

Evaluación de la movilidad de elementos químicos asociados a eventos deformativos. Aplicación al desarrollo de la faja milonítica La Horqueta, Sierra de Velasco, Noroeste Argentino

López, José P. ¹; Pablo Grosse ¹; Adriana Sales ²; María M. Rodríguez ²
y Patricia Marchisio ²

¹ Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, Tucumán. lopezjp00@yahoo.com.ar

² Facultad de Bioquímica, Química y Farmacia, Universidad Nacional de Tucumán, Ayacucho 471, Tucumán. analitica7@hotmail.com

RESUMEN — Las Sierras Pampeanas del Noroeste Argentino están conformadas esencialmente por un basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica superior-paleozoica inferior cortado por numerosas fajas de cizalla de rumbo general NNO-SSE. Estas fajas, compuestas principalmente por milonitas y protomilonitas son el producto de un importante evento deformativo de carácter regional de edad ordovícica superior a devónica. El estudio es importante para comprender la evolución geotectónica de esta área del margen proto-andino de Gondwana durante el Paleozoico. En el presente trabajo se evalúa la movilización de elementos químicos observada en la Faja de deformación La Horqueta, ubicada sobre la ladera occidental de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. Para ello se compararon tres muestras, una correspondiente al ortogneis protomilonítico y dos pertenecientes a milonitas originadas a partir del mencionado ortogneis, con diferente intensidad de deformación. Puede observarse en las rocas estudiadas una relación directa entre deformación y movilidad de los elementos químicos. Se determinó un enriquecimiento importante en las milonitas de Ca, Mg, Mn, Zn y agua (LOI) junto a un empobrecimiento en Na, K, Ba, Sr, Y y Cr, reflejados en los cambios mineralógicos observados. Así, la intensidad de la deformación en diferentes partes de la faja de cizalla queda reflejada en la movilidad diferencial de sus constituyentes químicos.

PALABRAS CLAVE: Movilidad de elementos químicos, faja milonítica, sierra de Velasco, Noroeste Argentino.

ABSTRACT — “Evaluation of major and trace elements mobility in the development of La Horqueta shear zone, sierra de Velasco, Northwest of Argentina”. The Sierras Pampeanas of northwestern Argentina are formed essentially by an igneous-metamorphic basement of Upper Precambrian-Lower Paleozoic age cut by numerous NNW-SSE trending shear zones. These shear zones, composed mainly by mylonites and protomylonites formed at the expense of orthogneissic protholites, are the product of a regional scale deformational event of upper Ordovician-Devonian age. Their study is important for the understanding of the geotectonic evolution of this sector of the proto-Andean margin of Gondwana during the Paleozoic. In this study, we evaluate the chemical mobility of major, minor, traces and rare earth elements due to mylonitic deformation in a shear zone located along the quebrada La Horqueta, on the western flank on the sierra de Velasco, La Rioja province. A direct relationship is found between the deformation intensity and chemical mobility of elements. Important enrichment of Ca, Mg, Mn, Zr and water (LOI) and depletion of Na, K, Ba, Sr, Y and Cr was determined, reflected in the observed mineralogical changes. Thus, the intensity of the deformation in different parts of the shear zone is reflected in the differential mobility of its chemical elements.

KEYWORDS: Chemical element mobility, mylonitic shear zone, sierra de Velasco, northwestern Argentina.

INTRODUCCIÓN

Las zonas de Zonas de cizalla suelen exhibir variaciones mineralógicas y químicas comparadas con el protolito menos deformado (Beach, 1976; Mitra, 1978) ya que procesos tales como el metamorfismo modifican la distribución de los elementos mayoritarios y trazas. O’Hara y Blackburn (1989) sugieren que casi todos los elementos mayo-

ritarios y muchos elementos traza pueden ser movilizados durante la milonitización. Los estudios de tales transformaciones dentro de una zona de cizalla sugieren que la disponibilidad de fluidos acuosos controla tanto la deformación como los cambios mineralógicos asociados a ella, y que los intercambios químicos entre fluidos en la zona de cizalla

son responsables de la modificación de la roca original (Kerrich *et al.*, 1980 in Dipple *et al.*, 1980). Este autor señala que procesos isoquímicos, donde no hay un transporte de fluidos importante, se desarrollan en regímenes de alta temperatura (Facies Anfibolita) en los cuales la deformación se produce por “dislocation creep”, un mecanismo de conservación de masa. En zonas de cizalla, formadas a temperaturas más bajas (Facies Esquistos Verdes) la deformación está acompañada por solución de presión que involucra la redistribución de minerales específicos por difusión a escala restringida y las rocas exhiben cambios en el quimismo global. Tullis y Yund (1982) señalan, en este sentido que la recristalización se ve incentivada por la presencia de fluidos durante la deformación. La movilidad de los elementos químicos en las zonas de cizalla dúctil dependerá esencialmente de la composición mineralógica, arreglo textural y químico del protolito y del régimen de deformación operante (Grecco *et al.*, 2000). Estos autores sostienen, además que cada proceso de milonización puede tener características peculiares que podrían evaluarse comparando los cambios químicos y mineralógicos de las rocas con el incremento progresivo de la deformación y con la composición química y mineralógica del protolito inicial. Resultados similares fueron obtenidos en trabajos similares realizados sobre la Faja de Deformación TiPA, en el flanco NW de la sierra de Velasco por López y Sales (2005 a y b).

En el presente trabajo se evalúa el comportamiento geoquímico de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras asociados a la milonización del basamento ortognésico que se desarrolla a lo largo de la quebrada de La Horqueta, en cercanías de la localidad de Anguinán, sobre la ladera oeste de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja (figura 1).

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA ESTUDIADA

La Sierra de Velasco es una unidad orográfica de rumbo general N-S, ubicada en el ambiente de Sierras Pampeanas, en la provincia de La Rioja, Argentina (figura 1).

Esta sierra está constituida por bloques de basamento ígneo-metamórfico que habría sufrido procesos deformacionales durante el Paleozoico inferior, dando lugar al desarrollo de cataclitas y milonitas que constituyen fajas de dirección predominante NNW-SSE con inclinación general sub-vertical hacia el E. López y Toselli (1993) estudiaron un conjunto de estas fajas de cizalla en las sierras de Fiambalá, Copacabana y el NW de Velasco y las agruparon bajo el nombre de Faja de deformación TiPA, que en la Sierra de Velasco, aflora en la localidad de Antinaco; más tarde Aceñolaza *et al.* (2000) reconocieron cuatro fajas de cizalla en la sierra que denominaron Asha, El Contadero, Huaco y Paluqui. Más recientemente, López *et al.* (2006, enviado a publicar) reconocen y describen una nueva zona de cizalla, que denominan Faja de Deformación La Horqueta, localizada en la quebrada homónima, sobre el área sud-occidental de la sierra, cercana a la localidad de Nonogasta.

El presente trabajo se realizó en esta última zona, que se ubica entre los 29° 20' de LS y los 67° 15' de LO. En esta área el basamento está constituido por el Ortogneis Gris, hacia el W y el Ortogneis Rosado hacia el E (figura 2). Ambas unidades corresponden a rocas de composición granítica que presentan una fuerte deformación sobreimpuesta que le confiere a la roca un aspecto gnésico debido a una foliación de carácter penetrativa. Entre estas litologías y marcando el contacto entre ellas se desarrolla la faja de Deformación La Horqueta, de rumbo submeridional. Esta se habría desarrollado afectando ambos ortogneises y da lugar a rocas miloníticas que se clasifican como protomilonitas y milonitas, en el concepto de Passchier y Trouw (1996). La faja tiene un espesor de entre 1 y 2 km y se extiende hacia el Norte, hasta el borde occidental de la sierra y hacia el Sur, hasta ser truncada por el granito post-tectónico Sanagasta (Grosse y Sardi, 2005).

La zona se ubica en el borde oriental de la Faja Milonítica La Horqueta, donde las rocas deformadas que la conforman se observan en contacto neto con el Ortogneis Rosado, que se considera el protolito de

aquella, permitiendo de este modo realizar el análisis geoquímico comparativo entre ambas litologías.

PETROGRAFÍA

El estudio petrográfico de las rocas estudiadas permite identificar las diferencias texturales y mineralógicas entre el protolito ortogneísico (Ortogneis Gris) y las rocas

originadas por el evento deformativo (Promilonita y Milonita). Así puede observarse que los fenocristales que determinan la textura porfiroblástica del protolito, desarrollan bajo condiciones de metamorfismo dinámico, claras estructuras asimétricas con colas de presión, especialmente en las milonitas. Los blastos de los minerales constituyentes del Ortogneis Gris adquieren características típicas del metamorfismo dinámico.

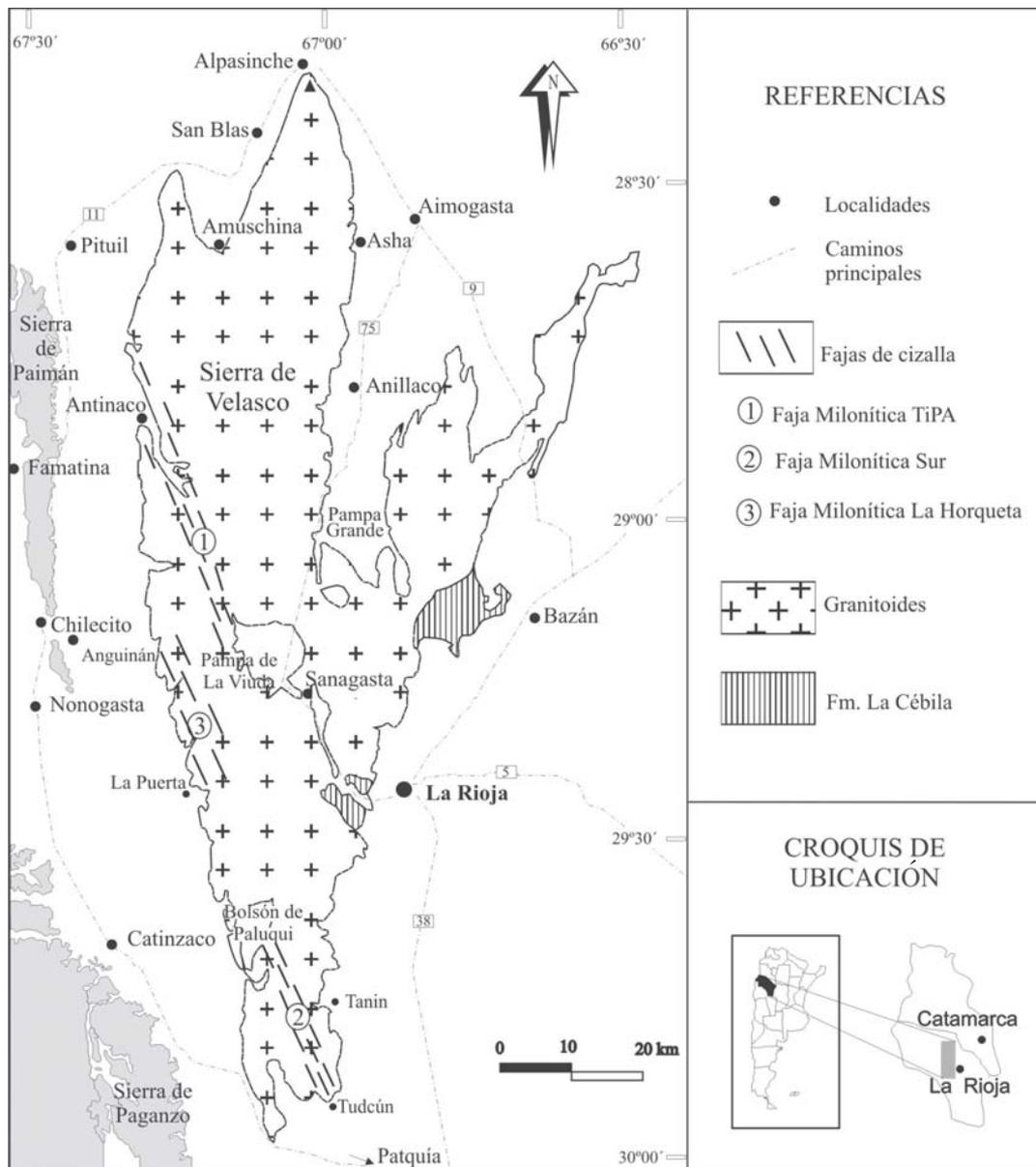


Figura 1. Esquema geológico de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Noroeste Argentino.

cos, como el cuarzo que desarrolla bordes rectos y puntos triples; los feldespatos, con deformación de maclas y con un mayor desarrollo de mirmequitas; los minerales micáceos que presentan pliegues kink y un mayor fracturamiento bajo condiciones frágiles; además de la neoformación de minerales bajo las nuevas condiciones de deformación (epidoto y muscovita) y desaparición de otros (sillimanita). Otra característica notable que diferencia a las rocas deformadas es el desarrollo de textura de fluxión, ausente en el protolito y conspicua en la milonita.

Las diferencias mineralógicas que se detallan en este punto y que caracterizan a cada uno de los tipos de roca estudiados, presentan un correlato con los cambios químicos sufridos por ellas como consecuencia del evento deformativo y al que haremos referencia más adelante.

– ORTOGNEIS GRIS: macroscópicamente es una roca de grano grueso, de color gris a rosado y fábrica porfiroblástica, dada por numerosos ojos de feldespato potásico alargados, englobados en una matriz cuarzo micácea de estructura levemente foliada. Microscópicamente se observan fenoblastos de plagioclasa (29%), de hasta 6 mm, anhedral, maclados según ley albita y con alteración caolinítica restringida a los planos de clivaje y de feldespato potásico (35%), en individuos de mayor tamaño, con maclas periclino-albita discontinuas,

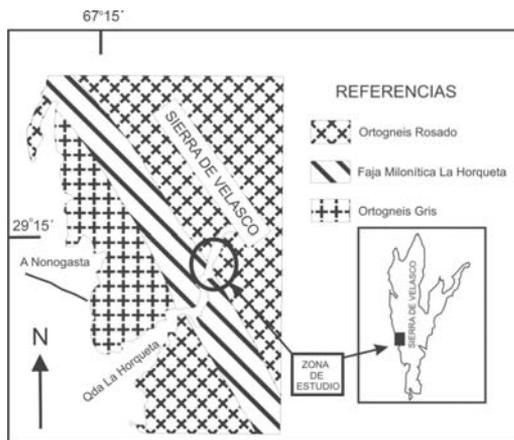


Figura 2. Esquema geológico de la región de la quebrada de La Horqueta, sobre el flanco Sudoeste de la Sierra de Velasco.

numerosas inclusiones de cuarzo y biotita y desarrollo de textura mirmequítica en los bordes de los granos. La matriz, de grano fino, está constituida mayormente por cuarzo (22%), que se presenta límpido, con extinción flash, en mosaicos y en bandas con contactos suturados y ameboidales. La biotita (11%) forma bandas isorientadas, a veces fracturadas y levemente alteradas a clorita. La muscovita es escasa (1-2%) y siempre se presenta asociada a biotita. La sillimanita (1%) tiene hábito fibroso, forma nódulos y en general está asociada a biotita y muscovita en bandas de aspecto fluidal. Pequeños cristales euhedrales de circón se encuentran incluidos en la biotita.

– PROTOMILONITA: es una roca con leve estructura foliada, porfiroblástica y de grano medio a grueso, que presenta fenoblastos de microclino anhedral de hasta 5 mm de diámetro, con maclas periclino-albita deformadas. Los fenoblastos tienen inclusiones de plagioclasa euhedrales y cuarzo redondeado con extinción normal; desarrolla mirmequitas en sus bordes y se observan pliegues kink en algunos individuos. Como constituyentes de la matriz, se presenta en pequeños individuos anhedral, de carácter intersticial. El cuarzo se presenta en mosaicos, con granos de bordes lobulados y también con desarrollo de puntos triples, con extinción normal. La plagioclasa se observa en fenoblastos de hasta 9 mm, subhedrales y anhedral, con maclas albita y carlsbad-albita deformadas, con importante alteración sericítica desarrollada sobre los planos de clivaje. Los minerales accesorios más importantes son biotita y muscovita, siempre asociados, con láminas flexuradas y bordes desfleados. Forman bandas que rodean a los fenoblastos y que conforman una incipiente textura de fluxión. Otros minerales accesorios observados son circón, que se presenta en pequeños cristales subhedrales e individuos de apatito subredondeados, incluidos en biotita; también se observan pequeños blastos subhedrales y subredondeados de epidoto, asociados a las láminas de micas y numerosos minerales opacos, subhedrales a anhedral de pequeño tamaño.

– MILONITA: presenta marcada textura de fluxión determinada por la orientación pre-

ferencial de biotita-muscovita, íntimamente asociadas, en láminas subhedrales de bordes irregulares que alternan con bandas de cuarzo elongadas paralelas a ellas. Éstas rodean los fenoblastos y se disponen paralelas entre sí y están constituidas por blastos de bordes rectos, puntos triples y con extinción normal. Los fenoblastos de plagioclasa presentan patchy-zonning, son subhedrales, con maclas de albita incompletas, con numerosas inclusiones de biotita y con alteración a caolinita y también a sericita que se localiza en los planos de clivaje. Comúnmente presentan desarrollo de estructuras asimétricas con colas de presión conformadas por cuarzo, biotita y muscovita de neoformación; presentan un tamaño de 4,5 mm aunque algunos individuos alcanzan los 7 mm. El microclino se presenta en fenoclastos de hasta 2,7 mm, anhedrales, subredondeados, con maclas deformadas y desarrollo de mirmequitas en los bordes; presenta coronas de presión conformadas por cuarzo recristalizado. La matriz está constituida principalmente por cuarzo pequeño, anhedral y con extinción normal. Minerales accesorios menores

presentes son circón y apatito, que se observan como pequeños cristales subhedrales incluidos en biotita; blastos de epidoto euhedrales a subhedrales, asociados a biotita y numerosos individuos de minerales opacos subhedrales y en pequeños agregados pulverulentos.

GEOQUÍMICA

Para la comparación del quimismo de las milonitas con el protolito gnésico se realizó un muestreo a escala de afloramiento, a lo largo de un perfil Este-Oeste que abarca ambas litologías. Se realizó el análisis químico de tres muestras representativas correspondientes al protolito, a la facies milonítica menos deformada (protomilonita) y a la facies milonítica más deformada (milonita) (Tabla I). Los análisis fueron realizados en el Activation Laboratories Ltd. De Canadá y se utilizó la metodología de Fusión ICP para los óxidos mayoritarios y minoritarios y Fusión -ICP/MS para los elementos trazas y tierras raras. Para evaluar la movilidad de los elementos quí-

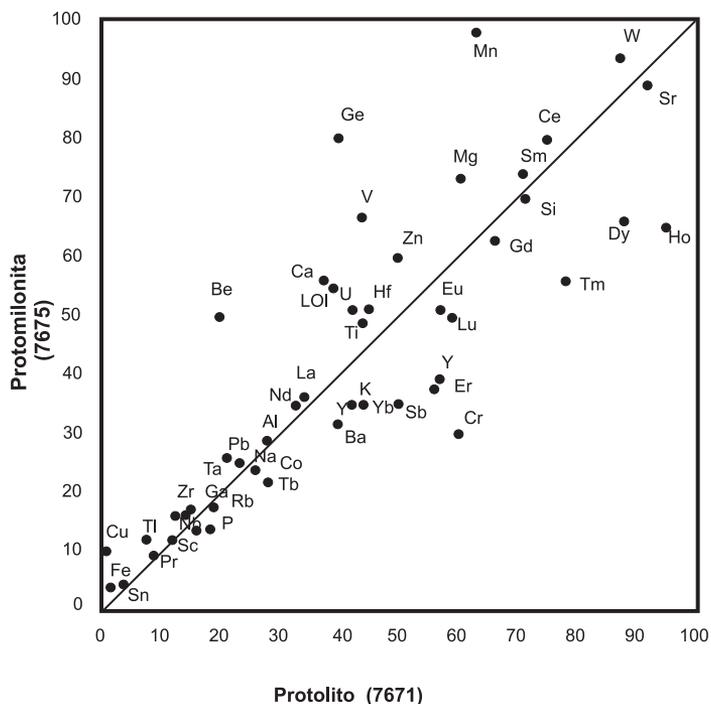


Figura 3. Diagrama isocónico entre el protolito ortognésico y la protomilonita.

micos en esta zona de deformación se construyeron diagramas isocónicos (Gresens, 1967) mediante los cuales es posible analizar las pérdidas y ganancias de elementos relativos al protolito, mediante la construcción de una línea de concentración constante (Grant, 1986) donde los datos que se alinean en una recta que pasa por el origen de coordenadas corresponden a los elementos sin cambios de concentración durante el proceso deformativo. Estos elementos también presentan un valor cercano a 1 en la relación Protomilonita/Milonita, como puede observarse en la Tabla I.

Los dos diagramas isocónicos presentados permiten realizar comparaciones entre el protolito granítico (Ortogneis Gris) y la protomilonita y la milonita resultantes del evento deformativo. Se construyeron diagramas multielementos normalizados a condrito para completar el estudio geoquímico de las rocas consideradas.

ISÓCONA ORTOGNEIS-PROTOMILONITA

Para la comparación entre el protolito gnéusico (7671) y la protomilonita (7675)

(figura 3) se seleccionaron los porcentajes de SiO_2 y Al_2O_3 y Fe_2O_3 (que permanecen casi constantes) para la construcción de la isócona y las concentraciones fueron normalizadas para permitir una buena dispersión en el gráfico (Dristas *et al.*, 2000). En este diagrama puede observarse que Si y Al se proyectan cerca de la isócona de masa constante (Grant, 1986) lo que sugiere el comportamiento inmóvil de elementos, lo que se manifiesta petrográficamente con la preservación del cuarzo; la disminución de feldespato potásico y micas primarias y la desaparición de sillimanita en el protolito gnéusico, mientras que en la protomilonita se observa recristalización de cuarzo, sericita y abundante muscovita. En este diagrama isocónico también puede observarse una dispar movilidad del resto de los elementos químicos. Se produce un enriquecimiento importante en Ca, Mg, Mn, Zn y agua (LOI), junto a un empobrecimiento de Na, K, Ba, Sr y Cr.

El empobrecimiento en Na, K, junto al Sr y Ba se explicaría debido a la destrucción de feldespato potásico y enriquecimiento en

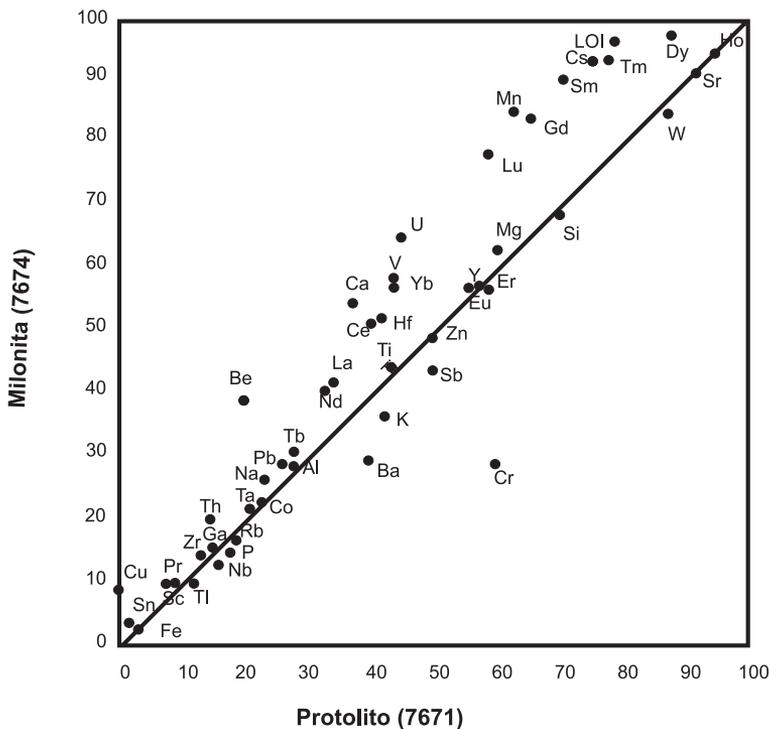


Figura 4. Diagrama isocónico entre el protolito ortogneusico y la milonita.

plagioclasa, mientras que la desaparición de sillimanita y recristalización importante de muscovita permitiría la conservación de la alúmina, aunque no está claro, en este caso la pérdida de K. El enriquecimiento en Ca y LOI se debería a la presencia de epidoto y muscovita en la roca deformada. Por su par-

te, el enriquecimiento en Mg y Mn se relacionaría con una mayor participación de éstos en la biotita de la milonita y el leve enriquecimiento de Ti y Fe correspondería a una mayor concentración de ilmenita, observado como mineral opaco en el análisis petrográfico, lo que explicaría también los enriqueci-

Roca: Muestra:	Ortogneis 7671	Protomilonita 7675	Milonita 7674	Relaciones	
				7671 / 7675	7671 / 7674
<i>Óxidos (peso %)</i>					
SiO ₂	71,73	69,44	69,45	1,03	1,03
TiO ₂	0,44	0,49	0,45	0,90	0,98
Al ₂ O ₃	13,82	14,63	14,99	0,94	0,92
Fe ₂ O ₃ tot	3,49	4,13	3,78	0,85	0,92
MgO	1,21	1,47	1,28	0,82	0,95
MnO	0,06	0,10	0,09	0,60	0,67
CaO	1,50	2,26	2,22	0,66	0,68
Na ₂ O	2,34	2,54	2,76	0,92	0,85
K ₂ O	4,25	3,51	3,76	1,21	1,13
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,16	1,29	1,13
LOI	0,79	1,09	0,97	0,72	0,81
<i>Elementos traza (ppm)</i>					
Sc	8	12	11,0	0,67	0,73
Be	2	5	4	0,40	0,50
V	44	67	59	0,66	0,75
Cr	60	30	30	2,00	2,00
Co	23	25	24	0,92	0,96
Zn	50	60	50	0,83	1,00
Ga	15	17	17	0,88	0,88
Ge	1	2	2	0,50	0,50
Rb	187	177	180	1,06	1,04
Sr	92	89	92	1,03	1,00
Y	57	39	58	1,46	0,98
Zr	132	160	157	0,83	0,84
Nb	16	14	14	1,14	1,14
Sn	2	4	5	0,50	0,40
Sb	1,0	0,7	0,9	1,43	1,11
Cs	4	6	5	0,67	0,80
Ba	398	315	307	1,26	1,30
La	34,4	36,5	42,9	0,94	0,80
Ce	74,9	79,9	93,9	0,94	0,80
Pr	8,9	9,5	11,2	0,94	0,79
Nd	33,1	35,0	41,6	0,95	0,80
Sm	7,1	7,4	9,1	0,96	0,78
Eu	1,2	1,0	1,2	1,13	0,99
Gd	6,6	6,3	8,5	1,05	0,78
Tb	1,4	1,1	1,6	1,27	0,88
Dy	8,8	6,6	9,8	1,33	0,90
Ho	1,9	1,3	1,9	1,46	1,00
Er	5,6	3,8	5,8	1,47	0,97
Tm	0,8	0,6	0,9	1,39	0,83
Yb	4,4	3,5	5,8	1,26	0,76
Lu	0,6	0,5	0,8	1,18	0,75
Hf	4,2	5,1	5,3	0,82	0,79
Ta	2,1	2,6	2,3	0,81	0,91
Tl	1,2	1,2	1,1	1,00	1,09
Pb	26	24	30	1,08	0,87
Th	14,7	16,4	21,3	0,90	0,69
U	1,5	1,7	2,2	0,88	0,68

Tabla I. Análisis químicos del protolito ortogneísico, la protomilonita y la milonita, y relaciones entre el protolito y las rocas deformadas.

mientos de Mn, V y Zn. El enriquecimiento en agua (expresada como LOI) indicaría una fuerte recristalización de minerales micáceos relacionados con el evento deformativo.

V y Zn suelen reemplazar al Fe^{2+} en magnetitas-ilmenitas (Deer et al., 1992). P y Zr son componentes esenciales de apatito y circón, respectivamente, ambos minerales que se presentan como accesorios comunes tienen un comportamiento disímil. El primero muestra un comportamiento prácticamente inmóvil lo que indica su escasa retrogradación, mientras que el segundo muestra una importante desestabilización frente al proceso deformativo. U, Ta, Nb, Pb e Y tienen comportamientos geoquímicos similares y en el diagrama isocónico puede observarse un comportamiento prácticamente inmóvil de U, Ta, Nb y Pb, mientras que Y muestra un marcado empobrecimiento.

La pérdida de los componentes solubles tales como los álcalis, producirían un incremento concomitante de los elementos más "inmóviles" entre los Elementos Tierras Raras, lo que explicaría su enriquecimiento relativo en las rocas deformadas. Tal enriquecimiento es compatible con el enriquecimiento modal de circón y apatito.

ISÓCONA ORTOGNEIS-MILONITA

Cuando se analiza la isócona entre el ortogneis (7671) y la milonita (7674) (figura 4) puede observarse que Si y Al aún permanecen cercanos a la línea de masa cons-

tante, lo que permite inferir que aún permanecen inmóviles. Ca y Na están enriquecidos y K empobrecido, por lo que sería válida la interpretación dada para la isócona anterior: disminución modal de feldespato potásico, enriquecimiento en plagioclasa y desaparición de sillimanita junto al mayor porcentaje modal de muscovita.

El enriquecimiento en agua (LOI) se explicaría, como se dijo para la isócona anterior, por la recristalización de minerales micáceos. También el desarrollo de epidoto implicaría una mayor concentración de Ca respecto del protolito. El Rb presenta un comportamiento inmóvil y el Ba está empobrecido, acompañando el comportamiento del K. El Mg presenta también un enriquecimiento, debido a su participación en biotita y el Ti prácticamente no muestra movilidad, lo que implica que hay menor proporción de ilmenita, tal cual se corrobora en el análisis petrográfico.

El Sr, que forma parte de la constitución de la plagioclasa, y el Zr y P, constituyentes de circón y apatito, prácticamente no muestran indicios de movilidad. Otros componentes de estos minerales, como Y, Pb, Nb y Ta, que poseen radio y carga similares por lo que tienen comportamientos geoquímicos similares (Rollinson y Rollinson, 2001), pueden observarse que permanecen prácticamente sobre la isócona. Fe, Mg y Mn muestran un comportamiento similar a la isócona anterior, mientras que Y se presenta como un elemento inmóvil, contrastando con el empobrecimiento en la protomilonita.

DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TIERRAS RARAS

En el diagrama de Elementos Tierras Raras (figura 5) normalizadas a condrito (Boyton, 1984) se observa que la forma de los patrones permanece constante, lo que sería una excelente guía de correlación protolito-roca deformada (Condie y Shina, 1996). Por otro lado, las rocas deformadas muestran un enriquecimiento en los REE, comparado con el protolito gnéisico: levemente inferior en la protomilonita (menos deformada) y francamente menor en la mi-

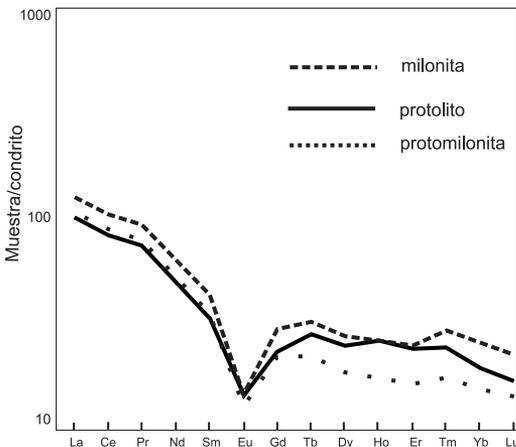


Figura 5. Diagramas de Elementos Tierras Raras.

lonita: la sumatoria de REE en el ortogneis es de 141,65 ppm, mientras que en las rocas deformadas es 143,42 ppm (protomilonita) y 175,66 ppm (milonita). Esto indicaría una mayor movilización de estos elementos cuanto más intenso es el evento deformativo. La roca menos deformada (protomilonita) es la que menos se ha empobrecido en REE, mientras que la milonita, sometida a esfuerzos deformativos mayores, presenta un leve enriquecimiento. Todas las rocas analizadas muestran una pronunciada anomalía de Eu. En el diagrama de Tierras raras puede observarse que las LREE en la protomilonita (7675) son prácticamente similares al protolito gnéisico, mientras que las HREE muestran un claro empobrecimiento, probablemente relacionado con una mayor concentración de circón en la roca deformada. Por otro lado, en la milonita (7674) puede observarse que las REE presentan contenidos levemente superiores respecto del protolito, posiblemente relacionado con mayores tenores de circón (que concentra HREE) y monacita (que concentra LREE).

CONCLUSIONES

El comportamiento de los elementos químicos, mayoritarios y trazas de las rocas analizadas correspondientes a rocas gnéisicas y milonítica de la región denominada Faja Milonítica La Horqueta, en el flanco occidental de la Sierra de Velasco permite inferir una importante movilización química durante el evento deformativo acaecido durante el Ordovícico inferior-Devónico inferior en la región. Esta movilización estaría vinculada con un proceso metasomático concomitante, favorecido por la difusión de fluidos en condiciones metamórficas de temperaturas relativamente bajas. Tal movilidad está en íntima relación con la mineralogía observada en los tipos de rocas estudiadas.

La posición de las muestras analizadas en el diagrama de REE indicaría una relación directa entre deformación y movilidad de elementos químicos. Es decir, a mayores condiciones deformativas correspondería una mayor movilidad de estos elementos.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F.; H. Miller y A. Toselli. 2000. Geología de la sierra de Velasco, Provincia de La Rioja, Argentina. 17. Geowissenschaftliches Latinamerika-Kolloquium (17 LAK). Revista Profil 18:38. Extended Abstract in CD ROM. Stuttgart; Alemania
- 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.
- Boynnton, W. 1984. Geochemistry of the rare elements: meteorite studies. En Henderson, P. (editor): Rare earth element. Geochemistry: 66-114. Elsevier, Amsterdam.
- Condie, K. y A. Shina. 1996. Rare earth and other trace element mobility 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.
- Deer, W.; R. Howie y J. Zussman. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical, Londres. 696 pp.
- Dipple, G.; R. Wintch y M. Andrews. 1980. Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone. Journal of Metamorphic Geology, 8: 645-661.
- Dristas, J.; M. Frisicale y L. Dimieri. 2000. Geochemical changes through the Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. 17. Geowissenschaftliches Latinamerika-Kolloquium (17 LAK). Revista Profil 18:38. Extended Abstract in CD ROM. Stuttgart; Alemania
- Grant, J. 1986. The Isocon Diagram. A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration. Economic Geology, 81: 1976-1982.
- Gresens, R. 1967. Composition-volume relationship of metasomatism. Chemical Geology, 2: 47-55.
- Grecco, L.; S. Delpino; D. Gregori y L. Dimieri, 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.
- Grosse, P. y F. Sardi. 2005. Geología de los Granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la sierra de Velasco, la Rioja. En Aceñolaza, F., Aceñolaza, G., Hunicken, M., Rossi, J. y Toselli, A. (editores): Simposio Bodenbender. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 19: 221-238.
- Kerrick, R.; I. Allison; R. Barnet; S. Moss y J. Starkey. 1980. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a Shear Zone at Mievville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Contribution to Mineralogy and Petrology, 73: 221-242.

- López, J. P.; P. Grosse y A. Toselli. 2006. Faja de Deformación La Horqueta, Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. Enviado a Estudios Geológicos, España.
- López, J. P. y A. Sales. 2005. Diagrama de isócoras aplicado a la zona de cizalla TiPA, sierra de Velasco, Pcia de La Rioja, Argentina. VII Jornadas de Comunicaciones Internas de la Fac. de Cs. Naturales e Inst. M. Lillo, Univ. Nac. Tucumán (en prensa).
- López, J. P. y A. Sales. 2005. Movilidad de elementos mayoritarios químicos asociada a la deformación de la faja milonítica TiPA, Sierra de Velasco, Provincia de La Rioja. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas en CD-ROM, Artículo N° 017, 5 pág.
- López, J. P. y A. Toselli. 1993. La faja milonítica TiPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 3: 39-42.
- 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.
- O'Hara, K. y W. Blackburn. 1989. Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. *Geology*, 17: 524-527.
- Passchier, C. y R. Trouw. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlín Heidelberg. 289 pp.
- Rollinson, K. y J. Rollinson. 2001. *Análisis Instrumental*. Pearson Educación S.A., Madrid. 872 pp.
- Tullis, J. y R. Yund. 1982. Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. *Journal of Geology*, 90: 301-318.