile.

Toselli, A. J.; Miller, H.; Aceñolaza, F. G.; Rossi, J. N. y Söllner, F. 2007. The Sierra de Velasco (northwestern Argentina) – An example of polyphase magmatism at the margin of Gondwana. Neus Jarhbuch für Geologisch und Paläontologisch Abhandlunger 246/3: 325-345. Stuttgart.

Winkler, H. G. F. 1974. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Editorial Blume, España, 346 pp.