

LAS METAMORFITAS DE BAJA PRESIÓN EN LA SIERRA DE SOCOSCORO, SAN LUIS, Y SUS IMPLICANCIAS REGIONALES

Andrés CARUGNO DURÁN¹ y Ariel ORTIZ SUÁREZ¹

¹ Universidad Nacional de San Luis, San Luis. E-mail: acarugno@unsl.edu.ar

RESUMEN

La secuencia metamórfica de alta temperatura y baja presión presente en la sierra de Socoscora está compuesta por esquistos con porfiroblastos de cordierita y andalucita, esquistos con nódulos de sericita, esquistos cuarzo biotítico muscovíticos y anfibolitas. Todas estas rocas se encuentran en contacto tectónico con migmatitas y granitoides. Los afloramientos de esta secuencia esquistosa son saltuarios, van de unos pocos metros a algunos kilómetros cuadrados y, en algunos casos, se presentan como xenolitos en los granitoides. Esta secuencia metasedimentaria, con intercalaciones de metabasitas, presenta evidencias de al menos tres fases deformacionales (F_1 , F_2 y F_3), asociadas a una evolución metamórfica de baja presión. F_1 se desarrolla conjuntamente con un metamorfismo M_1 ($Bt_1 + Ms_1$), posteriormente crece cordierita estática, entre las fases F_1 y F_2 , dando lugar a M_2 ($Crđ + Bt_2 + Qtz + Kfs$), durante la fase F_2 se alcanza el clímax térmico con la presencia de sillimanita (fibrolita) (M_3 : $Bt_3 + Ms_2 + Sil$). Posteriormente, el crecimiento estático de andalucita, post F_2 , caracteriza a M_4 ($And + Ms_3$). Por último, durante F_3 se produce el clivaje de crenulación S_3 . La presencia de abundantes rocas máficas y/o granitoides en la zona, podrían ser responsables de los altos gradientes que permitieron el desarrollo de las paragénesis descriptas. En otros sectores de Sierras Pampeanas se han reconocido rocas formadas en condiciones similares, asociadas a procesos asignados a las orogenias Pampeana y Famatiniana. La falta de datos geocronológicos no permite asignar con precisión las rocas estudiadas a una u otra etapa. Las rocas que se describen en este trabajo podrían corresponder a niveles de menor profundidad que los correspondientes a las migmatitas presentes en la región.

Palabras clave: *Metamorfismo alta temperatura-baja presión, orógenos Pampeano y Famatiniano.*

ABSTRACT

The low-pressure metamorphic sequence in the Sierra de Socoscora, San Luis, and their regional implications.

The low-pressure high-temperature metamorphic sequence recognized in the Sierra de Socoscora is formed by schists with cordierite and andalusite porphyroblasts, schists with sericite nodules, muscovitic-biotite-quartz schists and amphibolites, in tectonic contact with migmatites and granitoids. The outcrops of this sequence are discontinuous, ranging from a few meters to several square kilometers; in some cases occur as xenoliths within the granitoids. This metasedimentary sequence which is interbedded with metabasites provides evidence of at least three deformational phases (F_1 , F_2 y F_3) together with a low pressure metamorphic evolution. F_1 is developed jointly with a M_1 metamorphism ($Bt_1 + Ms_1$), static cordierite grows subsequently between the F_1 and F_2 phases resulting in M_2 ($Crđ + Bt_2 + Qtz + Kfs$), the thermal climax is reached during the F_2 phase with the presence of sillimanite (fibrolite), giving way to M_3 ($Bt_3 + Ms_2 + Sil$). Subsequently, the growth of static andalusite post F_2 generates M_4 ($And + Ms_3$). Finally, F_3 produced crenulation cleavage (S_3). The abundance of mafic rocks and/or granitoids in the zone could be responsible for the high gradients which allowed for the development of the characterized paragenesis. In other sectors of the Sierras Pampeanas, rocks formed under similar conditions have been reported, associated with processes assigned to the Pampean and Famatinian orogenies. The lack of geochronological data hinders the accurate assignment to a particular stage. The rocks described in this work could correspond to shallower levels than those representing the migmatites in the region.

Keywords: *High-temperature - low-pressure metamorphism, Famatinian and Pampean orogenies.*

INTRODUCCIÓN

Los procesos orogénicos paleozoicos ocurridos en las Sierras Pampeanas han dejado su impronta en las rocas ígneas y metamórficas, actualmente aflorantes en una amplia región del oeste de Argenti-

na. Por esto, el análisis de las condiciones metamórficas es una herramienta útil para entender la compleja evolución regional que se enmarca principalmente en la formación de los cinturones orogénicos Pampeano y Famatiniano.

En la Sierra de San Luis (Figs. 1a, b), se

han definido los complejos metamórficos Las Aguadas (Ortiz Suárez 1988), Nogolí, Pringles y Conlara (Sims *et al.* 1997), la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988) y las Metamorfitas Las Higueras (Grosso Cepparo *et al.* 2007 y Ortiz Suárez *et al.* 2009). El Complejo Metamórfi-

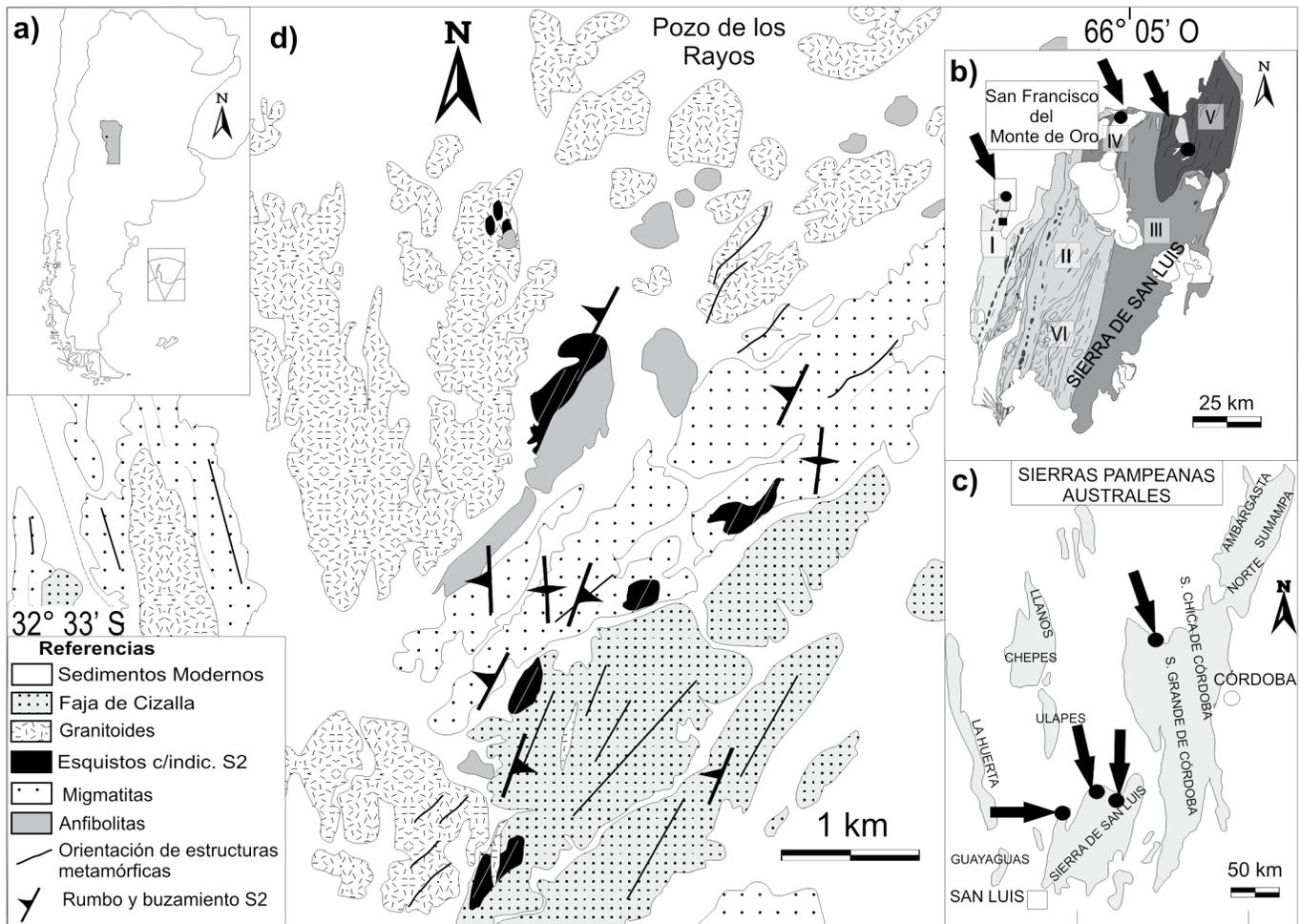


Figura 1: a) Mapa de ubicación en Argentina de la provincia de San Luis; b) Mapa de ubicación de zonas con andalucita (flechas y puntos negros) en la sierra de San Luis y la ubicación de los diferentes complejos metamórficos: I Complejo Metamórfico Nogolí; II Complejo Metamórfico Pringles; III Complejo Metamórfico Conlara; IV Metamorfitas Las Higueras; V Complejo Metamórfico Las Aguadas y VI Formación San Luis. c) Sierras de San Luis y Córdoba con indicación de las zonas donde se han descrito rocas de alta temperatura y baja presión con andalucita (flechas y puntos negros). d) Bosquejo geológico de la zona noreste de la sierra de Socoscora.

co Las Aguadas y las Metamorfitas Las Higueras se consideran equivalentes al Complejo Metamórfico Conlara (Sato *et al.* 2003), y es donde se han reconocido rocas metamórficas de baja presión con andalucita (Fig. 1b). También en el Complejo Metamórfico Pringles, Hauzenberger *et al.* (2001) proponen una evolución en condiciones de baja presión vinculada a rocas máficas de un probable ambiente de retroarco famatiniano y González *et al.* (2002a) postulan un metamorfismo de baja presión, pre-famatiniano, en el Complejo Metamórfico Nogolí. Por otra parte, en las Sierras de Córdoba (Fig. 1c), Verdecchia y Baldo (2004) y Martino *et al.* (2009) describen y analizan rocas desarrolladas en condiciones de alta tempe-

ratura y baja presión, pertenecientes a la Formación Tuclame. Los últimos autores citados remarcan la importante distribución regional de equivalentes a las rocas mencionadas, que son interpretadas como niveles profundos de la conocida Formación Puncoviscana, del Noroeste argentino. Sin embargo, en algunos sectores de la Formación Puncoviscana, Do Campo y Ribeiro Guevara (2005) y Escayola *et al.* (2011) describen rocas metamórficas con asociaciones minerales de alta presión y baja temperatura (fengita-clorita). Por otra parte, Rossi *et al.* (1992) describen metamorfitas formadas en condiciones de gradientes térmicos altos, en la evolución pampeana-famatiniana de la cuenca de Puncoviscana. Asimismo, en las provin-

cias de Catamarca y La Rioja, Verdecchia *et al.* (2007) identifican paragénesis de alta temperatura y baja presión en metasedimentitas con fósiles asignados al Ordovícico y Larrovere *et al.* (2011) estudian rocas de alta temperatura y baja presión, vinculadas al retroarco famatiniano. Siguiendo estas ideas, la presencia de rocas de alto gradiente térmico en una extensa zona de las Sierras Pampeanas, parece ser un elemento frecuente en el desarrollo de las diferentes etapas de la evolución paleozoica de la región. El objetivo de este trabajo es describir la petrografía de las rocas metamórficas de grado medio y baja presión presentes en la Sierra de Socoscora, interpretar su secuencia metamórfica en relación con

la deformación y discutir la vinculación regional con litologías similares en otros sectores de la Sierras Pampeanas.

La metodología de trabajo empleada consistió en la elaboración de una cartografía geológica de la región, para la cual se realizaron trabajos de campo, durante los cuales se muestrearon las rocas y se levantaron las orientaciones y características de las distintas estructuras presentes. A partir de los materiales recogidos se efectuó un estudio petrográfico y microestructural caracterizando los procesos de deformación, blastesis y análisis de metafacies.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La sierra de Socoscora se encuentra ubicada en la región centro occidental de la sierra de San Luis (Sierras Pampeanas Orientales, s. Caminos 1979), a 90 km al norte de la ciudad de San Luis (Fig. 1d). Está compuesta por un basamento ígneo metamórfico integrado por migmatitas, gneises, anfibolitas, mármoles, esquistos y granitoides, en parte afectados por fajas de cizalla. Dicho basamento forma parte del Complejo Metamórfico Nogolí (Sims *et al.* 1997), unidad que se encuentra yuxtapuesta por una faja de cizalla al Complejo Metamórfico Pringles y a la Formación San Luis, que afloran más al este (Sato *et al.* 2003, Morosini 2011). La edad ordovícica del metamorfismo del Complejo Metamórfico Nogolí está evidenciada por una serie de dataciones: Ortiz Suárez (1999) presenta una edad de 452 ± 23 Ma de K/Ar en anfíbol de anfibolitas, González *et al.* (2002a) determinan edades U/Pb convencional de 458 ± 3 Ma y datación química en monacitas de gneis sillimanítico-granatífero en 470 ± 15 Ma, así como una isócrona Sm/Nd en roca total en anfibolitas de 445 ± 21 Ma. Por su parte, Steenken *et al.* (2006) obtienen una edad de 478 ± 4 Ma U/Th en monacitas y U/Pb de 473 ± 4 Ma y 484 ± 4 Ma en migmatitas del norte de Complejo Metamórfico Nogolí. Gromet (*com. pers.*) encuentra edades de 470 Ma (U/Pb monacita) en ortogneises de la Sierra de Socoscora. A pesar de cierta coincidencia en las edades del me-

tamorfismo ordovícico famatiniano, los procesos pre-famatinianos, ocurridos en el Complejo Metamórfico Nogolí, son más discutidos, así von Gosen y Prozzi (1998) establecen la existencia de tres fases deformacionales y metamorfismo de alto grado, con desarrollo de migmatitas, como parte de procesos pre-famatinianos sin una edad precisa. Por otra parte, Vujovich y Ostera (2003) determinan una edad U/Pb en circón, en ortogneis, de $554 \pm 4,8$ Ma, en la intersección superior de una recta de discordia, mientras que González *et al.* (2002b) describen una secuencia sedimentaria siliciclástica con intercalaciones volcánicas máficas a ultramáficas (basaltos y komatiitas) y estratos de hierro bandeado (BIF), de edad mesoproterozoica. Dicha secuencia registra una evolución metamórfica antihoraria, en condiciones de baja presión, previa a los 500-483 Ma. Por otra parte, Drobe *et al.* (2009) y Steenken *et al.* (2006), con base en el análisis geoquímico e isotópico de sedimentos metaclásticos y de edades de circones detríticos, proponen una evolución ordovícica temprana exclusivamente famatiniana para el Complejo Metamórfico Nogolí.

En la sierra de Socoscora, se encuentran migmatitas, anfibolitas, mármoles, milonitas y esquistos, intruidos por granitoides (Rossello 1984, 1994, Carugno Durán 1998, Carugno Durán y Ortiz Suárez 2003, 2011). Rossello (1984) analizó concentraciones de amianto en anfibolitas y menciona bancos carbonáticos, variablemente skarnificados junto a gneises, esquistos y migmatitas. Posteriormente, Rossello (1994) estudió las manifestaciones auríferas interpretando un control tectónico vinculado a zonas de cizallas de tipo frágil-dúctil, asociadas a rocas deformadas, dispuestas en dirección noroeste, con fuertes inclinaciones hacia el suroeste y componentes importantes de movimientos transcurrentes. La cizalla está caracterizada por dos movimientos asociados a diferentes picos térmicos desarrollados entre el Silúrico y el Devónico. El primer movimiento es transpresivo dextral y sus condiciones metamórficas son de facies esquistos verdes, el segundo

movimiento, generado por un desplazamiento de rumbo, presenta características de menor temperatura (Carugno Durán y Ortiz Suárez 2003).

Las anfibolitas de la sierra de Socoscora se encuentran formando cuerpos de tamaños y formas variables, desde decenas a centenas de metros, en contacto con esquistos, como así también en xenolitos en granitos. Están formadas por hornblenda, plagioclasa, biotita y cuarzo. Estudios petrográficos y geoquímicos permitieron postular un origen ígneo de estas rocas, y asignarlas a un magmatismo toleítico de arco de islas proterozoico superior, (Carugno Durán 2001). Las características geológicas, petrográficas y geoquímicas de los granitoides y leucosomas de las migmatitas de Socoscora sugieren una secuencia magmática donde participan componentes de distinto origen y que se habría desarrollado en un ambiente de arco magmático que evoluciona a sincollisional. La falta de edades absolutas no permite establecer la ubicación cronológica de este magmatismo aunque se presume, sobre la base de información geológica, que corresponderían al orógeno Famatiniano (Carugno Durán y Ortiz Suárez 2009).

LOS ESQUISTOS DE LA SIERRA DE SOCOSCORA

Los esquistos se ubican al norte de San Francisco del Monte de Oro, en cercanías de Pozo de los Rayos, formando elevaciones suaves que se extienden por algunos cientos de metros en sentido NNE y constituyen las últimas estribaciones serranas (Fig. 1d). Las rocas esquistosas se encuentran formando parte de una secuencia magmática-sedimentaria metamorfizada, formada por metabasitas (anfíbolitas), metapelitas y metagrauvascas, en contacto tectónico con rocas de más alto grado y como xenolitos en granitoides (Fig. 2a).

La estructura de las metasedimentitas está caracterizada por dos orientaciones principales, la más antigua S_1 es una esquistosidad relíctica que se observa en forma esporádica dentro de los microlito-

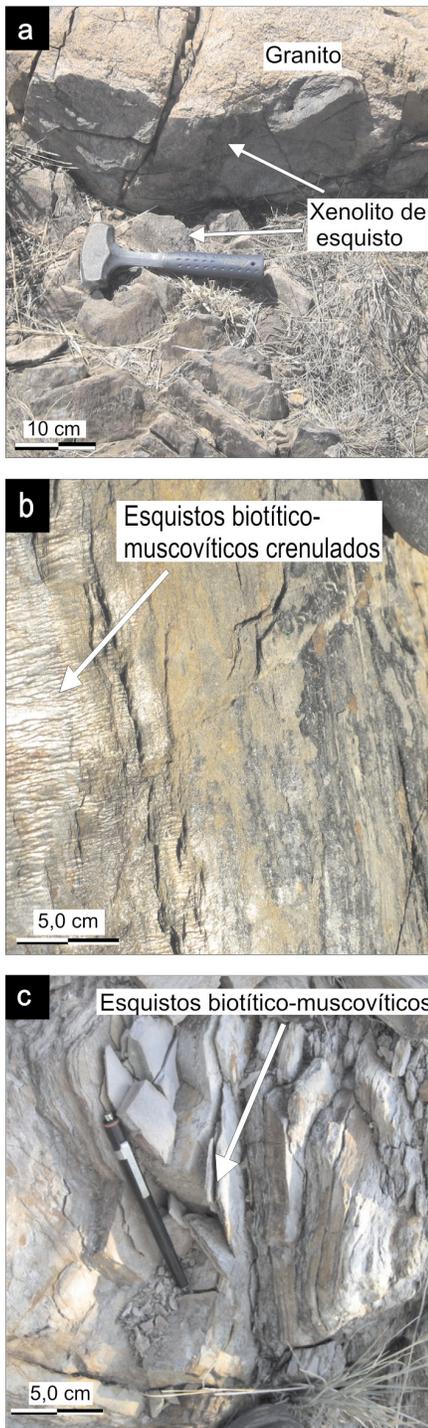


Figura 2: Fotografías de afloramientos de: a) Xenolitos de esquistos en granitos. b) Esquistos biotíticos muscovíticos crenulados (S_3). c) Esquistos biotítico-muscovíticos.

nes que definen S_2 y generalmente mantiene un rumbo noroeste y buzamiento cercano a 90° , y otra posterior S_2 , representada por una esquistosidad de plano axial de rumbo variable NNE y buzamiento

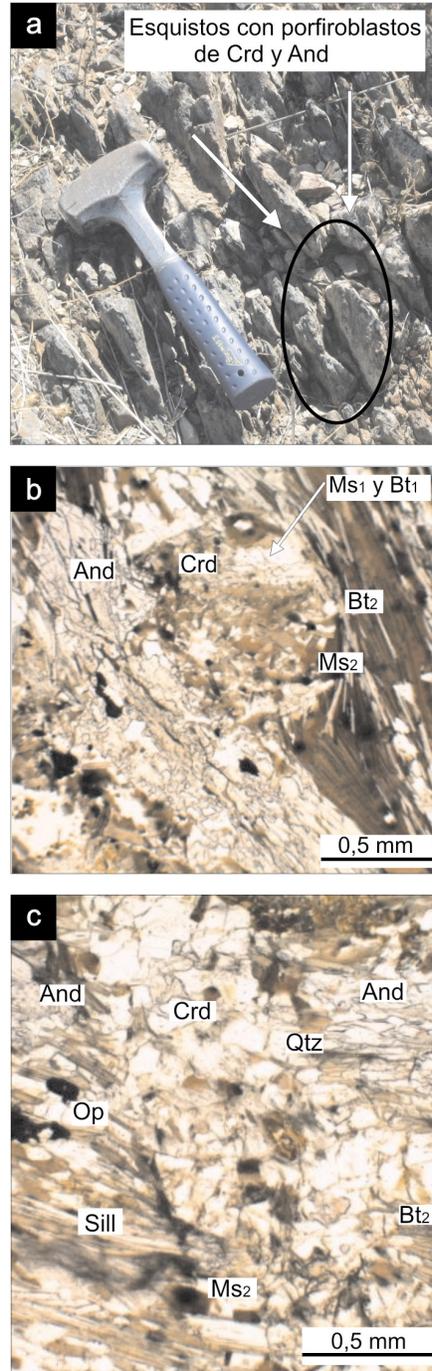


Figura 3: a) Fotografía de afloramiento de esquistos con porfiroblastos de cordierita y andalucita. b) Fotomicrografía a nicols paralelos de porfiroblastos de cordierita con inclusiones de biotita 1 y muscovita 1. c) Fotomicrografía a nicols paralelos de fibrolita y porfiroblastos de cordierita y andalucita.

to de alto ángulo al oeste y al este. La lineación mineral integrada por biotita que se reconoce en estas rocas (L_m) presenta una inclinación de 35° en la dirección N 335° . No obstante en algunos afloramientos

es posible observar la estructura sedimentaria S_0 puesta de manifiesto por la alternancia de bancos pelíticos y arenosos, que presenta un rumbo meridiano y buzamiento de alto ángulo.

Asimismo, se observa una crenulación local que define pobremente una superficie S_3 (Fig. 2b) y que posee un rumbo N 160° y buzamiento de 50° al sudoeste. En las anfibolitas, sólo se reconoce S_2 , definida por la orientación de hornblenda y escasa biotita.

Dentro de las metasedimentitas, se encuentran diferentes variedades petrográficas: esquistos con porfiroblastos de muscovita, esquistos con porfiroblastos de andalucita y cordierita, esquistos nodulosos y esquistos biotíticos muscovíticos. Las metabasitas son anfibolitas formadas por plagioclasa, hornblenda, biotita y epidoto. Los esquistos biotíticos y muscovíticos son más abundantes y presentan una fuerte crenulación S_3 ; sus afloramientos no superan el kilómetro cuadrado, son rocas de colores claros y de grano fino (Figs. 2b, c). Los esquistos con nódulos de sericita, y esquistos con porfiroblastos de andalucita y cordierita son comunes en xenolitos dentro de los granitos (Fig. 3a).

PETROGRAFÍA

Esquistos biotíticos con porfiroblastos de cordierita y andalucita

La roca presenta una textura porfiroblástica con matriz lepidoblástica a granoblástica poligonal de grano muy fino (0,11 a 0,22 mm de tamaño promedio). La composición mineralógica es: biotita, muscovita, cordierita, andalucita, sillimanita (fibrolita), feldespato potásico, cuarzo y circón. La biotita y muscovita definen dos foliaciones, una de carácter relicto (S_1) preservada en los porfiroblastos de cordierita y otra más evidente que define la estructura predominante de la roca S_2 (Fig. 3b).

La cordierita forma porfiroblastos de 1 mm, con un importante grado de pinitización, que muestran inclusiones rectas de biotita y muscovita conformando trenes oblicuos a S_2 . La andalucita se presenta en porfiroblastos prismáticos subidio-

blásticos, con inclusiones rectas de biotita y cuarzo paralelas a S_2 . La sillimanita (fibrolita) crece a partir de biotita y muscovita y, en general, posee poca orientación o bien es paralela a S_2 (Fig. 3c). La cordierita se ubica junto con biotita y sillimanita, y está rodeada por la esquistosidad S_2 . El cuarzo es escaso y se observa poligonizado. Los minerales opacos forman bandas junto con las biotitas, probablemente se trata de hematita como producto de la desferritización de esta última. El circón se presenta como inclusión en la biotita desarrollando halos metamórficos.

Esquistos nodulosos

Estas rocas poseen textura porfiroblástica nodulosa con matriz lepidoblástica de grano muy fino (tamaño variable entre 0,09 a 0,2 mm). Su mineralogía está definida por biotita, muscovita, cuarzo, sericita y clorita. Los nódulos están compuestos principalmente de sericita, su tamaño no supera los 2 mm, presentan forma alargada y en su interior se observan inclusiones rectilíneas de biotita y muscovita orientadas de manera oblicua a la estructura predominante S_2 , indicando una superficie relíctica S_1 en la roca.

Tanto la biotita como la muscovita se presentan orientadas en dos direcciones, una incluida en los nódulos (S_1), oblicua con respecto a la estructura externa predominante (S_2). La biotita se observa en blastos tabulares y muestra un pleocroísmo del pardo claro (α) al marrón oscuro ($\beta = \gamma$). La muscovita se presenta en pequeñas láminas incoloras con sus bordes defleados. El cuarzo representa bajo porcentaje en la roca, muestra poligonización en sus bordes y leve extinción ondulosa.

Esquistos biotíticos muscovíticos

La textura es lepidogranoblástica de 0,05 a 0,15 mm, están compuestos principalmente por biotita, muscovita, cuarzo, epidoto y minerales opacos. La estructura está conformada por una superficie relíctica (S_1) que se observa en escasos microlitones y es definida por la orientación de pequeñas láminas de biotita y muscovita. Por otra parte, se observa una foliación S_2 , predominante, compuesta de biotita,

muscovita y cuarzo. Por último, aparece un incipiente clivaje de crenulación que genera una superficie S_3 (Fig. 2b).

Se observan tres generaciones de biotita, dos formadas por blastos de mayor tamaño que definen S_2 y otra integrada por pequeñas laminillas ubicadas paralelas a S_1 . Todas son pleocroicas de pardo claro (α) al marrón oscuro ($\beta = \gamma$). La muscovita se observa junto con biotita en dos orientaciones preferenciales. La hematita es escasa y muestra un color rojo intenso. La magnetita se presenta en secciones cuadradas y subhedrales y es uno de los minerales opacos más abundantes.

El cuarzo conforma bandas con textura granoblástica poligonal. El epidoto se presenta en subidioblastos orientados junto con los blastos de biotita según S_2 . La plagioclasa es escasa, presenta macla polisintética y la mayoría es subidioblástica. El feldespato alcalino, poco abundante, muestra blastos con macla de dos individuos.

ANÁLISIS DE LAS CONDICIONES METAMÓRFICAS Y RELACIÓN CON LAS ESTRUCTURAS DE LA DEFORMACIÓN

El análisis de las relaciones entre las estructuras y paragénesis presentes en las metasedimentitas muestra el registro de tres fases deformacionales F_1 , F_2 , F_3 . La primera fase es contemporánea con un metamorfismo regional M_1 definido por la paragénesis $Bt_1 + Ms_1$, que forman la foliación relíctica S_1 , preservada en los porfiroblastos de cordierita. Esto evidencia que este último mineral crece con posterioridad y en condiciones estáticas, encerrando a la superficie S_1 , asimismo es envuelta por S_2 , superficie desarrollada como resultado de una segunda deformación. Esta situación indica que la cordierita crece entre F_1 y F_2 , durante el metamorfismo M_2 , cuya paragénesis característica es $Crd + Bt_2 + Qtz + Kfs$, y donde participa la reacción metamórfica continua de deshidratación $Bt + Ms + Qtz = Crd + Kfs + H_2O$ (Bucher y Frey 1994).

Durante la fase F_2 se alcanzan las máximas condiciones térmicas con la presencia de sillimanita (fibrolita) que se orienta según S_2 , dando lugar a M_3 , cuya paragénesis $Bt_3 + Ms_2 + Sil$ es formada por la reacción metamórfica continua $Crd + Ms = Sil + Bt + Qtz$ (Bucher y Frey 1994). El crecimiento estático de andalucita, con trenes de inclusiones paralelos a S_2 , marca el evento M_4 , cuya paragénesis característica es $And + Ms_3$ (los símbolos de minerales utilizados corresponden a Kretz 1983). Por último, F_3 produce el clivaje de crenulación S_3 .

La secuencia de asociaciones minerales define un metamorfismo de rocas pelíticas que evoluciona en condiciones de baja presión en la mayor parte de su trayectoria y se caracteriza por la aparición de cordierita, andalucita y sillimanita con ausencia de granate, estauroлита y cianita. La cordierita aparece comúnmente a los 500 y 550°C, junto con andalucita, en varias asociaciones que incluyen clorita, muscovita y biotita, y con ausencia de estauroлита y granate (Bucher y Frey 1994). Se considera que la reacción que da lugar a cordierita es $Bt + Ms = Crd + Kfs$ (Fig. 4). A los 650 a 700 °C, comienza la reacción $Crd + Ms = Sil + Bt$ (con exceso de sílice) donde se produce la paragénesis $Sil + Bt + Ms$, lo que explicaría que el clima térmico se alcanza con aumento de la presión, implicando un camino antihorario. La última etapa de la evolución queda registrada por la aparición de andalucita y muscovita, estáticas y retrógradas, nuevamente en condiciones de baja presión.

IMPLICANCIAS REGIONALES

La sierra de Socoscora muestra, además de las litologías aquí descritas, migmatitas con cordierita (Carugno Durán y Ortiz Suárez 2009), que indicarían que todas las unidades metamórficas de dicha sierra comparten una historia con altos gradientes geotérmicos. Este hecho sugiere que estarían representados diferentes niveles corticales de un mismo ambiente.

La existencia de metamorfismo en condiciones de baja presión de carácter regio-

nal implica un mecanismo de importante aporte térmico. En la sierra de Socoscora, Kostadinoff *et al.* (2003) han propuesto, sobre la base de evidencias geofísicas, la presencia de un importante volumen de rocas máficas en profundidad, que se continuarían hacia el norte en la zona de las sierras de Ulapes y Chepes; esto brindaría una posible explicación para obtener los gradientes térmicos necesarios en las unidades descriptas. Algunas de estas rocas máficas se han interpretado como correspondientes a un arco de islas (Carugno Durán y Ortiz Suárez 2000, Carugno Durán 2001). Más al sur dentro del Complejo Metamórfico Nogolí, González *et al.* (2002b) consideran que las rocas máficas - ultramáficas premetamórficas corresponden a una asociación komatiítica; sin embargo, no es clara la relación con las rocas aquí mencionadas.

No debería descartarse, por otra parte, la relación entre condiciones de alta temperatura y la intrusión de granitoides que son comunes en la región estudiada. Sin embargo la mayor parte de estas rocas intruyen los esquistos, cortando las estructuras metamórficas previas al desarrollo de cordierita pero posteriores al crecimiento de andalucita (S_2). Tal situación podría sugerir una relación compleja entre ambas. Uno de los problemas que se plantean es determinar la edad del metamorfismo descripto, ya que hay elementos para asignarlo tanto a los procesos famatinianos como pampeanos; en el primer caso, se encuentran las edades determinadas por Gromet (com. pers.), Steeeken *et al.* (2006) y Drobe *et al.* (2009). Asimismo se considera que gran parte del magmatismo presente en la sierra de Socoscora correspondería al arco magmático famatiniano (Carugno Durán y Ortiz Suárez 2009). De poder comprobarse esta hipótesis se debería considerar una importante extensión de las condiciones metamórficas de alta temperatura y baja presión registradas en las provincias de La Rioja y Catamarca (Verdecchia *et al.* 2007, Larrovere *et al.* 2011).

A favor de una hipótesis de metamorfismo pampeano, se reconocen las edades obtenidas por Vujovich y Ostera (2003)

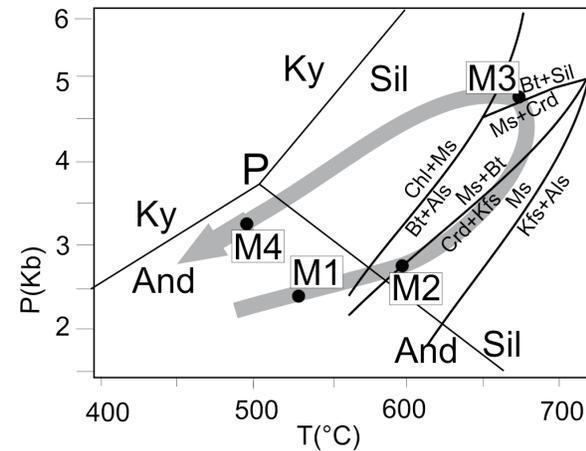


Figura 4: Diagrama P-T con las reacciones metamórficas y la trayectoria antihoraria del metamorfismo basada en datos texturales; el punto triple de los polimorfos de alúmina (P) de Holdaway y Mukhopadhyay (1993) y las reacciones de Bucher y Frey (1994).

y González *et al.* (2002a), asimismo la litología y la evolución metamórfica tienen muchas analogías con el complejo Las Aguadas y las metamorfitas Las Higueiras, lo que apoyaría la mayor antigüedad y permitiría correlacionar el Complejo Metamórfico Nogolí con el Complejo Metamórfico Conlara.

En el ámbito de las sierras de Córdoba, en el sector norte, Martino *et al.* (2009) describen a los esquistos bandeados de Tuclame y los asignan al Neoproterozoico, con migmatización y cristalización de granitos anatéticos alrededor de los 530 Ma. Estos autores proponen integrar todas estas rocas en la cuenca Puncoviscana por evidencias de campo que sugieren que los esquistos bandeados pasan transicionalmente por transposición a rocas filíticas típicas de esta cuenca. La posible correlación entre estas rocas con las mencionadas para la sierra de San Luis, todas ellas afectadas por un metamorfismo de baja presión, podría tener importantes implicancias regionales marcando el desarrollo de un área de gradientes térmicos altos por más de 200 km de longitud durante el orógeno Pampeano, que contrastaría, además, con las condiciones determinadas para otras áreas, ubicadas al norte, del mismo proceso orogénico (Do Campo y Ribeiro Guevara 2005, Escayola *et al.* 2011). Por otra parte, las condiciones de alta temperatura y baja presión del metamorfismo pampeano en el área norte de las sierras de Córdoba han llevado a postular la posible subducción de una dorsal con fuente del aporte térmico alre-

dedor de los 510 Ma (Fantini *et al.* 1998). La falta de datos, particularmente geocronológicos, no permiten, por el momento, asignar con precisión el metamorfismo estudiado a los procesos ocurridos durante el Paleozoico Temprano en el margen occidental de proto-Gondwana.

CONCLUSIONES

- En la sierra de Socoscora se encuentra una secuencia metasedimentaria con intercalaciones básicas que pasa a migmatitas en una relación tectónica dada por fajas de cizalla dúctil.
- Los metasedimentitas corresponden a diferentes variedades de esquistos que presentan evidencias de un metamorfismo con cuatro eventos y al menos tres fases deformacionales. Las asociaciones minerales reconocidas indican que la evolución metamórfica corresponde a condiciones de baja presión, con desarrollo de sillimanita (fibrolita) en el clímax térmico, y que correspondería a una temperatura cercana a los 650 °C.
- Las edades determinadas para las rocas de la región no permiten, hasta el momento, ubicar la evolución metamórfica descripta con claridad en los procesos orogénicos de la región.
- El reconocimiento de rocas metamórficas con asociaciones de alta temperatura y baja presión en la Sierra de San Luis sugieren un amplio desarrollo de altos gradientes térmicos durante la evolución de la corteza paleozoica en las Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

La Universidad Nacional de San Luis, mediante el Proyecto de Ciencia y Técnica N° 340103 “Estudios del Basamento y Sedimentitas Mesozoicas de la Provincia de San Luis”, ha aportado los recursos para el desarrollo del presente trabajo. Los árbitros Dr. Pablo D. González y Dra. Gilda Collo, así como la editora Dra. Alina Guerreschi, han permitido mejorar la calidad de este trabajo con sus valiosas recomendaciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bucher, K. y Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete Revision of Winkler's textbooks (6^o ed.). Springer-Verlag, 318 p., Berlin.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales de Salta, Tucumán, La Rioja y San Juan. En Turner, J.C.M. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 225-291, Córdoba.
- Carugno Durán, A. 1998. Geología y Petrografía de la sierra de Socoscora, Provincia de San Luis, Argentina. 2° Congreso Uruguayo de Geología, Actas 1: 108-112, Punta del Este.
- Carugno Durán, A. 2001. Estudio preliminar de un arco magmático Proterozoico superior en la Sierra de Socoscora-San Luis, República Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD-ROM, artículo N° 214: 6p., Montevideo.
- Carugno Durán, A. y Ortiz Suárez, A. 2000. The new evidence of precambrian island arc in the Pampeanas Orientales Terranes, Argentina. 31st International Geological Congress, Actas CD-ROM, Río de Janeiro.
- Carugno Durán, A. y Ortiz Suárez, A. 2003. Evolución de la faja de cizalla de la Sierra de Socoscora, San Luis, Argentina. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas en CD-ROM, Sesión Temática 1: 6p., Concepción.
- Carugno Durán, A. y Ortiz Suárez, A. 2009. Magmatismo peraluminoso de la Sierra de Socoscora, San Luis, Argentina. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas S8-005, Santiago.
- Carugno Durán, A. y Ortiz Suárez, A. 2011. Metamorfitas de baja presión en la Sierra de Socoscora y sus implicancias regionales, San Luis, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 150-152, Neuquén.
- Do Campo, M. y Ribeiro Guevara, S. 2005. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 143-153.
- Drobe, M.A., Lopez de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 239-262.
- Escayola, M.P., van Staal, C.R. y Davis, W.J. 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 438-459.
- Fantini, R., Gromet, P.L., Simpson C. y Northrup, C.J. 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: Implications for Laurentia-Gondwana interaction. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 388-392. Buenos Aires.
- González, P.D., Sato, A.M., Basei, M.A., Vlach, S.R.F. y Llambías, E.J. 2002a. Structure, metamorphism and age of the Pampean-Famatinian Orogenies in the western Sierra de San Luis. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 51-56, El Calafate.
- González, P.D., Sato, A.M. y Llambías, E.J. 2002b. The komatiites and associated mafic and ultramafic metavolcanic rocks of western Sierra de San Luis. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 87-90, El Calafate.
- Grosso Cepparo, P., Ortiz Suárez, A. y Gómez Figueroa, J. 2007. Metamorfitas Las Higuerras, Sierra Pampeanas de San Luis, Argentina. 5° Congreso Geológico de Uruguay, Actas 077 CD-ROM, Montevideo.
- Hauzenberger, C., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71: 95-126.
- Holdaway, M.J. y Mukhopadhyay, B. 1993. A re-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *American Mineralogist* 78: 298-315.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Raniolo, A. y Santiago, E. 2003. Anomalías del campo gravitatorio y magnético terrestre en la sierra de Socoscora, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 505-510.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S. y Belmar, M.E. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279-297.
- Martino, D.R., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of the northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 280-298.
- Morosini, A. 2011. El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 434 p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A. 1988. El basamento de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 19: 13-24.
- Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 259 p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A., Grosso Cepparo, P., Gómez Figueroa, J., Erroz, M., Montenegro, T. 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 481-492.
- Prozzi, C. y Ramos, R. 1988. La Formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, Actas: 14, San Luis.
- Rossello, E. 1984. Manifestación de amianto anfíbolítico en la Sierra de Socoscora, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 15: 91-94.

- Rossello, E. 1994. Los depósitos auríferos de El Pílon (Sierra de Socoscora, San Luis, Argentina), control estructural y metalogénesis. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas 3: 369-380, La Plata.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Durand, F.R. 1992. Metamorfismo de baja presión, su relación con el desarrollo de la cuenca Puncoviscana, plutonismo y régimen tectónico, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 279-287, Madrid.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E. 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 487-504.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenic Maps. Sierras de San Luis and Comanchingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine- Australia Cooperative Project Australian Geological Survey Organization - Servicio Geológico Minero Argentino, 123 p., Buenos Aires.
- Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi, M.G., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal Geological Society of London* 163: 965-982.
- Verdecchia, S. y Baldo, E. 2004. Los Esquistos con nódulos cordieríticos de la Formación Tuclame, Sierras Pampeanas de Córdoba: relaciones blastesis-deformación. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 415-420. Río Cuarto.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Benedetto, J.L., y Borghi, P.A. 2007. The first shelly fauna from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, Sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographic implications. *Ameghiniana* 44: 493-498.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.
- Vujovich, G.I. y Ostera, H.A. 2003. Evidencias del ciclo Pampeano en el basamento del sector noroccidental de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 541-548.

Recibido: 07 de octubre, 2011.

Aceptado: 22 de febrero, 2012.