

Geología del basamento del sector sur del Embalse Cerro Pelado, Sierra de Comechingones, Córdoba: Análisis geotermobarométrico de las rocas anatécicas

Matías G. BARZOLA^{1,2}, Alina M. TIBALDI^{1,2}, Juan E. OTAMENDI^{1,2}, Eber A. CRISTOFOLINI^{1,2}, Alejandro H. DEMICHELIS¹, Paula ARMAS^{1,2}, Giuliano C. CAMILLETTI^{1,2}

¹Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Córdoba.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

E-mails: mbarzola@exa.unrc.edu.ar; atibaldi@exa.unrc.edu.ar; jotamendi@exa.unrc.edu.ar; ecristofolini@exa.unrc.edu.ar; ademichelis@exa.unrc.edu.ar; parmas@exa.unrc.edu.ar; giuliano.camilletti026@gmail.com

Editor: Pablo Caffè

RESUMEN

En el sector centro-norte de la Sierra de Comechingones, el basamento ígneo-metamórfico se encuentra dominado por un conjunto de rocas migmáticas que presentan diversos grados de fusión parcial y relaciones de fundido/residuo que se encuentran vinculadas principalmente a procesos de extracción/acumulación de fundidos y, en menor medida, a variaciones en el protolito. Las rocas más abundantes son metatexitas que, a escala de afloramiento y de modo transicional, gradan a cuerpos diatexiticos. Las relaciones de campo, la petrografía y la química de los elementos mayoritarios en roca total indican que derivarían de una secuencia metasedimentaria, cuyos protolitos se caracterizaban por la alternancia de sedimentos grauváquicos-pelíticos y grauváquicos-psamíticos que alcanzaron las condiciones de fusión parcial durante la orogenia Pampeana (570-520 Ma). La consistencia en las estimaciones de las condiciones P-T, a partir del equilibrio de multirreacciones metamórficas de intercambio y transferencia neta combinadas con multiequilibrios entre fases minerales, sugieren que la evolución metamórfica estuvo marcada por un aumento progresivo del grado metamórfico entre los 600 °C y 850 °C a 0,7-0,8 GPa.

Palabras clave: *metamorfismo, metatexita, diatexita, química mineral, condiciones P-T.*

ABSTRACT

Geology of the igneous-metamorphic basement in the southern portion of Cerro Pelado Dam, Sierra de Comechingones, Córdoba: Geothermobarometry of the anatectic rocks and their implications for the evolution of the Pampean Orogeny.

In the north-central portion of the Sierras de Comechingones, the igneous-metamorphic basement is dominated by a sequence of migmatitic rocks, which show distinct degrees of partial melting and melt segregation, which are mainly linked to a process of melt extraction/ accumulation and in a subordinate way to variation in the composition of the protolith. Metatexites are the most abundant rocks and exhibit gradational contacts to diatexitic bodies at outcrop scale. Field relationships, petrography and major element whole-rock chemistry indicate that the prevailing migmatites derive from an alternating metasedimentary sequence of greywacke-pelite and greywacke-psammite sediments that reached the conditions of partial melting during the Pampean Orogeny (570-520 Ma). Consistent P-T estimates through ion exchange and net transfer metamorphic reactions combined with multi-equilibria between mineral phases, suggest that the metamorphic evolution was marked by a prograde increase of the metamorphic conditions from 600 °C and 850 °C to 0.7-0.8 GPa.

Keywords: *Imetamorphism, metatexite, diatexite, mineral chemistry, P-T condition.*

INTRODUCCIÓN

Desde hace varias décadas, numerosas contribuciones han estudiado las características petrológicas, estructurales, geoquímicas y han intentado estimar las condiciones de formación de las rocas migmáticas presentes en las Sierras de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979, Gordillo 1984, Martino *et al.* 1994, 1995, Otamendi *et al.* 1999, 2004, Otamendi y Patiño Douce 2001, Guerreschi y Martino 2002, 2008, 2014, Rapela *et al.* 1998, 2002, entre otros).

El consenso general avala una evolución metamórfica siguiendo una trayectoria P-T horaria (*clockwise-path*), con asociaciones paragenéticas de equilibrio estabilizadas en facies de anfíbolita alta en transición a facies de granulita para el pico térmico y seguidas de una descompresión isotérmica (Rapela *et al.* 1998, Otamendi *et al.* 1999, 2004, Guerreschi y Martino 2008, 2014).

Este trabajo se desarrolla en un área que abarca aproximadamente 150 km² dentro del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004), en el sector centro-norte de Sierra de Comechingones, Córdoba. Se encuentra limitada al norte por el macizo migmático de Cerro Pelado (Gordillo y Lencinas 1979, Gordillo 1984) y al sur por una porción de basamento, en donde se destacan los parajes de Tala Cruz y Villa Cañada del Sauce, que ha sido cartografiada por Guerreschi (2000) y Guerreschi y Martino (2008).

En este trabajo se presenta la cartografía detallada del sector, conjuntamente con el análisis de las relaciones de campo, y el estudio petrográfico, estructural y de la química mineral de las unidades migmáticas más representativas, con la finalidad de realizar nuevos aportes a la evolución tectono-metamórfica de la región.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las Sierras de Córdoba constituyen la extensión más oriental de Sierras Pampeanas en el centro de Argentina (Gordillo y Lencinas 1979, Caminos 1979, Ramos 1988, 1999). Se encuentran constituidas por una serie de cordones montañosos de orientación meridional, limitados por

fallas inversas lítricas reactivadas a partir del Mioceno producto de la subducción horizontal en el margen andino (Gordillo y Lencinas 1979, Jordan y Allmendinger 1986).

Estas serranías comprenden un basamento plutónico-metamórfico polideformado de edad neoproterozoica-paleozoica inferior intruído por cuerpos batolíticos de edad paleozoica superior, y valles intermontanos rellenos por secuencias mesozoicas y cenozoicas (Gordillo y Lencinas 1979, Kraemer *et al.* 1995, Baldo *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998, Bonalumi *et al.* 1999, Guerreschi y Martino 2014).

Dicho basamento, ha sido dividido en un arco magmático calco-alcalino aflorante en Sierra Norte (Lira *et al.* 1997, Schwartz *et al.* 2008) y un cinturón metamórfico dispuesto al oeste en las Sierras Grandes de Córdoba y en la Sierra de Comechingones. El cinturón metamórfico ha sido metamorfozado principalmente en facies de anfíbolita alta a granulita y deriva fundamentalmente de sedimentos grauvácicos aluminosos (Otamendi y Patiño Douce 2001), con menores proporciones de rocas pelíticas, margosas, calcáreas (Gordillo y Lencinas 1979) e intercalaciones de intrusivos máficos (Demichelis *et al.* 1996, Rabbia *et al.* 1996) y granitos peraluminosos (Rapela *et al.* 1998, Schwartz *et al.* 2008).

Gordillo (1984) fue el primero en describir e interpretar a las rocas migmáticas como producto de la fusión parcial de metasedimentos, definiendo grandes macizos migmáticos e interpretando al basamento cristalino de Sierras de Córdoba como la raíz de un orógeno antiguo intensamente erosionado. Edades U-Pb (SHRIMP) en circón sugieren edades de metamorfismo entre los 577 y 496 Ma (Rapela *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998, Escayola *et al.* 2007, Siegesmund *et al.* 2010, Ramos *et al.* 2015), mientras que dataciones U-Pb (TIMS) en monacitas aportan edades de entre 507 y 534 Ma (Rapela *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998, Gromet *et al.* 2005, Siegesmund *et al.* 2010, Ramos *et al.* 2015). Sin embargo, a pesar del amplio rango de edades previamente mencionadas, las dataciones más frecuentes oscilan en 530 ± 20 Ma, por lo que dicha edad ha sido comúnmente asignada al pico metamórfico (Stuart-Smith *et al.* 1996, Rapela *et al.*

1998, Fantini *et al.* 1998).

Al presente aún existen ciertas discrepancias sobre la naturaleza de la anatexis generalizada. Otamendi *et al.* (2004) propusieron que la secuencia metamorfozada en niveles corticales medios durante el pico térmico (800 °C a los 520-530 Ma; Rapela *et al.* 1998) fue subsecuentemente acompañada por descompresión isotérmica marcando un periodo de rápida exhumación. Por otro lado, Guerreschi y Martino (2008) plantearon que la anatexis observada refleja dos eventos separados en el tiempo que generaron distintos productos de fusión parcial con distintas características estructurales. En dicho esquema, las rocas metatexiticas asociadas a las condiciones del pico térmico (con paragénesis dominadas por Kfs+Gr; símbolos de Whitney y Evans 2010), se interpretan como ligadas a un primer evento de migmatización probablemente desarrollado durante el Neoproterozoico. Las diatexitas (con paragénesis de Kfs+Crd) en cambio, habrían sido generadas a partir de una descompresión general adiabática que causó el segundo evento de fusión parcial en el Cámbrico Temprano (520-530 Ma; Rapela *et al.* 1998).

Al sur del área estudiada, Siegesmund *et al.* (2010), datan mediante U-Pb (SHRIMP) bordes de circones de la metatexita Tala Cruz y de la diatexita Cañada del Sauce (definidas por Guerreschi y Martino 2008), obteniendo edades de 553 ± 3,2 Ma y 577 ± 11 Ma, respectivamente. Tanto Guerreschi y Martino (2008) como Siegesmund *et al.* (2010) propusieron un esquema evolutivo que consta de un primer evento metamórfico de alto grado, correspondiente a la etapa de acortamiento y engrosamiento cortical con generación de metatexitas, seguido de una etapa de extensión y anatexis de baja presión y formación de diatexitas. Sin embargo, Baldo *et al.* (2014) plantearon que estas edades contradicen las relaciones de campo y el modelo propuesto por estos autores, ya que las edades más antiguas se corresponden con la diatexita Cañada del Sauce la cual representaría al evento más joven y que además posee *rafts* de la metatexita Tala Cruz.

El área estudiada (Fig. 1 y 2) se encuentra ubicada en la porción centro-norte de la Sierra de Comechingones dentro del

Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004), el cual es parcialmente coincidente con el Complejo Sierras de Comechingones (Martino *et al.* 1995). El mismo ha sido definido como una secuencia meta-sedimentaria integrada por metatexitas estromatíticas, diatexitas enriquecidas y empobrecidas en fundidos, granulitas, leucogranitos peraluminosos, gneises, mármoles, rocas calcosilicatadas, gabros, anfibolitas con afinidad MORB (*mid-ocean-ridge basalt*) y peridotitas del manto. Los cálculos termobarométricos para el pico metamórfico oscilan entre presiones medias a altas (0,55 - 0,85 GPa) en un rango de temperaturas que van de los 650 °C a los 950 °C (Gordillo 1984, Martino *et al.* 1994, Otamendi *et al.* 1999, Guereschi y Martino 2008, entre otros) con asociaciones paragenéticas estables en condiciones de facies de anfibolita alta a granulita.

TIPOS DE ROCAS Y RELACIONES DE CAMPO

La litostratigrafía del sector sur del Embalse Cerro Pelado ha sido agrupada en tres unidades cartográficas principales que han sido definidas de acuerdo a sus relaciones de campo y petrogenéticas (Fig. 2). Dichas unidades son: Unidad Metamórfica Anatéctica, Unidad Metamórfica Subsólida y Unidad Ígnea (no cartografiable a la escala propuesta).

Unidad Metamórfica Anatéctica

Constituye la unidad litológica fundamental de la zona estudiada ya que incluye a todas aquellas rocas que son producto de procesos de fusión parcial. Se encuentra integrada principalmente por metatexitas que gradan transicionalmente, a escala de afloramiento, a diatexitas y por granitos anatécticos asociados (Fig. 2).

Las migmatitas han sido clasificadas de acuerdo a su estructura y a las variaciones composicionales del protolito del cual proceden, siguiendo los criterios de descripción y nomenclatura sugeridos por Sawyer (2008).

Las estructuras reconocidas en las rocas migmatíticas son el resultado de la conjunción de varios factores tales como el grado de fusión parcial (F), el porcentaje de fun-

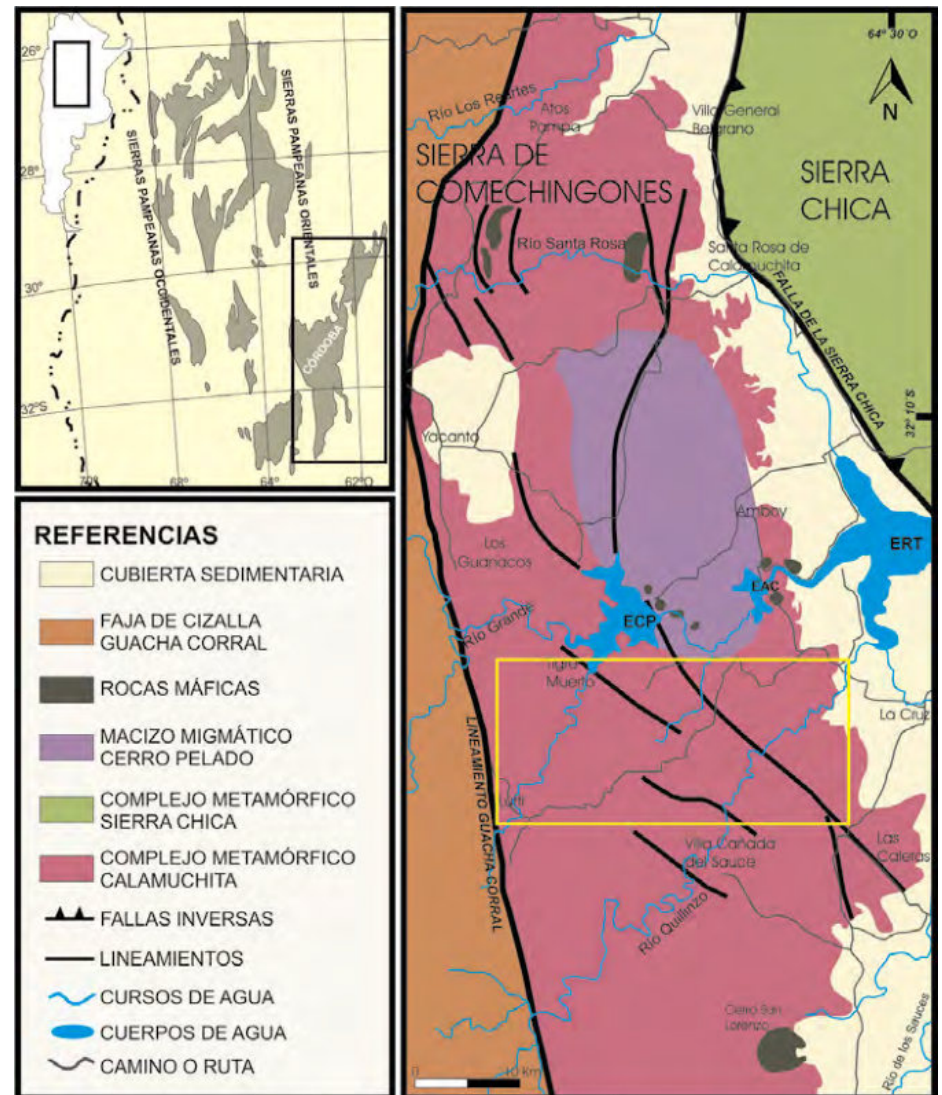


Figura 1. Mapa geológico general del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004) dentro de la Sierra de Comechingones. El recuadro amarillo muestra la zona estudiada. El borde superior izquierdo muestra la ubicación geográfica en Sudamérica y Argentina, mientras que el recuadro indica las Sierras de Córdoba.

dido (M_f) en la roca (Brown 1994, Sawyer 2001, 2008), el tipo de protolito afectado por la anatexis y la deformación a la que estuvieron sometidas (Sawyer 2001, 2008, Rosenberg y Handy 2001, Vernon y Paterson 2001). En las metatexitas, el arreglo geométrico del neosoma (leucosoma + residuo) y, ocasionalmente el paleosoma, se manifiesta en el desarrollo de estructuras estromatíticas, y en menor proporción y de modo localizado, en arreglos del tipo en parches y red (*patch and net types*). En cambio, en las diatexitas predominan las estructuras tipo *schollen* y *schlieren*.

Por otro lado, el análisis petrográfico y las relaciones de campo, sumados a la geoquímica de elementos mayoritarios de roca total (Cuadro 1), permiten definir

que los precursores metasedimentarios del cual derivan las rocas migmatíticas se encuentran conformados por una secuencia alternante de sedimentos grauváquicos-pelíticos y grauváquicos-psamíticos, en concordancia con lo propuesto por Otamendi y Patiño Douce (2001).

Metatexitas en parches y red (patch and net types): Afloran de forma muy esporádica, comúnmente como bancos tabulares de no más de 50 m de longitud y 3-10 m de potencia. Son rocas de tamaño de grano medio a grueso y tonalidades mesocráticas que se tornan más leucocráticas conforme aumente la fracción de fundido. En general muestran contactos netos con las rocas estromatíticas adyacentes. Se caracterizan por presentar un paleoso-

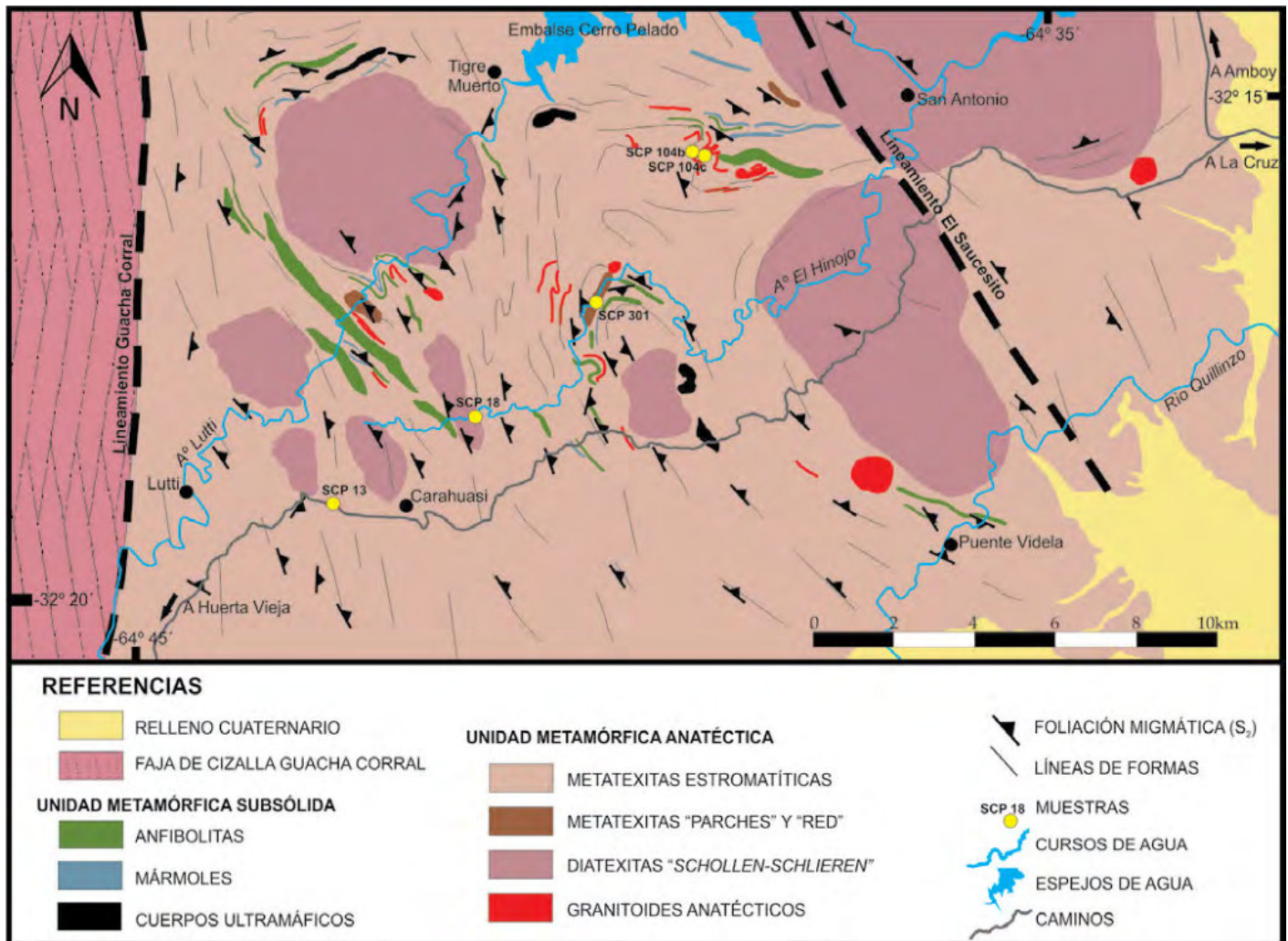


Figura 2. Mapa geológico detallado del basamento cristalino al sur del Embalse Cerro Pelado en la porción centro-norte de la Sierra de Comechingones.

ma limitado por leucosomas dispuestos en parches dispersos, de 2 a 5 cm de diámetro, que primero coalescen y luego se conectan a través de estructuras planares, formando una red de leucosomas de 1-2 cm de espesor que definen formas geométricas romboédricas (Fig. 3a).

El paleosoma es mesocrático y posee textura granolepidoblástica con tamaño de grano medio a fino (Fig. 3b). Se encuentra conformado mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, biotita y cantidades variables de granate, siendo los accesorios más comunes la apatita, el circón y los óxidos de Fe-Ti. El cuarzo es xenoblástico y levemente elongado, de tamaño de grano medio a fino y bordes lobulados a aserrados con extinción ondulosa. Posee inclusiones de circón, apatita y trenes y/o nubes de inclusiones fluidas. La plagioclasa posee forma xenoblástica y tamaño de

grano medio a fino con el maclado polisintético levemente acuñado. Presenta inclusiones idiomorfas de apatita y circón y se altera de forma incipiente a sericita. La biotita se presenta como láminas subidioblásticas de no más de 0,2 mm de longitud y colores pardos a pardo oscuros. Posee comúnmente inclusiones idiomorfas a subidiomorfas de circón y minerales opacos de formas irregulares. El granate es xenoblástico, de color rosado y de tamaño de grano medio. Posee textura poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo, biotita y minerales opacos.

El neosoma se encuentra constituido tanto por los parches de fundidos, como por la red romboédrica de leucosomas interconectados (Fig. 3a). Se caracteriza por el desarrollo de porfiroblastos de granate de colores rojizos ubicados normalmente en el centro del mismo, que pueden

alcanzar hasta los 2-3 cm de diámetro y que se hallan rodeados por feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo (Fig. 3b). Minoritariamente se reconocen láminas subhedras de biotita, siendo accesorios comunes el circón, la apatita y el rutilo. Posee una textura equi-inequigranular de tamaño de grano medio a grueso. El cuarzo se presenta de forma anheda con tamaño de grano medio, bordes lobulados y extinción ondulosa. Posee inclusiones de circones de grano fino y trenes y/o nubes de inclusiones fluidas. La plagioclasa es abundante, de tamaño de grano medio, forma anheda a subhedra y con el maclado polisintético acuñado. Comúnmente presenta inclusiones de apatita subhedras a euhedras de grano fino-muy fino y se altera levemente a sericita. El feldespato alcalino comúnmente se corresponde con microclina, posee forma anheda y tama-

CUADRO 1. Elementos mayoritarios de la composición química de roca total de las rocas migmatíticas en el área al sur del Embalse Cerro Pelado.

Roca	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Dx schollen
Muestra	SCP 104b	SCP 104c	SCP 13	SCP 18
SiO ₂	64,62	72,40	68,96	66,10
TiO ₂	0,91	0,78	0,84	0,88
Al ₂ O ₃	15,20	12,50	13,57	14,75
Fe ₂ O ₃ *	7,00	5,13	5,72	6,96
MnO	0,11	0,07	0,08	0,11
MgO	2,98	1,98	2,75	3,10
CaO	1,40	1,75	2,14	1,56
Na ₂ O	2,64	3,02	2,64	2,25
K ₂ O	3,92	1,60	2,40	2,97
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,07	0,09
LOI	0,85	0,81	0,71	0,95
Total	99,75	100,20	99,88	99,72

Fe₂O₃* es Fe_{total}. La composición química de elementos mayoritarios de la estromatita SCP 13 fue tomada de Otamendi y Patiño Douce (2001).

ño de grano medio a grueso. Se altera de forma variable a caolinita. El granate se presenta como cristales anhédros a subhédros que crecen a partir del desarrollo de varios núcleos que coalescen y llegan a medir hasta 7-8 mm caracterizados por su coloración rosada intensa. También se reconocen cristales euhédros de menor tamaño. Son características las inclusiones de cuarzo, biotita y circón en el centro de los cristales, mientras que en los bordes se encuentran ausentes. La biotita es escasa, presentándose como finos cristales subhédros en los bordes del granate con un pleocroísmo que va de pardo oscuro a rojizo. Poseen inclusiones de circón y, en menor medida, apatita. Localmente se observa la presencia de rutilo con hábito granular formando nódulos de hasta 2,5 mm.

Metatexitas estromatíticas: Abarcan la mayor proporción areal de la zona de estudio (Fig. 2). Afloran en bancos tabulares, de potencia métrica muy variable, gradando a escala de afloramiento a cuerpos subredondeados, de 5 a 20 m de diámetro, a medida que aumenta la proporción de leucosomas. En general, son rocas de tonalidades mesocráticas, aunque localmente gradan a tonalidades leucocráticas. Texturalmente son rocas de tamaño de grano medio a grueso, caracterizadas por un bandeo composicional dado por la alternancia de leucosomas y melanosomas,

presentando sutiles variaciones mineralógicas y texturales de acuerdo a la composición del protolito del cual proceden.

Las estromatitas derivadas de protolitos grauváquicos-pelíticos (Fig. 3c) se encuentran conformadas por leucosomas in situ y/o parcialmente movilizados (*in situ e in source*) de entre 5 mm y 5 cm de potencia y un residuo (melanosoma) de 3 a 7 cm de espesor, separados comúnmente por un borde máfico (*mafic selvage*) de 1 a 2 mm de ancho compuesto fundamentalmente por biotita.

Los leucosomas poseen textura granular de tamaño de grano medio a grueso y presentan una paragénesis integrada por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, siendo el circón, la apatita y la biotita los minerales accesorios más comunes. El cuarzo (Fig. 3d-e) se presenta como granos anhédros de tamaño de grano variable de medio a grueso con bordes lobulados y extinción fuertemente ondulosa. Posee inclusiones de circón y trenes y/o nubes de inclusiones fluidas. La plagioclasa (Fig. 3e y f) se observa con contactos lobulares y/o rectos, tamaño de grano medio, maclado polisintético acuñado y/o flexurado, y desarrollando mirmequitas sectorizadamente. Presenta inclusiones de cuarzo, biotita y apatita, pero en baja proporción, y posee alteración incipiente a sericita. El feldespato alcalino (Fig. 3d-f) siempre está pre-

sente como grandes cristales anhédros de ortoclasa micro a mesoperfítica con extinción fuertemente ondulosa y bordes lobulados e irregulares. Posee inclusiones de apatita, circón y biotita. Se altera de forma leve a moderada a caolinita.

El melanosoma, en cambio, posee una textura granolepidoblástica inequigranular de tamaño de grano medio. Ocasionalmente se reconoce una textura porfiroblástica con desarrollo de granos de grano grueso a muy grueso en una matriz granolepidoblástica de grano medio. Mineralógicamente, se encuentra formado por una asociación paragenética de equilibrio integrada por biotita, cuarzo, plagioclasa, granate, sillimanita y, esporádicamente, cordierita, siendo el circón, la apatita y los minerales opacos los accesorios más habituales. La biotita (Fig. 3d-f) se observa como láminas subidioblásticas de hasta 2 mm de largo fuertemente orientadas y de colores pardo rojizos intensos. Localmente se observa el desarrollo de bordes intercrecidos con cuarzo y, en menor medida, feldespato y/o cordierita. Son comunes las abundantes inclusiones de circón, y en menor proporción, minerales opacos y apatita. Localmente, y de modo poco frecuente, muestran un leve retrogrado a clorita o exsoluciones de rutilo acicular. El cuarzo (Fig. 3d-e) posee tamaño de grano medio a fino, forma xenoblástica, bordes lobulados a suturados y ocasionalmente se encuentran elongados y orientados paralelamente al bandeo composicional. Posee una extinción ondulosa y algunas pocas inclusiones de circón, minerales opacos e inclusiones fluidas. La plagioclasa (Fig. 3e y f) es pseudopoligonal, presentando el maclado polisintético acuñado e inclusiones de apatita. Se altera de forma leve a sericita. El granate (Fig. 3d-e) se encuentra en alta proporción modal como blastos a porfiroblastos xenomorfo a subidiomorfo localmente aplastados y/o estirados. Son levemente coloreados a incoloros y llegan a alcanzar los 4-5 mm de diámetro. Poseen inclusiones de cuarzo y biotita en el centro de los cristales, y ocasionalmente finas agujas de sillimanita en los bordes. Localmente se encuentran parcial a totalmente rodeados por biotitas o bien, menos frecuentemente, reemplazados por dicho mineral. La sillimanita (Fig. 3d y f) se presenta en dos hábitos

bien distintivos: por un lado, como prismas bien desarrollados de hasta 2 mm de longitud dispuestos generalmente en bandas de biotita y granate, y por el otro, en forma acicular creciendo sobre plagioclasa y/o cordierita. La cordierita (Fig. 3e y f) aparece esporádicamente como xenoblastos de tamaño de grano grueso, comúnmente elongadas de forma paralela a las bandas ricas en biotita y granate. Posee pocas inclusiones, principalmente de circón, biotita y cuarzo de grano fino. Solo en una roca del extremo sudeste del área estudiada se presenta, además, rodeando parcialmente al granate.

Las estromatitas que derivan de composiciones grauwáquicas-psamíticas (Fig. 3c) desarrollan leucosomas in situ y/o parcialmente movilizados de entre 0,5 y 2 cm de espesor y un melanosoma mesocrático de entre 2 y 5 cm de potencia.

El leucosoma posee una textura granular con un tamaño de grano grueso a medio. Está constituido por cuarzo y plagioclasa, con cantidades muy variables de feldespato alcalino, siendo el circón y los minerales opacos los minerales accesorios más comunes. El cuarzo (Fig. 3g) es abundante presentándose como cristales anhedros con bordes lobulados a aserrados y tamaño de grano medio desarrollando ocasionalmente cintas (*ribbons*). Se reconocen inclusiones de circones de tamaño de grano fino a medio y trenes de inclusiones fluidas. La plagioclasa (Fig. 3g) es anhedra, elongada y presenta el maclado polisintético levemente acuñado. Posee ocasionalmente inclusiones de minerales opacos de grano fino y forma anhedra, y se altera incipientemente a sericita. El feldespato alcalino (Fig. 3g) se observa en menor proporción correspondiéndose con ortoclasa micropertítica de grano medio a fino y forma anhedra, presentándose en varias ocasiones de forma intersticial entre biotita, plagioclasa y cuarzo.

El melanosoma es granolepidoblástico de grano medio constituido por una asociación mineral de equilibrio integrada por biotita, cuarzo, plagioclasa y granate, mientras que los minerales accesorios se encuentran dominados por circón, apatita y óxidos de Fe-Ti. La biotita (Fig. 3g) se presenta como pequeñas láminas subidioblásticas que no superan los 0,5 mm de longitud y con un pleocroísmo que varía

de pardo oscuro a pardo rojizo. Comúnmente presentan inclusiones de circones de grano fino-muy fino de formas subredondeadas y minerales opacos xenomorfo y de grano fino. Ocasionalmente presentan intercrecimientos con cuarzo goticular. El cuarzo (Fig. 3g) es abundante, xenomorfo y de tamaño de grano medio a fino y extinción fuertemente ondulosa. Se observan trenes de inclusiones fluidas, y escasas inclusiones de circón y apatita. La plagioclasa (Fig. 3g) es xenoblástica y posee tamaño de grano fino a medio y el maclado polisintético levemente acuñado. Se observan inclusiones principalmente de apatita prismática de grano fino-muy fino y se altera de forma incipiente a sericita. El granate (Fig. 3g) se presenta como subidioblastos y xenoblastos subredondeados de tamaño de grano medio a fino, muy fracturados y levemente coloreados con tintes rosados. Suelen tener inclusiones variadas de cuarzo, biotita, y ocasionalmente, plagioclasa y circón. De modo ocasional se encuentran parcialmente rodeados por biotita y/o mostrando procesos de reemplazo muy localizados.

Diatexitas: Se clasifican como diatexitas con estructuras *schollen* y *schlieren* (Fig. 3i). Afloran como cuerpos subredondeados de potencia métrica variable que se encuentran en contacto transicional a escala de afloramiento con las rocas metatexiticas (Fig. 3h). En general son rocas de tonalidades mesocráticas a leucocráticas. Poseen una textura granular de tamaño de grano grueso a medio en donde localmente se forman nódulos de granates de hasta 4-5 cm producto de la coalescencia de numerosos núcleos de crecimiento. Se observa una orientación mineral interna en filosilicatos y feldespatos que coinciden con la dirección de las estructuras en *schlieren*.

La composición mineralógica se encuentra integrada por una asociación de equilibrio compuesta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate y cantidades variables de sillimanita y/o cordierita, siendo los accesorios más comunes circón, apatita y óxidos de Fe-Ti. El cuarzo (Fig. 3j-k) es anhedro con bordes lobulados y extinción ondulosa desarrollando ocasionalmente texturas en lamelas y/o en damero. Son comunes las inclusiones de circones euhedros, minerales opacos

anhedros y los trenes y/o nubes de inclusiones fluidas. La plagioclasa (Fig. 3j) es subhedra a pseudopoligonal presentándose fuertemente orientada y con el maclado polisintético algo acuñado. Poseen inclusiones de apatita y circón, ambos de formas euhedra a subhedra y tamaño de grano fino. Se observa una alteración muy variable a sericita. El feldespato alcalino (Fig. 3j) es ortoclasa micro a mesopertítica que localmente desarrolla un incipiente maclado en enrejado y posee fuerte extinción ondulosa. Son comunes las inclusiones de circón y se encuentra levemente alterado a minerales arcillosos (caolinita). La biotita (Fig. 3j-k) ocurre como láminas subhedras fuertemente orientadas de colores pardos rojizos intensos y presentando localmente exsoluciones de rutilo con hábito acicular. Es frecuente que presente inclusiones de circones que desarrollen halos pleocroicos y apatita euhédrica. El granate (Fig. 3j) ocurre como grandes cristales subhedros incoloros a levemente coloreados que coalescen formando nódulos que alcanzan los 6-7 mm de diámetro. Poseen inclusiones variables de cuarzo, biotita, circón y minerales opacos en el centro de los cristales, mientras que en los bordes se hallan ausentes o presentan ocasionalmente finas agujas de sillimanita. Suelen estar rodeados parcial o totalmente por biotita, mostrando en ocasiones procesos de reemplazo a lo largo de los bordes y de las fracturas internas. La sillimanita (Fig. 3j) aparece esporádicamente de forma prismática, comúnmente asociada a biotita y granate formando delgados *schlieren*, o más comúnmente como agujas de grano fino creciendo en plagioclasa. La cordierita (Fig. 3k) ocurre solo localmente como blastos anhedros intensamente pinitizados y por lo general en contacto con granate y biotita.

Granitoides anatéticos: Afloran comúnmente como cuerpos tabulares a lenticulares de colores blanquecinos a anaranjados y composición granítica a tonalítica. Se disponen concordante a subconcordantemente con el encajonante metatexitico (Fig. 3l), aunque de forma subordinada, también pueden presentarse en forma discordante. Los cuerpos concordantes se caracterizan por tener dimensiones que van de unos pocos a decenas de metros de longitud con potencias del orden centi-

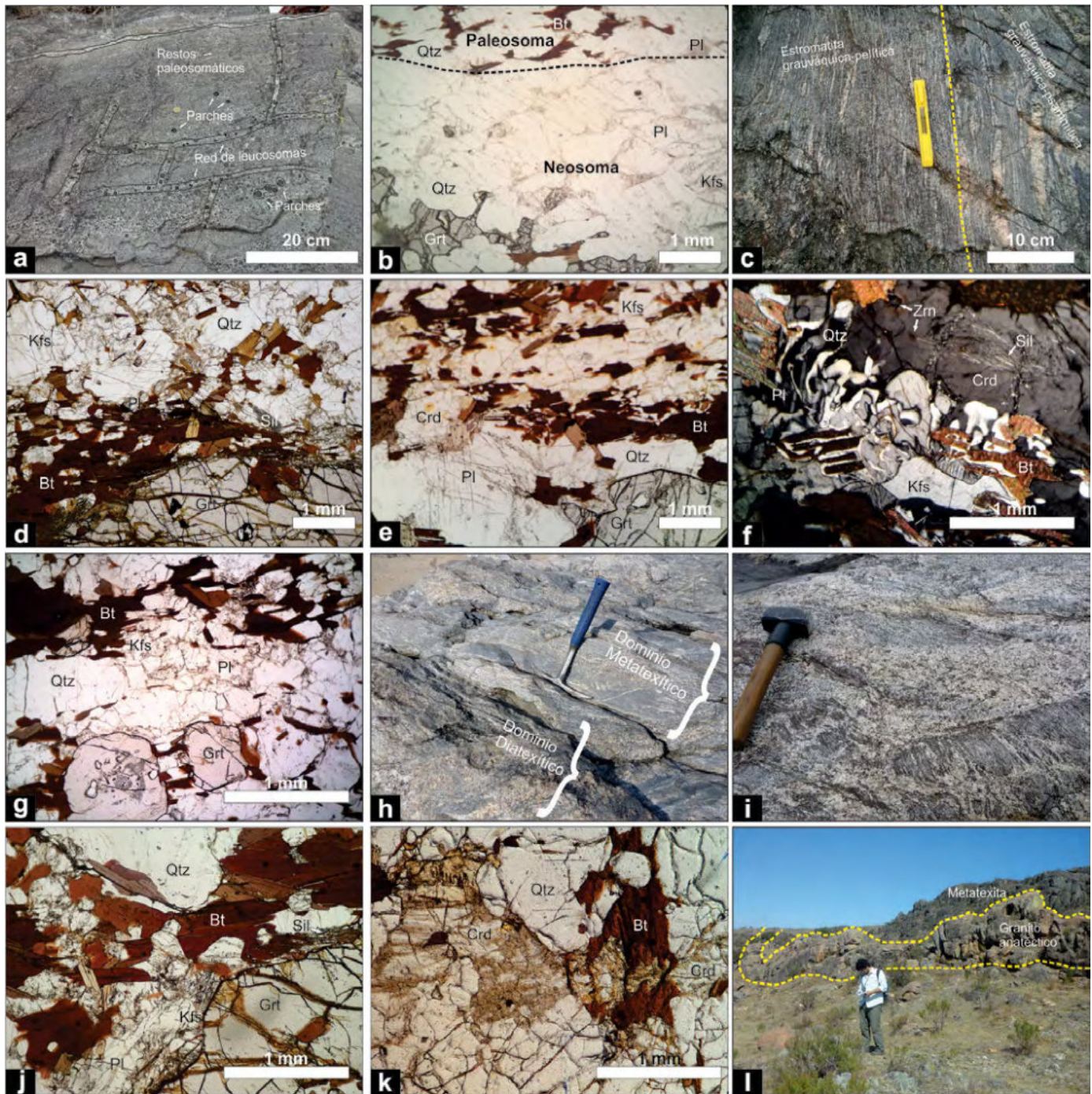


Figura 3. Unidad Metamórfica Anatéctica. a) Fotografía de afloramiento de metatexita en "parches" y "red" (*patch-net types*) donde se observan los parches de fundidos dispersos con granates en el centro. Estos parches coalescen y forman la red interconectada de leucosomas. En el medio de los canales de fundidos se preservan los restos paleosomáticos; b) Fotomicrografía a nicoles paralelos de metatexita en red (*net type*) en donde se observa la relación del neosoma (Qtz-Pl-Kfs-Grt) y el paleosoma (Qtz-Pl-Bt); c) Fotografía de afloramiento de metatexitas estromatíticas de composición metagrauváquicas-pelíticas y metagrauváquicas-psamíticas. Notar la variación en la fracción de fundidos presentes; d) Fotomicrografía a nicoles paralelos de metatexita estromatítica metagrauváquica-pelítica donde se observan bandas leucocráticas de Qtz+Pl+Kfs (leucosoma) y bandas melanocráticas de Bt+Grt+Sil (residuo); e) Fotomicrografía a nicoles paralelos de metatexita estromatítica metagrauváquica-pelítica en donde se observa la ocurrencia de cordierita en las bandas de biotita; f) Fotomicrografía a nicoles cruzados de metatexita estromatítica metagrauváquica-pelítica en donde se observan texturas mirmequíticas en plagioclasas, intercrecimientos de biotita con cuarzo goticular y nidos de sillimanita en cordierita; g) Fotomicrografía a nicoles paralelos de metatexita estromatítica metagrauváquica-psamítica; h) Fotografía de afloramiento de transición metatexita-diatexita; i) Fotografía de afloramiento de diatexita con estructura *schollen*; j) Fotomicrografía a nicoles paralelos de diatexita con textura granular y orientación mineral interna; k) Fotomicrografía a nicoles paralelos de diatexita en donde se observa la ocurrencia de cordierita pinitizada. l) Granitoide anatéctico concordante al encajonante metatexitico.

métrico a métrico, mientras que los cuerpos discordantes son de menor tamaño, con espesores y longitudes centimétricas.

Texturalmente, son rocas equi a inequigranulares hipidiomórficas de grano grueso a medio que presentan una fábrica dada por

la orientación de biotita y plagioclasa por flujo magmático.

Se encuentran compuestos por cuarzo,

feldespatos potásico y plagioclasa con proporciones variables de biotita y granate, y ocasionalmente muscovita, sillimanita y cordierita, siendo el circón, la apatita y los óxidos de Fe-Ti minerales accesorios comunes. El cuarzo es anhedral, desarrollando bordes lobulados y engolfamientos, comúnmente presentando extinción con textura en lamela y/o damero. Son frecuentes las inclusiones de circón, biotita de grano muy fino y nubes y/o trenes de inclusiones fluidas. La plagioclasa es anhedral, de tamaño de grano medio a grueso y con el maclado polisintético acuñado frecuentemente en dos direcciones perpendiculares. Localmente se observa abundante desarrollo de mirmequitas y muestran alteración variable a sericita. El feldespato alcalino es ortoclasa micro a mesoperfítica y/o microclina. Posee forma anhedral, tamaño de grano grueso y presenta abundantes inclusiones de cuarzo goticular, y en menor medida, apatita y circón, presentando alteración variable a caolinita. La biotita es el principal mineral accesorio presentándose como pequeñas láminas de coloración parda oscura a parda amarillenta. Comúnmente posee inclusiones de circones euhedros a subhedros, apatita prismática de grano fino y minerales opacos. El granate se encuentra en proporciones y tamaños variables con formas anhedral a subhedras y coloración rosada. Los cristales anhedral presentan inclusiones variadas, principalmente de cuarzo y biotita, localizadas preferencialmente en el centro de los mismos. Contrariamente, los cristales subhedros de menor tamaño se caracterizan por estar en general libres de inclusiones. La muscovita, cuando está presente, es secundaria creciendo en motas más o menos radiales con un tamaño de grano medio a fino. La sillimanita no siempre está presente, y por lo común se encuentra agrupada como pequeñas agujas en plagioclasa. La cordierita posee una ocurrencia esporádica, presentándose con forma anhedral y tamaño de grano medio a grueso, en contacto con las fases félsicas.

Unidad Metamórfica Subsólida

Se incluyen dentro de esta unidad litológica aquellas rocas metamórficas dentro del área estudiada que no han alcanzado las condiciones de fusión parcial. Compre-

den cuerpos de anfibolita, mármoles y rocas ultramáficas que afloran como bancos tabulares a lenticulares en relación de concordancia a las foliaciones migmáticas (ver más adelante Características Estructurales).

Anfibolitas: Generalmente afloran como bancos de pocos metros de potencia y decenas de metros de longitud asociados espacialmente a cuerpos de mármoles. Sin embargo, pueden alcanzar dimensiones de varios cientos de metros de longitud y decenas de metros de potencia como grandes lentes desmembrados dentro del encajonante migmático (Fig. 2).

Son rocas negras a gris oscuras, con algunas tonalidades verdosas, de tamaño de grano medio. Muestran una fábrica masiva a bandeada, en cuyo caso está compuesta de capas leucocráticas y melano-cráticas continuas de 1-2 mm de potencia (Fig. 4a). Presentan una textura nematoblástica a granonematoblástica de grano medio con capas leucocráticas y melano-cráticas alternantes (Fig. 4b).

La composición mineralógica es variable pero la asociación paragenética principal está constituida por hornblenda y plagioclasa, con cantidades variables de cuarzo, y ocasionalmente clino y ortopiroxeno. Los accesorios más habituales son la apatita y los óxidos de Fe-Ti, y como minerales de retrogrado y alteración, se observa tremolita-actinolita, minerales del grupo del epidoto y, muy localmente, calcita.

La hornblenda es pleocroica entre distintas tonalidades verdosas y pardo verdosas. Se presenta con forma pseudopoligonal disponiéndose fuertemente orientada con tamaño de grano medio a localmente grueso. Posee algunas inclusiones de grano fino de apatita prismática y minerales opacos xenomorfos. Se retrograda a minerales del grupo del epidoto y de la serie de la tremolita-actinolita. La plagioclasa se presenta de forma xenoblástica a pseudopoligonal, tamaño de grano medio a fino, maclado polisintético acuñado y extinción zonada a ondulosa. Posee algunas inclusiones de grano fino-muy fino de apatita y minerales opacos y se altera de forma muy incipiente a sericita. El cuarzo es escaso y se presenta de forma xenoblástica a goticular con bordes aserrados y tamaño de grano fino a medio. El clinopiroxeno es escaso y se presenta levemente coloreado

con tintes verdosos y como cristales subidioblásticos a xenoblásticos de tamaño de grano variable y en ocasiones con textura poiquilitica. Las inclusiones son principalmente de plagioclasa y de minerales opacos xenomorfos y de tamaño de grano fino-muy fino. El ortopiroxeno ocurre de forma esporádica, presentándose con forma subidioblástica, tamaño de grano fino a medio y débilmente pleocroico entre colores rosados y verdosos. La titanita es un accesorio habitual, que se presenta como idioblastos a subidioblastos de colores parduzcos y con tamaño de grano medio a fino.

Mármoles: Se presentan como cuerpos de rocas de tamaño de grano medio y colores blanquecinos verdosos de pocos metros de potencia y decenas de metros de longitud (Fig. 4c), generalmente fuertemente silicificados. La asociación mineralógica de equilibrio se encuentra integrada por carbonatos de calcio (calcita-dolomita sin diferenciar), cuarzo y clinopiroxeno, siendo la titanita (Ttn) la fase accesoría más habitual. Poseen una textura granoblástica de grano medio a grueso, donde los carbonatos se presentan formando un mosaico pseudopoligonal equigranular (Fig. 4d). Se encuentran muy deformados intracrystalinamente, con el maclado muy flexurado y dispuestos de forma orientada. El cuarzo es escaso presentándose como xenoblastos de grano fino. El clinopiroxeno es incoloro y se encuentra en proporciones variables con forma xenoblástica a poiquilitica y con tamaño de grano medio a fino. La titanita presenta una textura granular disponiéndose en pequeños grumos xenoblásticos de 1-2 mm de diámetro.

Rocas ultramáficas: Afloran de forma esporádica como cuerpos lenticulares deformados y metamorfizados conjuntamente con la secuencia metasedimentaria. Litológicamente se definen como serpentinitas formadas a partir del reemplazo de harzburgitas. Poseen dimensiones que alcanzan un centenar de metros de longitud con una potencia variable del orden decamétrico a hectométrico (Fig. 4e). Se presentan como rocas de tamaño de grano fino y tonos oscuros con colores verdosos y ocres (Fig. 4f). Es común que se encuentren intruídas por diques félsicos discordantes de unos pocos metros de longitud de tamaño de grano pegmatítico-

co. La mineralogía de estos cuerpos está dada por minerales del grupo de la serpentina y otros filosilicatos secundarios, así como por anfíboles (tremolita) que son el producto de reemplazo de la mineralogía original que se conserva de modo relictica, tal como ortopiroxenos con texturas tipo bastitas. Además, como accesorios comunes se observan espínelos de la variedad picotita, óxidos de hierro y algunas cromitas férricas.

Unidad Ígnea

Se encuentra integrada por una serie de cuerpos máficos que afloran de forma dis-

continua pero recurrente a lo largo de toda la zona estudiada, con dimensiones no cartografiables a la escala de este trabajo, los cuales por sus características mineralógicas y de yacencia, podrían correlacionarse con los cuerpos máficos de Suya Taco, Sol de Mayo y Río Grande (Tibaldi 2006, Tibaldi *et al.* 2008, 2014).

Son rocas de tamaño de grano medio a fino, de tonos oscuros con colores negruzcos a pardo negruzcos, y que afloran principalmente como cuerpos ovoides a lenticulares de potencias métricas en relación de concordancia a subconcordancia con el encajonante migmatítico. Poseen contac-

tos intrusivos (Fig. 4g) con las migmatitas, desarrollando comúnmente un borde de reacción de 1-2 mm integrado casi exclusivamente por biotita. Además, son comunes las retrointrusiones de venas félsicas de la roca hospedante migmatítica (Fig. 4h). Litológicamente, esta unidad está dominada por noritas, y en menor medida gabronoritas piroxeno-hornbléndicas definidas a partir de la asociación mineral integrada fundamentalmente por plagioclasa, ortopiroxeno, anfíboles y en proporciones muy variables biotita, cuarzo y clinopiroxeno, siendo accesorios comunes la apatita, el circón y minerales opacos.



Figura 4. Unidad Metamórfica Subsólida y Unidad Ígnea. a) Fotografía de afloramiento de anfíbolita con desarrollo de bandas leucocráticas de $Pl \pm Qtz$ y bandas melanocráticas de $Hbl \pm Cpx$; b) Fotomicrografía a nicoles paralelos de anfíbolita con textura granonematoblástica y una fábrica bandeada de forma gruesa formada por capas félsicas ($Pl \pm Qtz$) y máficas ($Hbl \pm Cpx$); c) Fotografía de afloramiento de banco de mármol silicificado que se encuentra plegado por (F_2) conjuntamente con la secuencia migmatítica; d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de mármol en donde se observa la textura granoblástica poligonal con fuerte orientación de los carbonatos (Cal-Dol sin diferenciar) y evidencias de deformación intracristalina; e) Fotografía de afloramiento de cuerpo ultramáfico con morfología lenticular concordante al encajonante migmatítico; f) Fotografía de muestra de mano de roca ultramáfica metamorfizada y serpentinizada; g) Fotografía de afloramiento de cuerpo máfico intrusivo en relación de concordancia con el encajante migmatítico; h) Fotografía de afloramiento de cuerpo máfico con retrointrusiones de fundidos migmatíticos; i) Fotomicrografía a nicoles paralelos de cuerpo norítico piroxeno-hornbléndico con textura granular hipidiomórfica a subofítica.

Muestran una textura hipidiomórfica inequigranular a ocasionalmente subofítica (Fig. 4i). La plagioclasa se destaca por tener forma desde euhedra a anheda, tamaño de grano medio a grueso, maclado polisintético acuñado y extinción zonal. Posee inclusiones de grano fino de cirión y apatita y presenta alteración leve a sericita. El ortopiroxeno presenta un pleocroísmo muy débil de incoloro a débilmente coloreado con tintes parduzcos rosados. Posee forma anheda a subhedra y un tamaño de grano medio a fino. Se observan algunas pocas inclusiones principalmente de minerales opacos anhedralos de grano fino-muy fino. Los anfíboles son comúnmente minerales de las series de la hornblenda y la pargasita. Son levemente coloreados con tintes verdosos a fuertemente pleocroícos de pardo castaño a pardo amarillento con forma anheda y tamaño de grano medio a fino. Ocasionalmente presentan inclusiones de grano muy fino de minerales opacos y apatita. La biotita posee una distribución variable presentándose como láminas subhedras a anhedralas de tamaño de grano medio a fino y fuertemente pleocroícas en tonos de pardos rojizos. Ocasionalmente presentan exsoluciones aciculares de rutilo (textura sagenítica). El cuarzo es de forma anheda y tamaño de grano fino, encontrándose en muy baja proporción y de manera esporádica. El clinopiroxeno es escaso, presentándose como cristales anhedralos levemente coloreados con tintes verdosos y con tamaño de grano medio.

CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

El basamento ígneo-metamórfico de la zona estudiada registra un complejo arreglo estructural producto de la superposición de más de un evento deformacional y de los procesos de fusión parcial que obliteran y transponen la historia estructural previa. Sin embargo, localmente y a escala de afloramiento, el paleosoma y las capas refractarias (*resisters*) de las rocas migmatíticas preservan relictos de las estructuras planares más antiguas. De esta manera, es posible observar la alternancia de bancos composicionales los

cuales constituyen un rasgo heredado de la estratificación sedimentaria original (S_0) (Fig. 5a-b), y de manera paralela a la estructura anterior, una foliación metamórfica subsólida (S_1) que preserva la heterogeneidad heredada de la variación composicional (Fig. 5a-b).

Cabe señalar que ambas foliaciones han sido descritas por otros autores al norte y al sur del área estudiada. Otamendi y Patiño Douce (2001) y Otamendi *et al.* (2004) definen la foliación (S_0) como una superficie "fantasma" que separa capas de composiciones pelíticas y grauváquicas afectadas por los procesos de fusión parcial que dieron como origen a las migmatitas. Mientras que por otro lado, inmediatamente al sur de la zona estudiada, Guerreschi (2000) y Guerreschi y Martino (2008), describen una foliación (S_1) asociada a un evento deformacional D_1 preservada en las charnelas de pliegues intrafoliares y/o como inclusiones rectilíneas en núcleos de granate.

Las foliaciones migmatíticas (S_2) constituyen las estructuras más ampliamente distribuidas y preservadas del basamento estudiado. Es necesario aclarar, que en esta contribución se considera a las foliaciones (S_2) como todas aquellas estructuras planares y penetrativas para un volumen de roca, a escala de afloramiento, que son concomitantes con los procesos de fusión parcial y cuya paragénesis muestra condiciones de equilibrio en facies de anfíbolita alta-granulita.

La primera foliación migmatítica se observa como un bandeo estromatítico (S_{2a}), desarrollado miméticamente con respecto a la anisotropía de la fábrica subsólida previa (S_1) (Fig. 5b). El bandeo estromatítico aquí observado se encuentra afectado por un sistema heterogéneo de pliegues asimétricos (F_2) (Fig. 5c), con longitudes de onda que se repiten desde una escala centimétrica a decamétrica, y cuyos ejes poseen una inmersión promedio de 32° al noreste. La actitud de los flancos varía de $N 330^\circ$ a $N 40^\circ$ con buzamientos variables de mediano a bajo ángulo al este y localmente de alto ángulo al oeste. El apretamiento progresivo de este plegamiento se resuelve en una foliación de plano axial (Fig. 5c y e), denominada en este trabajo como (S_{2b}), con dirección $N 355^\circ-5^\circ$ y buzamiento de mediano ángulo (40°) hacia el este. La misma, se encuentra definida

por el truncamiento de la foliación estromatítica (S_{2a}) plegada (Fig. 5c) y la migración de los fundidos paralela al plano axial de dichos pliegues (Fig. 5d). Localmente, donde la deformación se concentra, se reconoce el desarrollo de una fábrica (S_{2c}) que se subparaleliza a la foliación de plano axial, y en donde no se observan cambios mineralógicos, pero sí texturales como la fibrolitización de la sillimanita, la generación de porfiroblastos de granate rotados con colas de recristalización de biotita y el desarrollo de estructuras S-C (Fig. 5f).

Cabe destacar, que el grado de transposición de estas estructuras migmatíticas, se encuentra directamente vinculado al grado de deformación que se observa en la roca. En aquellas zonas donde la deformación es más intensa, existe un predominio de las foliaciones (S_{2b}) y (S_{2c}); en cambio en los lugares donde la deformación es menor se conserva el bandeo estromatítico (S_{2a}) plegado.

Además, las foliaciones (S_{2a}) y (S_{2b}) poseen características que indicarían que podrían formar parte de un mismo evento de deformación de carácter progresivo y no coaxial. Una de esas evidencias es la acumulación de leucosomas en las charnelas de los pliegues (F_2), así como también paralelamente al plano axial de los mismos, que indica que la migración y segregación de fundidos se produjo coetáneamente con el plegamiento (Fig. 5d). Por otro lado, no se observan cambios categóricos en las paragénesis de las rocas migmatíticas, por lo que las condiciones anatéticas fueron las mismas durante la evolución estructural. Las foliaciones previamente descritas pueden ser correlacionadas a nivel regional con foliaciones por otros autores. Por un lado, el bandeo estromatítico podría ser correlacionado con S_{1b} de Otamendi *et al.* (2004) y parcialmente con la foliación metamórfica principal S_2 (evento D_2 de Martino *et al.* 1999) reconocida en las metatexitas Tala Cruz por Guerreschi y Martino (2008). Mientras que por otro lado, la fase de plegamiento ha sido reconocida en varias localidades de las Sierras de Córdoba y ha sido descrita como una fábrica S + B regional (Martino y Guerreschi 2014). Además, inmediatamente al sur de la zona estudiada, Guerreschi (2000) y Guerreschi y Martino (2008) definen pliegues asimé-

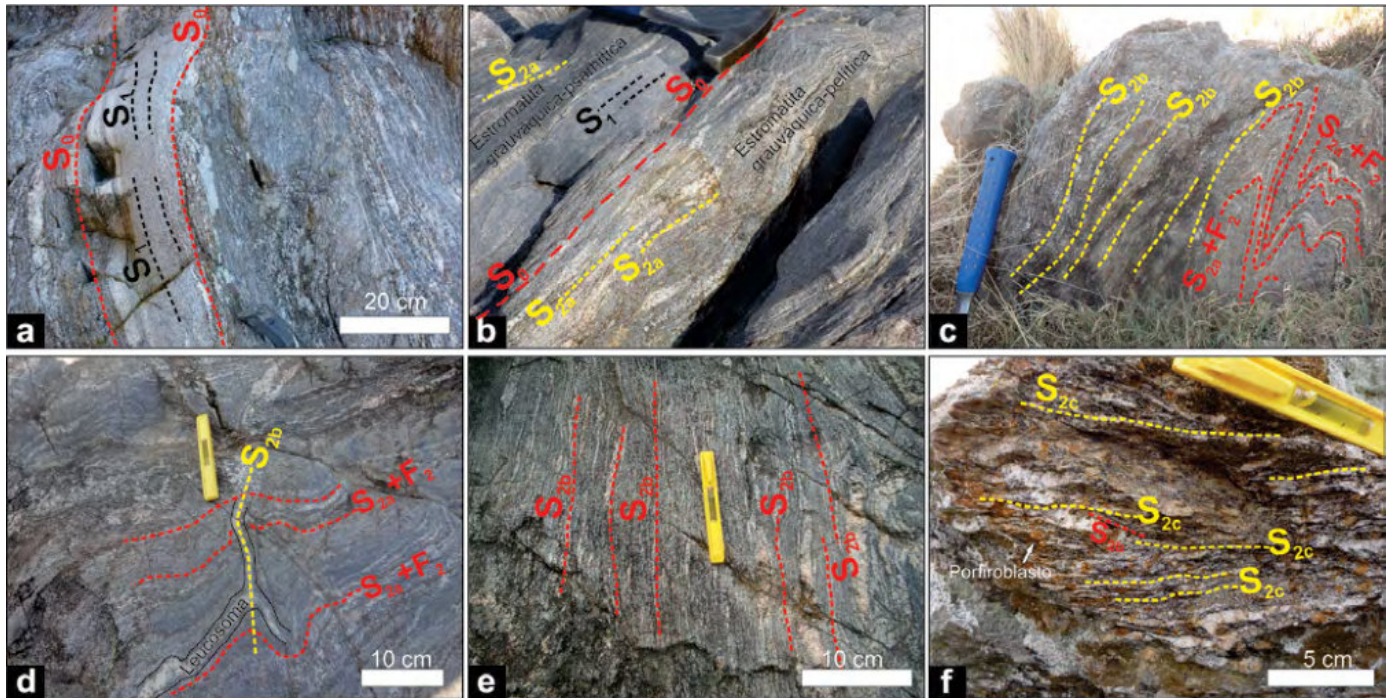


Figura 5. Fotografías de afloramientos de estructuras pre y sin migmatitas en las rocas al sur del Macizo Migmatítico Cerro Pelado. a) Alternancia composicional heredada de la sedimentación original (S_0). Se observa la foliación metamórfica subsólida (S_1) paralela al bandeo de composicional; b) Roca migmatítica que conserva la variación composicional heredada de los protolitos metasedimentarios; c) Metatexita estromatítica en donde se observa el plegamiento de (S_{2a}) que desarrolla la foliación de plano axial (S_{2b}); d) Roca metatexitica en donde se aprecia la conexión entre los leucosomas de (S_{2a}) plegada y la foliación de plano axial (S_{2b}); e) Fotografía de detalle de roca estromatítica que muestra la foliación de plano axial (S_{2b}); f) Fotografía de detalle de roca estromatítica en donde fue concentrada la deformación, desarrollando la foliación (S_{2c}). Notar el desarrollo de porfiroblastos de granate y de estructuras S-C sigmoidales.

tricos con ejes B_{S_2, S_3} apuntando con bajo ángulo al sudeste.

Finalmente, en el área estudiada, se observan pequeñas zonas de cizalla de potencia métrica a centimétrica que cortan las estructuras previas desarrollando una foliación milonítica (S_3). Estas cizallas presentan una distribución esporádica, pero en sentido general aumentan su ocurrencia hacia el oeste de la región analizada. La foliación milonítica (S_3) se encuentra acompañada de un retrogrado con reemplazos de biotita en granate al comienzo y clorita en biotita en una etapa posterior. El evento de retrogrado, aquí observado, podría ser correlacionado regionalmente con los eventos D_2 de Otamendi *et al.* (2004) y con el evento local D_6 definido por Gueschi y Martino (2008) inmediatamente al sur de la zona de estudio.

QUÍMICA MINERAL DE LAS ROCAS ANATÉCTICAS

Metodología de trabajo

Se seleccionaron 5 muestras representativas de la Unidad Metamórfica Anatécti-

ca, las cuales incluyen una metatexita en parches y red, tres metatexitas estromatíticas y una diatexita (Cuadro 2, 3 y 4). Es necesario notar que la mayor cantidad de ejemplares correspondientes a las metatexitas estromatíticas se debe a que se pretende cuantificar las variaciones observadas dentro de este grupo litológico. Así, dos muestras representan el bandeo composicional de los protolitos y la tercera representa a las metatexitas de mayor distribución areal.

Los análisis fueron realizados en la Universidad de Huelva (España) en una microsonda electrónica JEOL JXA-8200 que consta de cuatro espectrómetros de dispersión de rayos X (WDS). Dos de estos espectrómetros están equipados con cristales LIFH y PETH, mientras que los otros dos combinan distintos conjuntos de cristales LIF, PETJ, TAP, LDE1, LDE2 y LEDB. El tiempo de medición de cada elemento fue entre 10 y 30 segundos, usando un potencial de voltaje de 15 kV y un rayo incidente de 5 μ m de diámetro y 20 nA de corriente, utilizando como estándares materiales naturales y sintetizados.

Metatexita en parches y red

Se corresponde con la muestra SCP 301. El patrón composicional del granate no es homogéneo, mostrando un perfil complejo en donde es posible distinguir al menos tres zonas desde núcleo a borde. La fracción X_{Alm} [$X_{Alm} = Fe/(Fe+Mg+Ca+Mn)$] varía de $\sim 0,74$ (núcleo externo) y $\sim 0,73$ (borde), mientras que la fracción de X_{Pyp} [$X_{Pyp} = Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn)$] muestra valores de $\sim 0,10-0,11$ (núcleo) aumentando a $\sim 0,12-0,14$ (núcleo externo-borde). Por otro lado, las fracciones de X_{Grs} [$X_{Grs} = Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn)$] y X_{Sps} [$X_{Sps} = Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn)$] varían de $\sim 0,1$ (núcleo) a $\sim 0,08$ (borde) y de $\sim 0,05$ (núcleo) a $\sim 0,01$ (borde), respectivamente (Fig. 6a). Las micas de la matriz se clasifican como biotitas (Deer *et al.* 1996) titaníferas (3,9-4,2 % en peso) que presentan un X_{Mg} [$X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$] moderadamente bajo de $\sim 0,4$. Sin embargo, otra generación de biotitas incluidas en los núcleos de granate, muestran $X_{Mg} \sim 0,47$ y TiO_2 2,1 % en peso. Los vectores de intercambio muestran relaciones inversas de Al^{IV} vs. Al^{VI} y directas de Ti vs. Al^{IV} , Ti vs. Vac^{VI} (donde Vac = vacancias) y de Al^{IV} vs. Vac^{VI} . La plagi-

CUADRO 2. Análisis químicos representativos de biotita (normalizados a 11 oxígenos) de las rocas migmatitas en el área al sur del Embalse Cerro Pelado

Roca	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Mx	Dx	Dx
	parche-red	parche-red	parche-red	estromatita	estromatita	estromatita	estromatita	estromatita	estromatita	<i>schollen</i>	<i>schollen</i>
Muestra	SCP 301	SCP 301	SCP 301	SCP 104b	SCP 104b	SCP 104c	SCP 104c	SCP 13	SCP 13	SCP 18	SCP 18
	Bt núcleo	Bt m4	Bt promedio	Bt 11	Bt promedio	Bt 31	Bt promedio	Bt 12	Bt promedio	Bt 11	Bt promedio
SiO ₂	35,94	35,06	35,13	35,30	36,02	35,48	35,83	36,80	36,53	35,52	35,83
TiO ₂	2,14	4,24	4,07	4,62	4,45	4,63	4,56	3,87	3,57	4,67	4,11
Al ₂ O ₃	17,03	16,60	16,87	18,00	18,15	18,00	18,20	18,57	18,69	18,43	18,42
FeO*	21,16	22,22	22,37	14,63	14,49	14,37	13,98	15,66	16,11	18,11	17,38
MnO	0,06	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,05
MgO	10,80	8,54	8,46	12,42	12,32	12,14	12,60	11,20	11,61	10,42	10,62
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,08	0,04
Na ₂ O	0,09	0,05	0,04	0,41	0,08	0,00	0,00	0,08	0,08	0,07	0,08
K ₂ O	9,29	9,49	9,53	8,95	9,15	9,13	9,15	8,37	8,58	8,70	8,98
F	0,00	0,08	0,13	-	-	-	-	0,35	0,31	0,20	0,26
Total	96,50	96,31	96,62	94,33	94,66	93,75	94,32	94,91	95,53	96,28	95,77
Si	2,67	2,63	2,63	2,66	2,69	2,68	2,68	2,74	2,72	2,66	2,69
Al ^{IV}	1,33	1,37	1,37	1,34	1,31	1,32	1,32	1,26	1,28	1,35	1,31
Al ^{VI}	0,16	0,10	0,12	0,25	0,29	0,28	0,29	0,38	0,36	0,28	0,31
Ti	0,12	0,24	0,23	0,26	0,25	0,26	0,26	0,22	0,20	0,26	0,23
Mg	1,19	0,96	0,94	1,39	1,37	1,37	1,40	1,25	1,29	1,16	1,19
Fe ²⁺	1,31	1,40	1,40	0,92	0,91	0,91	0,88	0,98	1,00	1,13	1,09
Vac ^{VI}	0,21	0,30	0,30	0,17	0,18	0,18	0,18	0,19	0,16	0,16	0,17
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	1,34	1,38	1,38	0,86	0,87	0,88	0,87	0,80	0,81	0,83	0,86
F	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,05	0,06
OH-	2,00	1,98	1,97	2,00	2,00	2,00	2,00	1,92	1,93	1,95	1,94
Mg#	47,62	40,66	40,27	60,20	60,23	60,09	61,61	56,03	56,24	50,60	52,15

FeO* es Fe_{total}; Vac = Vacancias; Mg# = $X_{Mg} [X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)] * 100$

clasa presenta una fracción de X_{Ca} [$X_{Ca} = Ca/(Ca+Na+K)$] que va de 0,26 a 0,29, con un único ejemplar que presenta un máximo local de 0,32. Por otro lado, los óxidos presentes comprenden una solución sólida donde predomina ilmenita ($X_{ilm} = 0,94$).

Metatexitas estromatíticas

Los bancos metagrauváquicos-pelíticos (SCP 104b) y metagrauváquicos-psamíticos (SCP 104c) forman parte de la metatexita estromatítica SCP 104 que conserva el bandeado composicional (S_1+S_{2a}),

mientras que la estromatita SCP 13 registra la foliación de plano axial (S_{2b}) mostrando un mayor grado en la fusión parcial. En la metatexita SCP 104, el granate presenta altos contenidos en X_{Alm} ~0,68-0,70, y cantidades menores de X_{Pyp} ~0,24-0,25, X_{Sps} ~0,025-0,026 y X_{Grs} ~0,019-0,026. La diferencia más notable es el patrón composicional plano para la capa metagrauváquica-psamítica (Fig. 6c), mientras que la capa metagrauváquica-pelítica muestra una variación que se interpreta como un reequilibrio en la zona de borde (Fig. 6b) con contenidos de X_{Alm} de ~0,74 y X_{Pyp} de

~0,20. Las micas son biotitas (Deer *et al.* 1996) con un X_{Mg} variable entre 0,58 y 0,63 para el banco SCP 104b y de 0,60 a 0,64 para el banco SCP 104c. En ambos casos, presentan altos contenidos de TiO₂ (3,9-4,6 % en peso) con relaciones Ti vs. Al^{IV} y Ti vs. Vac^{VI} directas y Al^{IV} vs. Al^{VI} inversas. La plagioclasa es uniforme con valores de X_{Ca} de ~0,20-0,23. Por otro lado, el feldespato alcalino solo es encontrado en proporciones importantes en el banco metagrauváquico-pelítico con composiciones variables de Ab₁₂₋₁₇. La metatexita estromatítica SCP 13 ex-

CUADRO 3. Análisis químicos representativos de granate (normalizados a 12 oxígenos) de las rocas migmatíticas en el área al sur del Embalse Cerro Pelado

Roca	Mx parche-red	Mx parche-red	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Dx <i>schollen</i>	Dx <i>schollen</i>	Dx <i>schollen</i>
Muestra	SCP 301	SCP 301	SCP 104b	SCP 104b	SCP 104c	SCP 104c	SCP 13	SCP 13	SCP 13	SCP 18	SCP 18	SCP 18
	Grt 11 borde	Grt 16 núcleo	Grt 19	Grt 17 núcleo	Grt 15 borde	Grt 14 núcleo	Grt 79 borde	Grt 15 núcleo	Grt 11 borde	Grt 13 núcleo	Grt 22 núcleo	
SiO ₂	37,64	37,42	36,90	38,10	37,92	38,26	36,77	37,36	37,44	37,44	37,54	
TiO ₂	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,05	
Al ₂ O ₃	22,76	22,47	21,30	21,98	21,38	21,81	20,53	21,42	21,72	21,47	21,83	
FeO*	33,75	33,31	33,14	31,54	32,14	31,38	33,87	31,57	33,74	34,10	31,68	
MnO	0,90	2,38	1,21	1,11	1,23	1,11	1,43	1,26	1,42	1,37	1,17	
MgO	3,50	2,80	5,18	6,73	6,20	6,61	4,42	6,29	5,29	5,67	7,15	
CaO	3,11	3,25	0,73	1,06	0,85	0,82	1,21	1,64	1,10	1,13	1,21	
Total	101,74	101,65	98,46	100,52	99,72	99,99	98,25	99,56	100,72	101,22	100,63	
Si	2,95	2,95	2,97	2,97	3,00	3,00	3,18	2,95	2,95	2,93	2,92	
Al	2,10	2,09	2,02	2,02	1,99	2,02	1,77	1,99	2,02	1,98	2,00	
Ca	0,26	0,27	0,06	0,09	0,07	0,07	0,10	0,14	0,09	0,10	0,10	
Mg	0,41	0,33	0,62	0,78	0,73	0,77	0,38	0,74	0,62	0,66	0,83	
Fe ⁺²	2,21	2,20	2,23	2,06	2,12	2,06	2,45	2,08	2,22	2,23	2,06	
Mn	0,06	0,16	0,08	0,07	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08	
X _{Pyp}	0,14	0,11	0,21	0,26	0,24	0,26	0,12	0,25	0,20	0,21	0,27	
X _{Alm}	0,75	0,74	0,74	0,69	0,71	0,69	0,81	0,68	0,73	0,72	0,67	
X _{Grs}	0,09	0,09	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	
X _{Sps}	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	

FeO* es Fe_{total}; X_{Pyp} [X_{Pyp}=Mg/(Mg+Fe+Ca+Mn)]; X_{Alm} [X_{Alm}=Fe/(Mg+Fe+Ca+Mn)]; X_{Grs} [X_{Grs}=Ca/(Mg+Fe+Ca+Mn)]; X_{Sps} [X_{Sps}=Mn/(Mg+Fe+Ca+Mn)]

hibe un perfil composicional homogéneo para el núcleo de los granates con valores de X_{Alm} de ~0,67-0,70 y X_{Pyp} de ~0,23-0,25 con un fuerte reequilibrio en los bordes más externos (X_{Alm} ~0,74-0,80 y X_{Pyp} ~0,12-0,17) (Fig. 6d). Por otro lado, los contenidos de X_{Grs} y X_{Sps} son más homogéneos, variables entre 0,04-0,05 y 0,02-0,03, respectivamente. Las micas se corresponden con biotitas (Deer *et al.* 1996) que poseen un X_{Mg} variable entre 0,55 y 0,58 con altos contenidos de TiO₂ (3,5-3,8 % en peso). Sin embargo, en un caso en donde se observan exsoluciones de rutilo acicular, las cantidades de TiO₂ son algo menores (2,6 % en peso). En general, presentan relaciones Al^{IV} vs. Al^{VI} con pendiente negativa y Ti vs. Vac^{VI} con pendiente positiva. La plagioclasa posee una fracción de X_{Ca} que va de 0,29 a 0,33, mientras que

el feldespato alcalino muestra contenidos de X_{Ab} entre 0,12 y 0,15.

Diatexita

Se corresponde con la muestra SCP 18 que se define como una roca diatexitica con estructuras tipo *schollen-schlieren*. El granate presenta un clásico perfil composicional homogéneo con un leve reequilibrio en sus bordes (Fig. 6e). La fracción de X_{Alm} va de ~0,67_(núcleo) a ~0,69_(borde) y la de X_{Pyp} varía de ~0,27_(núcleo) a ~0,24_(borde); mientras que los contenidos de X_{Grs} y X_{Sps} son homogéneos entre ~0,02-0,03. Las micas se corresponden con biotitas (Deer *et al.* 1996) que poseen un alto contenido de TiO₂ (3,8 - 4,6 % en peso) y un X_{Mg} variable entre 0,50 y 0,53. Muestran una relación inversa de Al^{IV} vs. Al^{VI} y Ti vs. Vac^{VI}, mientras que la relación Ti vs. Al^{IV}

posee pendiente positiva. La plagioclasa es esencialmente homogénea correspondiéndose con la composición de una andesina-oligoclasa (X_{Ca} ~0,30). El feldespato alcalino presenta fracciones de X_{Ab} que oscilan entre 0,07 y 0,15.

ANÁLISIS TERMOBAROMÉTRICO

Metodología de trabajo

Las condiciones de equilibrio para el pico metamórfico se calcularon mediante termobarometría convencional y multiequilibrio entre fases minerales.

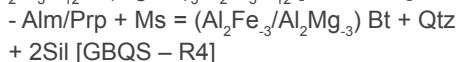
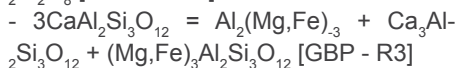
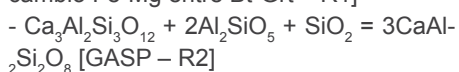
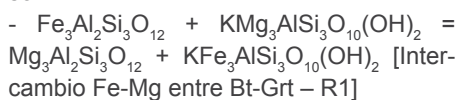
Para el caso de termobarometría convencional, las estimaciones se realizaron siguiendo la metodología clásica desarrollada en Spear (1993) y Winter (2001),

CUADRO 4. Análisis químicos representativos de plagioclasas y feldespatos alcalinos (normalizados a 8 oxígenos) de las rocas migmáticas en el área al sur del Embalse Cerro Pelado

Roca	Mx parche-red	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Mx estromatita	Dx schollen	Dx schollen	Dx schollen
Muestra	SCP 301	SCP 104b	SCP 104b	SCP 104c	SCP 13	SCP 13	SCP 18	SCP 18	SCP 18
	PI promedio	PI promedio	Kfs 31	PI promedio	PI promedio	Kfs promedio	PI promedio	Kfs 1	Kfs 2
SiO ₂	59,95	62,04	64,02	62,12	61,18	64,73	60,58	64,22	64,62
Al ₂ O ₃	25,16	23,89	19,10	23,65	24,56	18,64	24,81	18,69	18,84
Fe ₂ O ₃ *	0,10	0,00	0,31	0,02	0,02	0,00	0,06	0,01	0,01
CaO	5,74	4,72	0,00	4,70	6,01	0,15	6,13	0,03	0,04
Na ₂ O	8,10	9,49	1,51	8,65	7,33	1,49	7,73	0,89	1,07
K ₂ O	0,24	0,18	13,65	0,53	0,43	13,74	0,22	15,54	14,30
Total	99,29	100,32	98,59	99,67	99,53	98,75	99,53	99,38	98,88
Si	2,68	2,75	2,97	2,76	2,72	2,99	2,71	2,98	2,99
Al	1,33	1,25	1,05	1,24	1,29	1,02	1,31	1,02	1,03
Ca	0,28	0,22	0,00	0,22	0,29	0,01	0,27	0,00	0,00
Na	0,70	0,81	0,14	0,75	0,63	0,13	0,67	0,08	0,10
K	0,01	0,01	0,81	0,03	0,02	0,81	0,01	0,92	0,84
An	27,74	21,34	0,00	22,37	30,24	0,78	27,67	0,15	0,23
Ab	70,87	77,72	14,39	74,59	66,94	13,86	71,16	7,92	10,42
Or	1,39	0,94	85,61	2,98	2,75	84,39	1,12	91,31	88,74

Fe₂O₃* es Fe_{total}

aplicando las leyes de la termodinámica y la regla de fases de Gibbs a un conjunto de reacciones metamórficas de intercambio (geotermómetros) y de transferencia neta (geobarómetros). Las propiedades termodinámicas utilizadas son las de Berman (1988) y Berman y Aranovich (1996) conjuntamente con los modelos de actividad no ideal de Berman (1990) para granate, Holland y Powell (1992) para la plagioclasa y de Patiño Douce *et al.* (1993) para biotita. Las distintas combinaciones de reacciones metamórficas utilizadas para la estimación de las condiciones de equilibrio de las paragénesis observadas son:



Los resultados obtenidos a partir de la termobarometría convencional, se cote-

jaron con aquellos obtenidos empleando programas específicos que calculan multiequilibrios entre fases minerales. Para ello, se utilizó el programa THERMOCALC 3.40 (Holland y Powell 2011) conjuntamente con el programa AX62 de T. Holland (última actualización en febrero de 2019) que calcula las actividades de las fases minerales, así como el software TWQ (Berman 1991) que utiliza una base de datos termodinámicos internamente consistente (Berman 1988).

Metatexita en parches y red

Los cálculos termobarométricos realizados en la metatexita en "red" (SCP 301) sugieren condiciones P-T de equilibrio muy diferentes al analizar la zona de núcleo y borde del granate.

Para el primer caso, la paragénesis de equilibrio a partir de la cual se realizaron los cálculos termobarométricos es Qtz+Pl+Bt+Grt. Para ello, se combinó la composición promedio del núcleo de un granate con la composición de una biotita incluida en él, conjuntamente con la composición promedio de la plagioclasa

presente en la matriz, dada la ausencia de inclusiones de la misma en los granates, y teniendo en cuenta que puede introducir errores en los cálculos. No obstante, las condiciones de equilibrio calculadas arrojan temperaturas de $621 \pm 15 \text{ }^\circ\text{C}$ y presiones de $0,69 \pm 0,02 \text{ GPa}$ (Fig. 7a) empleando el termómetro R1 (intercambio Fe-Mg entre Bt-Grt) y el barómetro R3 (GBP). Por otro lado, los cálculos realizados con TWQ reproducen temperaturas algo menores ($575 \pm 15 \text{ }^\circ\text{C}$), pero presiones superiores que alcanzan los $0,79 \pm 0,02 \text{ GPa}$ (Fig. 7a).

En el segundo caso, en cambio, utilizando el mismo conjunto de reacciones pero combinando la composición de la zona de borde del granate con la composición promedio de la biotita y la plagioclasa de la matriz de la roca, se obtienen condiciones de equilibrio significativamente mayores de $805 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ y $0,92 \pm 0,03 \text{ GPa}$ (Fig. 7e). Por otro lado, los cálculos realizados con TWQ proyectan temperaturas muy similares de $810 \pm 15 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 7e), aunque las presiones son muy superiores y posiblemente sobreestimadas ($1,1 \text{ GPa}$). Los

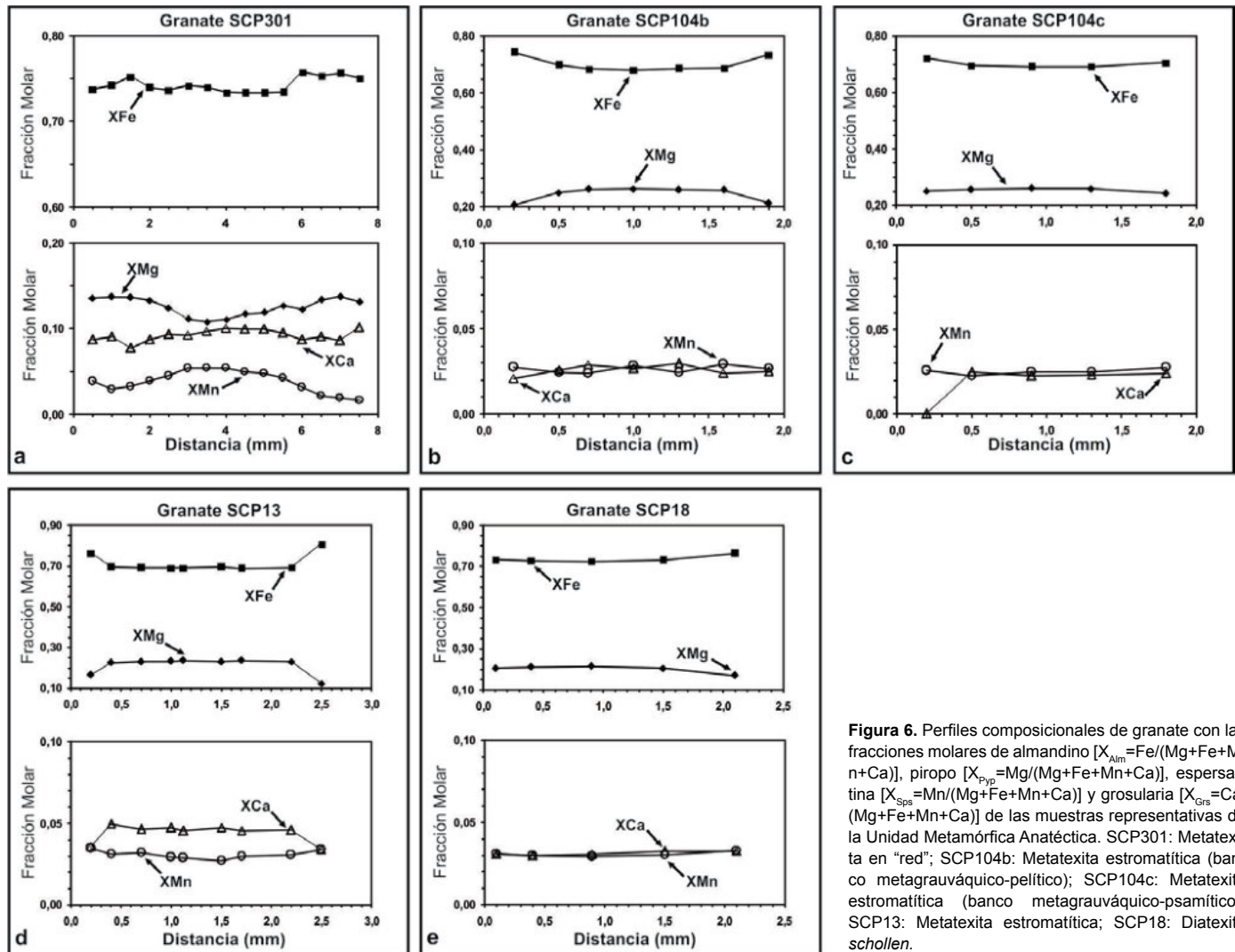


Figura 6. Perfiles composicionales de granate con las fracciones molares de almandino [$X_{Am} = Fe/(Mg+Fe+Mn+Ca)$], piropro [$X_{Pyp} = Mg/(Mg+Fe+Mn+Ca)$], espersartina [$X_{Sps} = Mn/(Mg+Fe+Mn+Ca)$] y grosularia [$X_{Grs} = Ca/(Mg+Fe+Mn+Ca)$] de las muestras representativas de la Unidad Metamórfica Anatólica. SCP301: Metatexita en "red"; SCP104b: Metatexita estromatítica (banco metagrauáquico-pelítico); SCP104c: Metatexita estromatítica (banco metagrauáquico-psamítico); SCP13: Metatexita estromatítica; SCP18: Diatexita *schollen*.

cálculos realizados con THERMOCALC en ambos casos arrojan temperaturas y presiones inconsistentes.

Las variaciones en los cálculos termobarométricos realizados tanto para la composición del núcleo como del borde del granate, estarían indicando que no hay para la roca en cuestión un equilibrio total entre sus fases. Sin embargo, aunque las presiones estimadas muestran un alto rango de variabilidad, lo cual puede ser atribuida a una falta de equilibrio en los contenidos de calcio de los minerales utilizados, los termómetros que no involucran dicho elemento, muestran consistencia entre ellos y no manifiestan variaciones significativas dentro del rango de presiones calculadas.

De acuerdo a ello, es posible establecer de manera confiable que dicha roca registra condiciones térmicas entre los 575

°C y 620 °C (zona de núcleo del granate) y temperaturas mayores que alcanzan los 800 °C (zona de borde del granate).

Metatexitas estromatíticas

Los cálculos termobarométricos para la metatexita estromatítica SCP 104 se realizaron teniendo en cuenta la asociación en equilibrio $Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt+Sil$ en el caso del banco de composición metagrauáquica-pelítica (SCP 104b) y $Qtz+Pl+Bt+Grt\pm Kfs$ en el caso del banco de composición metagrauáquica-psamítica (SCP 104c).

A partir de la composición del núcleo de granate combinada con la composición de una biotita con alto contenido de titanio de la matriz y la composición promedio de la plagioclasa de la matriz, la intersección del termómetro R1 (intercambio Fe-Mg entre Bt-Grt) con las reacciones baromé-

tricas R2 (GASP) y R3 (GBP) muestra temperaturas de equilibrio de 725 ± 20 °C a $0,7 \pm 0,02$ GPa (Fig. 7c) para el caso de la capa SCP 104b. Cotejando estos resultados con el programa TWQ, se obtienen resultados muy consistentes con los anteriores con temperaturas que rondan los 720 ± 15 °C y presiones del orden de los $0,72 \pm 0,02$ GPa (Fig. 7c). No obstante, presiones de equilibrio similares ($0,78 \pm 0,02$ GPa) y temperaturas superiores (830 ± 20 °C), se obtienen empleando el programa THERMOCALC (Fig. 7c).

En el banco metagrauáquico-psamítico (SCP 104c), la intersección de la reacción granate-biotita (R1) con el barómetro granate-biotita-plagioclasa (R2) arroja temperaturas de equilibrio de 717 ± 20 °C y presiones del orden de los $0,6 \pm 0,02$ GPa (Fig. 7b). Condiciones similares (715 ± 10 °C - $0,68 \pm 0,02$ GPa; Fig. 7b) se

obtienen aplicando metodologías multi-equilibrio mediante el programa TWQ; mientras que las estimaciones realizadas con THERMOCALC indican equilibrios a presiones de $0,72 \pm 0,02$ GPa, y temperaturas de equilibrio de 820 ± 10 °C (Fig. 7b).

Es notorio que las estimaciones alcanzadas en los distintos bancos composicionales reconocidos en la metatexita estromatítica SCP 104, muestran tendencias similares en las estimaciones en función de la metodología aplicada. Los cálculos estimados tanto mediante termobarometría convencional como aplicando multiequilibrios entre fases utilizando el programa TWQ, muestran temperaturas del orden de los 715 °C y presiones promedio de 0,7 GPa. Por otro lado, las estimaciones realizadas con THERMOCALC indican condiciones térmicas elevadas (mayores en 100 °C) y presiones variables en un rango similar (0,75 GPa). Sin embargo, si se tiene en cuenta el comportamiento estadístico sumado a las evidencias petrográficas y las relaciones de campo, que sugieren que estas metatexitas preservan estructuras premigmáticas, se considera que las condiciones termobarométricas de 715 °C y 0,7 GPa presentan una mayor consistencia.

La metatexita estromatítica SCP 13, presenta una paragénesis compuesta por Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt±Sil. Utilizando la composición de una biotita de la matriz con alto contenido en titanio, conjuntamente con la composición del núcleo de un granate y la composición de la plagioclasa promedio de la matriz, la reacción de intercambio granate-biotita (R1) ajustada con las reacciones de transferencia neta R2 (GASP), R3 (GBP) y R4 (GBQS) muestra temperaturas y presiones de equilibrio de 795 ± 15 °C y $0,77 \pm 0,01$ GPa (Fig. 7d). En este caso, los resultados obtenidos mediante termobarometría convencional son consistentes con los resultados estimados por multiequilibrio (Fig. 7d), ya sea con TWQ (800 ± 10 °C - $0,76 \pm 0,01$ GPa) como con THERMOCALC (825 ± 10 °C - $0,77 \pm 0,01$ GPa).

Dicha consistencia en los cálculos, sugieren la existencia de un equilibrio total entre las fases minerales para esta roca metatexítica, permitiendo de este modo restringir de manera confiable las presiones y

temperaturas de equilibrio que alcanzó todo el sistema migmatítico/metamórfico.

Cabe destacar, que tanto para el caso del banco de composición metagrauváquica-pelítica SCP104b como para la estromatita SCP13, las cuales mostraban un reequilibrio de los granates en sus bordes más externos, las estimaciones termobarométricas mediante termobarometría convencional y multiequilibrio entre fases minerales (TWQ), arrojan temperaturas de equilibrio entre los 530 y 630 °C para presiones promedios de $0,45 \pm 0,5$ GPa (Fig. 7g-h).

Diatexita

La muestra SCP 18, correspondiente a la diatexita *schollen-schlieren* muestra la paragénesis estable Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt±Sil. Empleando la composición del núcleo de un granate conjuntamente con la composición de una plagioclasa y una biotita presente en la matriz (con el mayor contenido de titanio), el termómetro granate-biotita (R1) ajustado con las reacciones barométricas granate-aluminosilicato-cuarzo-plagioclasa (R2) y granate-biotita-plagioclasa (R3), arroja condiciones de equilibrio que rondan los 900 ± 15 °C y $0,8 \pm 0,03$ GPa (Fig. 7f). Por otro lado, las estimaciones mediante multiequilibrio utilizando el programa TWQ indican condiciones de presión y temperatura levemente superiores (965 ± 20 °C a $0,88 \pm 0,02$ GPa; Fig. 7f); mientras que las temperaturas estimadas con THERMOCALC oscilan entre 840 °C y 865 °C y presiones del orden de los 0,68 GPa (Fig. 7f).

Estos resultados en su conjunto muestran mayor variabilidad y menor consistencia que aquellos calculados en las metatexitas, estando sobreestimados. No obstante, la mínima temperatura estimada se encuentra dentro de un rango confiable con respecto a la temperatura calculada para la metatexita estromatítica SCP 13, pudiéndose considerar entonces como la temperatura máxima del sistema migmatítico en su conjunto.

DISCUSIÓN

Secuencia sedimentaria premigmática

Los precursores migmatíticos en este sec-

tor de la Sierra de Comechingones se corresponden con una potente secuencia metasedimentaria cuyo análisis mineralógico y textural, conjuntamente con las relaciones de campo, permite definirlos como sedimentos inmaduros de composición alternante grauváquica-pelítica y grauváquica-psamítica, con intercalaciones menores de cuerpos calcáreos y margosos impuros. La alternancia composicional observada en la secuencia metasedimentaria aquí descrita es correlacionable con la secuencia de sedimentos turbidíticos metamorfizados y deformados en bajo grado que constituyen la Formación Puncoviscana (Aceñolaza y Toselli 1976, Omarini 1983, Mangano y Buatois 2004, Omarini *et al.* 2008). Dicha secuencia ha sido interpretada como formada en una cuenca intracratónica o de margen pasivo (Jezek *et al.* 1985, Jezek 1990), que evoluciona a un prisma de acreción (Schwartz y Gromet 2004) y que se extendería desde el noroeste argentino hasta las Sierras de Córdoba (Rapela *et al.* 1998, Schwartz y Gromet 2004, Martino *et al.* 2009, entre otros). Sin embargo, Martino *et al.* (2009) y Martino y Guerreschi (2014) propusieron que solo las secuencias metamórficas de bajo grado pertenecientes a la supraestructura de las Sierras de Córdoba (esquistos bandeados de Tuclame) son asimilables y vinculadas a la historia de la Formación Puncoviscana, representando la evolución más temprana de la orogenia pampeana en un nivel estructural superior de dicho orógeno o, de forma alternativa, podrían ser el producto de un ciclo orogénico previo (pre-pampeano).

De todas maneras, la diferencia fundamental entre las secuencias reconocidas en el noroeste argentino y norte de Córdoba con las secuencias de alto grado presentes en el resto de las Sierras de Córdoba y la zona estudiada, es que el evento de migmatización atribuible a la actividad tectonotérmica de la orogenia Pampeana en el ámbito de estas últimas (Rapela *et al.* 1998), obliteró significativamente la historia previa. No obstante, sectorizadamente, es posible reconocer aún porciones de basamento donde se conservan, de modo relíctico y parcial, asociaciones minerales y estructuras asociadas a la etapa de progrado preanatóctica (Martino *et al.* 2009). En el área de estudio, las observaciones

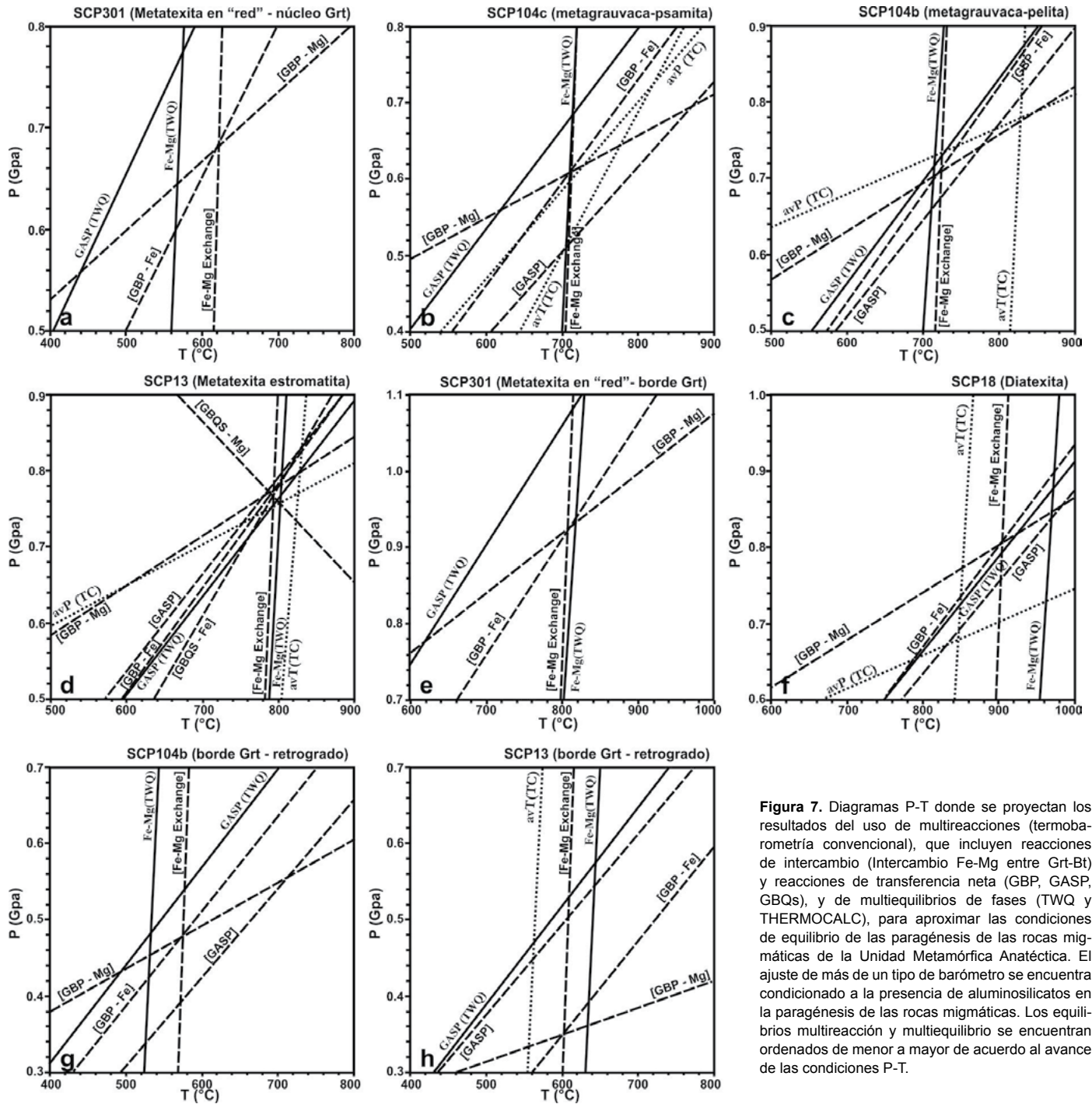


Figura 7. Diagramas P-T donde se proyectan los resultados del uso de multireacciones (termobarometría convencional), que incluyen reacciones de intercambio (Intercambio Fe-Mg entre Grt-Bt) y reacciones de transferencia neta (GBP, GASP, GBQs), y de multiequilibrios de fases (TWQ y THERMOCALC), para aproximar las condiciones de equilibrio de las paragénesis de las rocas migmatíticas de la Unidad Metamórfica Anatéctica. El ajuste de más de un tipo de barómetro se encuentra condicionado a la presencia de aluminosilicatos en la paragénesis de las rocas migmatíticas. Los equilibrios multireacción y multiequilibrio se encuentran ordenados de menor a mayor de acuerdo al avance de las condiciones P-T.

petrográficas del paleosoma de las rocas metatexíticas indican que la paragénesis metamórfica premigmatización se encuentra integrada por Qtz+Pl+Bt+Grt±Ilm, mientras que muscovita, aluminosilicatos (Ky-Sil) y feldespato potásico se hallarían ausentes y/o de forma muy escasa en la composición primaria de los protolitos metasedimentarios. En las metatexitas estromatíticas que pre-

servan la variación composicional heredada de la estratificación sedimentaria (Fig. 5a-b), el análisis de la química de elementos mayoritarios (Cuadro 1) de los bancos alternantes de composiciones contrastantes exhiben relaciones en el diagrama de Herron (1988) dentro del campo de las grauvascas. Las capas ricas en filosilicatos derivarían de composiciones grauváquicas con alto contenido de limos y arcillas,

mientras que las capas pobres en filosilicatos y cuarzosas derivarían de grauvascas arenosas cuarzo-feldespáticas. Realizando regresiones múltiples por mínimos cuadrados utilizando la composición química de roca total y de composición mineral, se calcularon las proporciones en peso de cada fase mineral para cada capa precursora original de la metatexita estromatítica SCP 104 (Cuadro 5) con el

objetivo de corroborar las observaciones petrográficas y geoquímicas. Las capas metasedimentarias ricas en filosilicatos tienen proporciones calculadas similares de plagioclasa (34-35 % en peso), cuarzo (30-35 % en peso) y biotita (20-33 % en peso), con menores cantidades de granate (6-8 % en peso) y la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (no mostrado) proyecta en el límite del campo de las grauvacas y las pelitas (Herron 1988). Por otro lado, en las capas cuarzo-feldespáticas se observa un claro decrecimiento en la proporción calculada de biotita (7-13 % en peso), aumento en la proporción calculada de cuarzo (44 % en peso) y similares proporciones calculadas de plagioclasa (35 % en peso) y granate (9 % en peso). Además, la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (no mostrado) para estas capas indica una composición

grauváquica con tendencia al límite con el campo de las arcosas y las litoarenitas (Herron 1988).

Paragénesis, reacciones metamórficas y consideraciones de las condiciones de migmatización

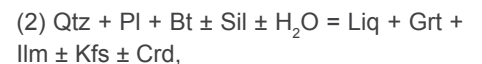
Las dos paragénesis fundamentales observadas en el área estudiada son, por un lado, la asociación mineral $\text{Qtz}+\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Grt}$ hallada en los restos paleosomáticos de las rocas migmatíticas, mientras que por el otro, la paragénesis $\text{Qtz}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{Grt}+\text{Crd}+\text{Sil}$, que es dominante tanto para las rocas metatexiticas como diatexiticas del área estudiada.

La generación de rocas migmatíticas en la zona estudiada se encuentra asociada a la transición de la facies de anfibolita alta a

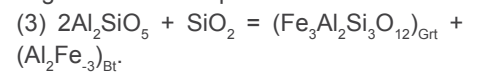
granulita de la secuencia metasedimentaria (Otamendi *et al.* 1999). Para el caso de rocas metagrauváquicas, está marcada por la reacción general de deshidratación de la biotita, la cual se encuentra acompañada de la generación de un fundido anatóctico (Vielzeuf y Montel 1994):



Sin embargo, la presencia de sillimanita y la ausencia de ortopiroxeno en la secuencia migmatítica del área estudiada es contradictoria con los resultados experimentales de fusión parcial de metagrauvacas (Vielzeuf y Montel 1994, Patiño Douce y Beard 1995). Otamendi *et al.* (1999) contempla estas condiciones especiales de la secuencia metasedimentaria y propone una reacción de fusión parcial más general:



en donde el componente de sillimanita es entregado por el componente de intercambio de aluminio de la biotita (Al_2Fe_3) calibrado por Patiño Douce *et al.* (1993), según la reacción que involucra:



El efecto de la reacción (3) es regular (*buffer*) la actividad de la sillimanita disminuyendo la temperatura del *solidus* de la reacción de fusión parcial (2). De esta manera, la presencia de granate en condiciones subsólidas conjuntamente con la actividad de la sillimanita impide la formación de ortopiroxeno como fase peritética (Otamendi *et al.* 1999).

Varias relaciones texturales observadas en las rocas migmatíticas sustentan el desarrollo de la reacción de fusión (2). Entre ellas podemos destacar: i) intercrecimientos de biotita con cuarzo y, en menor proporción, feldespato potásico y/o cordierita, ii) generación de cristales euhedros de granate peritético libre de inclusiones o la blastesis de granates que presentan un borde libre de inclusiones o con finas inclusiones de sillimanita acicular, y iii) la presencia de feldespato potásico como un indicador directo del proceso y avance de la fusión parcial.

La estequiometría balanceada de la reacción de fusión parcial (2) fue calculada aplicando un balance de masas por regresión mínima de múltiples cuadrados (Cuadro 6; Le Maitre 1979). Para ello se

CUADRO 5. Proporciones minerales de los precursores migmatíticos calculados a partir de regresión múltiple por mínimos cuadrados (Le Maitre 1979) para las rocas migmatíticas en el área al sur del Embalse Cerro Pelado

Proporciones minerales del protolito grauváquico-psamítico							
	Y	X1	X2	X3	X4	Y	
	SCP104c	Qtz	Pl	Bt	Grt	Calculado	r ²
SiO ₂	73,22	100,00	62,12	35,83	38,19	73,16	0,00
TiO ₂	0,79	0,00	0,00	4,56	0,00	0,59	0,04
Al ₂ O ₃	12,64	0,00	23,65	18,20	21,74	12,57	0,00
FeO*	4,67	0,00	0,00	13,98	31,66	4,56	0,01
MnO	0,07	0,00	0,00	0,00	1,12	0,10	0,00
MgO	2,00	0,00	0,00	12,60	6,44	2,20	0,04
CaO	1,77	0,00	4,70	0,00	0,67	1,71	0,00
Na ₂ O	3,05	0,00	8,65	0,00	0,00	3,04	0,00
K ₂ O	1,62	0,00	0,53	9,15	0,00	1,37	0,06
Coefficientes de la regresión		0,43	0,35	0,13	0,09	∑r ²	0,16

Proporciones minerales del protolito grauváquico-pelítico							
	Y	X1	X2	X3	X4	Y	
	SCP104b	Qtz	Pl	Bt	Grt	Calculado	r ²
SiO ₂	65,81	100,00	62,04	36,02	37,73	66,09	0,08
TiO ₂	0,93	0,00	0,00	4,45	0,00	1,47	0,30
Al ₂ O ₃	15,48	0,00	23,89	18,15	21,91	15,62	0,02
FeO*	6,41	0,00	0,00	14,49	31,32	6,57	0,02
MnO	0,11	0,00	0,00	0,00	1,17	0,07	0,00
MgO	3,03	0,00	0,00	12,32	6,64	4,46	2,03
CaO	1,43	0,00	4,72	0,00	0,96	1,71	0,08
Na ₂ O	2,69	0,00	9,49	0,08	0,00	3,35	0,44
K ₂ O	3,99	0,00	0,18	9,15	0,00	3,10	0,80
Coefficientes de la regresión		0,30	0,35	0,33	0,06	∑r ²	3,77

utilizaron la composición de un leucosoma in situ/parcialmente movilizado, el cual es comparable con la composición de fundidos iniciales, conjuntamente con la composición de los minerales presentes en la metatexitita estromatítica SCP 104. Es necesario notar, que dicha muestra constituye uno de los exponentes donde mejor se conserva la composición de los sedimentos originales. Por esta razón, y considerando que a lo largo del área estudiada esta alternancia composicional va perdiendo definición acorde aumenta la fracción de fundido (*Mf*) y conjuntamente con el aumento en las temperaturas de migmatización, se considera que podrían representar las condiciones del inicio de la fusión parcial, o al menos más próximas al mismo.

(4) $0,433 \text{ Qtz} + 0,322 \text{ Pl} + 0,143 \text{ Bt} + 0,083 \text{ Sil} + 0,075 \text{ H}_2\text{O} = 1 \text{ Liq}$ ($\text{H}_2\text{O} \sim 8\%$ en peso) + $0,057 \text{ Grt} + \sum r^2=1,9$, (donde r^2 es el residuo de la reacción).

La estequiometría de reacción aquí propuesta genera fundidos con composiciones similares a las observadas en los leucosomas, con excepción de ciertos óxidos (Cuadro 6). La variación en los contenidos de agua en un rango comprendido entre 3 y 10 % en peso, el cual corresponde al rango de agua disuelta para presiones moderadas de 0,6 GPa (Johannes y Holtz

1996), no presenta variaciones significativas en la suma de los residuos al cuadrado. La mayor discrepancia en el balance de masas se encuentra acumulada en el MgO. En este caso, el cuadrado de la diferencia entre el valor calculado y medido es más del 50 % del error total. Una explicación probable es que, durante la reacción, la biotita libere MgO a una tasa mayor que la del crecimiento del granate. Por otro lado, en ocasiones, la cantidad de sillimanita necesaria en la reacción es mayor que la encontrada en los protolitos premigmáticos, por lo que comprueba que es necesario que el componente de intercambio de aluminio de la biotita (Al_2Fe_3) actúe como regulador (*buffer*) de la actividad química del aluminosilicato durante la fusión parcial, como fue propuesto por Otamendi y Patiño Douce (2001). Además, del balance de masas se desprende que el feldespato potásico es producto de la cristalización del fundido, por lo que no aparece como fase peritética al menos al inicio de la fusión parcial. Sin embargo, cabe señalar, que el error observado para K_2O entre el valor calculado y el medido podría deberse a una cristalización mínima de feldespato potásico en el fundido utilizado.

La presencia de cordierita ha sido principalmente asociada, en otros sectores ale-

daños de las serranías, a rocas diatexiticas cuya paragénesis está dominada por la asociación feldespato alcalino+cordierita y que de acuerdo a sus relaciones texturales (coronas de cordierita reemplazando granates) son vinculadas a un evento migmatítico descompresivo (Guereschi y Martino 2008). Sin embargo, en el área estudiada la ocurrencia de cordierita, si bien es ocasional, se observa tanto en rocas metatexiticas como diatexiticas como blastos anhedros intersticiales en asociación a biotita y granate (Fig 3e-f y k). Así, la ocurrencia de cordierita también puede ser explicada a partir de la reacción (2) si ocurre por encima de los 800 °C (Spear 1993, Winter 2001). Por otra parte, Kalt *et al.* (1999) demostraron que en presencia de una ínfima proporción o en total ausencia de una fase fluida acuosa, la biotita es capaz de generar diferentes fases sólidas (granate, cordierita, espinela, ortopiroxeno) sobre una trayectoria progradante. Estas condiciones son consistentes con las temperaturas estimadas las cuales indican que la secuencia metamórfica habría alcanzado temperaturas máximas del orden de los 800 ± 50 °C. Además, por otro lado, las relaciones texturales descritas para las cordieritas tanto en rocas metatexiticas como diatexiticas, sugieren que para la zona de estudio, su origen no

CUADRO 6. Coeficientes estequiométricos de la reacción general de fusión de metagrauvas aluminosas (Otamendi *et al.* 1999) calculados a partir de regresión múltiple por mínimos cuadrados (Le Maitre 1979) en una roca migmatítica del área al sur del Embalse Cerro Pelado.

Reacción (4): $\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O} = \text{Liq}$ (8 % en peso H_2O) + Grt											
	Y			X1	X2	X3	X4	X5	X6	Y	
	SCP 16A	A117c(g) (MV97)	6/750 (PDH98)	H_2O	Qtz	Bt 41	Grt 14	Pl (An_{28})	Sil	Calculado	r^2
SiO_2	69,45	69,54	69,61	0,00	100,00	39,02	38,05	61,18	37,08	69,55	0,01
Al_2O_3	14,62	13,06	14,02	0,00	0,00	19,67	22,33	24,42	62,92	14,62	0,00
FeO*	0,58	1,32	0,97	0,00	0,00	15,54	32,21	0,00	0,00	0,38	0,04
MgO	0,42	0,38	0,16	0,00	0,00	12,57	6,48	0,00	0,00	1,43	1,02
CaO	1,76	0,64	0,76	0,00	0,00	0,00	0,93	5,88	0,00	1,84	0,01
Na_2O	2,73	3,10	2,92	0,00	0,00	0,00	0,00	8,35	0,00	2,69	0,00
K_2O	2,44	3,96	3,57	0,00	0,00	10,05	0,00	0,18	0,00	1,50	0,90
H_2O	8,00	8,00	8,00	100,00	0,00	3,16	0,00	0,00	0,00	8,00	0,00
Coeficientes de la regresión				0,075	0,434	0,143	-0,057	0,322	0,083	$\sum r^2$	1,98

A117c(g) se corresponde con la composición de un fundido experimental de Montel y Vielzeuf (1997). 6/750 se corresponde con la composición de un fundido experimental de Patiño Douce y Harris (1998). Ambas composiciones se encuentran calculadas para un 8 % de H_2O en el sistema SAFMCNK.

CUADRO 7. Coeficientes estequiométricos de la reacción general de fusión de metagrauvas aluminosas (Otamendi *et al.* 1999) calculados a partir de regresión múltiple por mínimos cuadrados (Le Maitre 1979) en una roca migmatítica del área al sur del Embalse Cerro Pelado.

Reacción (5): Qtz + Pl + Bt + Sil + H ₂ O = Liq (4 % en peso H ₂ O) + Grt + Crd												
	Y	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	Y			
	SCP 18A	A117c(g) (MV97)	6/750 (PDH98)	H ₂ O	Qtz	Bt 12	Grt 14	Pl (An ₃₀)	Sil	Crd 21	Calculado	r ²
SiO ₂	70,72	72,57	72,63	0,00	100,00	39,28	38,53	60,78	37,00	48,67	70,72	0,00
Al ₂ O ₃	14,53	13,62	14,63	0,00	0,00	19,82	22,00	24,68	63,00	33,88	14,53	0,00
FeO*	0,55	1,38	1,01	0,00	0,00	16,72	31,72	0,00	0,00	6,15	0,53	0,00
MgO	0,23	0,39	0,16	0,00	0,00	11,96	6,54	0,00	0,00	10,09	0,26	0,00
CaO	1,05	0,66	0,79	0,00	0,00	0,00	1,22	6,19	0,00	0,00	1,53	0,23
Na ₂ O	2,60	3,24	3,05	0,00	0,00	0,09	0,00	8,17	0,00	0,31	2,24	0,13
K ₂ O	6,32	4,14	3,73	0,00	0,00	8,93	0,00	0,18	0,00	0,00	6,33	0,00
H ₂ O	4,00	4,00	4,00	100,00	0,00	3,20	0,00	0,00	0,00	0,90	4,00	0,00
<i>Coefficientes de la regresión</i>				0,023	0,541	0,703	-0,226	0,291	0,330	-0,661	Σr ²	0,36

A117c(g) se corresponde con la composición de un fundido experimental de Montel y Vielzeuf (1997). 6/750 se corresponde con la composición de un fundido experimental de Patiño Douce y Harris (1998). Ambas composiciones se encuentran calculadas para un 4 % de H₂O en el sistema SAFMCNK.

se encuentra relacionado principalmente a un evento descompresivo, sino al avance de las condiciones P-T.

Realizando un balance de masas teniendo en cuenta la composición de un leucosoma parcialmente movilizado (*in source*) y la composición química de los minerales de una metatexita con mayor avance en el grado de la fusión parcial, se calcularon los coeficientes estequiométricos de la siguiente reacción (Cuadro 7):

(5) $0,541 \text{ Qtz} + 0,291 \text{ Pl} + 0,703 \text{ Bt} + 0,330 \text{ Sil} + 0,023 \text{ H}_2\text{O} = 1 \text{ Liq (H}_2\text{O} \sim 4 \% \text{ en peso)} + 0,226 \text{ Grt} + 0,661 \text{ Crd} + \Sigma r^2 = 0,362$.

Considerando que, a estas temperaturas (>800 °C) y para composiciones apropiadas, se produce un aumento en la tasa de consumo de la biotita según la reacción (5) y se genera un incremento en las relaciones Mg/Fe del sistema, éste no puede ser acomodado únicamente a partir de la tasa de crecimiento del granate, por lo que la ocurrencia esporádica de la cordierita podría ser un producto de la reacción de fusión parcial incongruente (2) (Kalt *et al.* 1999).

Por otra parte, la presencia aislada de una corona parcial de cordierita alrededor del granate en una metatexita ubicada en el extremo sudeste del área estudiada,

puede ser explicada según la reacción que involucra:

(6) $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Crd}$.

Las principales evidencias de retrogrado en las rocas migmatíticas al sur del Embalse Cerro Pelado se encuentran limitadas a la presencia esporádica de coronas de biotita alrededor del granate, las que representarían el producto de la inversión de la reacción (1):

(7) $\text{Liq} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O} = \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$.

Contrariamente, en filetes de cizalla de escasa potencia que definen la foliación milonítica (S₃), el retrogrado alcanza condiciones de facies de anfíbolita baja a esquistos verdes según el avance de la reacción:

(8) $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ms} + \text{Chl}$.

Evolución del metamorfismo y trayectoria P-T

Basado en las relaciones de campo, las paragénesis minerales y los cálculos termodinámicos realizados para las rocas migmatíticas del área estudiada, se puede trazar una trayectoria de la evolución metamórfica haciendo algunas consideraciones al respecto: 1) el evento de fusión parcial generalizado obliteró todo registro anterior al pico metamórfico, por lo que la mayor parte de la historia preservada se

corresponde con los eventos sin- y post-pico térmico, 2) sólo en sectores puntuales se observan relictos de las estructuras y asociaciones minerales premigmatíticas que sirven como guía para reconstruir parcialmente la historia previa a la migmatización, 3) las relaciones de campo indican una transición continua entre metatexitas y diatexitas, asociada a un incremento en la relación fundido/residuo, sugiriendo entonces que ambos productos litológicos son resultado de un evento de migmatización continuo en el tiempo y el espacio.

Eventos premigmatíticos: Las rocas migmatíticas que localmente presentan una alternancia de bancos o capas que preservan la variación en la composición original derivada de la estratificación primaria (S₀), indican una depositación rítmica de sedimentos grauváquicos de composiciones (Cuadro 1) que van del límite del campo de las pelitas al de las psamitas (no mostrado) y que se intercalan de forma subordinada con bancos calcáreos a margosos y trozos de escamas del manto (Martino *et al.* 2010). La ausencia de muscovita primaria conjuntamente con la presencia escasa y/o ausencia de aluminosilicatos, como cianita o sillimanita, reafirman las hipótesis previas de otros autores (Otamendi *et al.* 1999, Otamendi y Patiño Douce

2001) que sugieren que los metasedimentos se corresponden principalmente con depósitos inmaduros de composiciones grauváquicas aluminosas a cuarzosas, mientras que las metapelitas se encuentran muy restringidas a áreas puntuales de la serranía.

El evento metamórfico regional M_1 - D_1 está restringido a condiciones subsólidas previas al evento de fusión parcial. Está representado por una foliación metamórfica (S_1) que es paralela a la disposición de las capas que preservan la composición de los sedimentos originales. En las rocas migmatíticas, se encuentra definido por una asociación mineral relictica compuesta de $Qtz+Pl+Bt+Grt\pm Ilm$ que se encuentra preservada en bancos de composiciones grauváquicas-psamíticas en donde la anatexis no fue importante y en los paleosomas de las metatexitas en parches y en red donde la fusión es incipiente.

Las condiciones termobarométricas de este evento metamórfico pueden ser inferidas a partir de la zonación composicional de los granates de la metatexita SCP 301 que resguardan la historia progradada preanatótica. Tomando la composición del núcleo de estos granates para los cálculos, se deduce que el evento M_1 - D_1 se encuentra dentro del campo de estabilidad de la cianita con temperaturas confiables que van de los 575 °C a los 621 °C, y presiones un poco menos acotadas y con mayor incerteza en los cálculos que oscilan entre 0,69 GPa y 0,79 GPa (Fig. 8). **Eventos sinmigmatíticos:** El evento M_2 - D_2 es el evento metamórfico regional principal y se encuentra acompañado de anatexis generalizada que ocasionó la diferenciación de la corteza continental generando migmatitas metatexiticas y diatexiticas, segregados anatéticos y rocas residuales granulíticas al norte del área de estudio (Otamendi *et al.* 1999, Otamendi y Patiño Douce 2001).

Las condiciones más cercanas al inicio de la fusión parcial se encuentran registradas en la metatexita estromatítica SCP 104, ya que preserva la composición heredada de los precursores metasedimentarios (Cuadro 1 y 5), teniendo en consideración que esta alternancia composicional se va perdiendo conforme aumenta el porcentaje de fundido y las temperaturas de migmatización. En esta roca la fracción de fundido

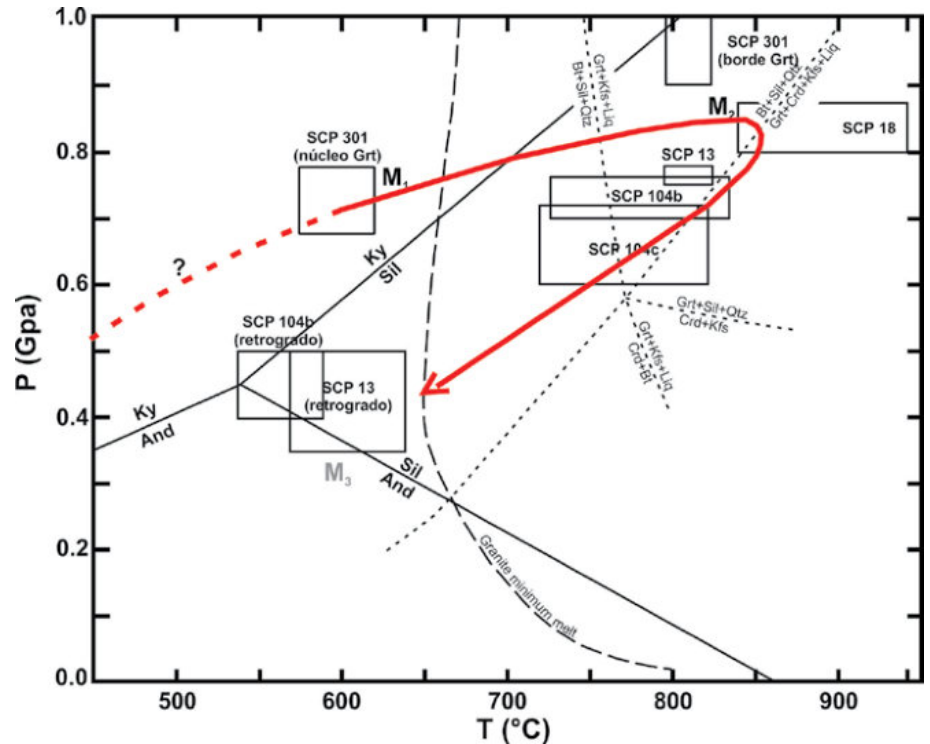


Figura 8. Diagrama P-T mostrando la evolución metamórfica de las rocas migmatíticas del área estudiada al sur del Embalse Cerro Pelado. SCP301: Metatexita en "red"; SCP104b: estromatítica (banco metagrauváquico-psamítico); SCP13: Metatexita estromatítica; SCP18: Diatexita *schollen*. El tamaño de los rectángulos indica el rango de incertidumbre de los cálculos termobarométricos. Los M en color negro se corresponden con al metamorfismo regional, mientras que los M en color gris se corresponden con un metamorfismo dinámico. Se incluye como referencia el diagrama de fase de los aluminosilicatos (Berman 1988) y curvas univariantes de reacciones metamórficas de interés.

es baja y se dispone paralela a las foliaciones relicticas, generando el bandeoado estromatítico (S_{2a}).

Los cálculos termobarométricos para esta roca arrojan temperaturas confiables que oscilan entre los 740 °C y 710 °C, tanto para las capas metagrauváquicas-pelíticas como metagrauváquicas-psamíticas. Los resultados experimentales de fusión parcial de pelitas (Clemens y Vielzeuf 1987) y grauvacas (Montel y Vielzeuf 1997, Patiño Douce y Beard 1995), para presiones intermedias de la corteza (0,5-0,7 GPa) y condiciones anhidras, indican que las primeras gotas de fundido ocurren alrededor de los 725 °C y los 800 °C, respectivamente. Además, si se considera que el feldespato potásico es un indicador del inicio y avance de la fusión parcial según la reacción de fusión parcial incongruente (2), las observaciones de campo y petrográficas de los bancos composicionales de la metatexita SCP 104 son coherentes con las curvas experimentales y los cálculos termobarométricos.

Las capas derivadas de composiciones

metagrauváquicas-pelíticas (SCP 104b) son más aluminosas y por lo tanto más fértiles que las capas metagrauváquicas-psamíticas, presentando una mayor fracción de fundido (Fig. 5b) y por lo tanto mayor proporción de feldespato alcalino para las condiciones termobarométricas calculadas (Fig. 7c y 8). En contraposición, en las capas de composiciones metagrauváquicas-psamíticas (SCP 104c), que son más cuarzosas, el feldespato alcalino se halla de forma esporádica correlacionándose con una muy baja fracción de fundidos (Fig. 5b) para las temperaturas estimadas (Fig. 7b y 8).

El avance del evento de fusión parcial se encuentra registrado en las rocas migmatíticas donde las estructuras preanatóticas se encuentran obliteradas y la variación composicional de los precursores metasedimentarios no es conservada. Un claro exponente que cumple estas condiciones es la estromatita SCP 13. En esta roca, las composiciones de los granates se encuentran homogenizadas a las condiciones del pico térmico, borrando las evi-

dencias del progrado metamórfico. Las condiciones de equilibrio de esta roca permiten restringir el avance de M2 de modo certero, e independientemente de la metodología utilizada, a condiciones termobarométricas de 800 °C y 0,77 GPa (Fig. 7d y 8), lo que demuestra que el equilibrio termodinámico entre sus fases es completo. Además, la estimación de condiciones similares en los bordes de los granates presentes en las metatexitas en parches y red (SCP 301) documenta, por un lado, el progreso de las condiciones P-T durante el evento migmatítico y por otro lado, corrobora de forma independiente que la secuencia migmatítica alcanza temperaturas de estabilización en facies de anfibolita alta en transición a facies de granulita (Fig. 8).

Las relaciones de campo indican un pasaje progresivo desde rocas metatexiticas a diatexiticas (Fig. 3f) conforme aumenta la fracción de fundido y la relación de éste con los procesos de extracción y acumulación, aunque de manera subordinada, y principalmente al inicio de la fusión parcial, también existe un control de la anatexis asociado a las variaciones locales en la composición de los protolitos. Las condiciones termobarométricas estimadas en las diatexitas (SCP 18) muestran menor exactitud y posiblemente se encuentran sobrestimadas, sin embargo, los mínimos valores estimados coinciden con los determinados en las metatexitas que preservan de modo confiable las condiciones del pico térmico (SCP 13), pudiéndose considerar entonces como la temperatura máxima del sistema migmatítico en su conjunto.

Por otro lado, las rocas que no alcanzaron las condiciones de fusión parcial, como las anfibolitas, mármoles y cuerpos ultramáficos (Unidad Metamórfica Subsólida), presentan paragénesis de equilibrio estabilizadas en facies de anfibolita alta a granulita (Winter 2001), respaldando los cálculos termobarométricos estimados en las rocas anatéticas.

De esta manera, puede restringirse de forma confiable las condiciones del pico metamórfico a una temperatura máxima de 800 ± 50 °C para presiones de corteza media de 0,75 a 0,8 GPa.

Las características estructurales observadas en las migmatitas, sugieren que el

evento de fusión parcial fue acompañado por un evento de deformación de características no coaxiales (D_2) que generó el plegamiento asimétrico apretado de la foliación (S_{2a}) y el desarrollo de la foliación de plano axial (S_{2b}). Una evidencia fundamental de la deformación progresiva conjuntamente con las condiciones de fusión parcial, es la continuidad de los leucosomas entre ambas estructuras (Fig. 5d), lo que demuestra que los fundidos aun no estaban solidificados y que las mismas actuaron como canales de migración para dichos fundidos. A su vez, dicho evento de deformación (D_2) fue particionado en zonas en donde la deformación fue más intensa (predominio de la foliación de plano axial S_{2b} ; Fig. 2) y zonas donde la deformación fue menos intensa (predominio de la foliación estromatítica S_{2a} ; Fig. 2), sin que ocurrieran cambios en las asociaciones minerales, por lo que las condiciones de presión-temperatura debieron mantenerse más o menos constantes. Los cuerpos ditexiticos mayores (Fig. 2) se ubican preferencialmente en estas últimas zonas.

Sin embargo, el desarrollo esporádico de texturas tales como las coronas de biotita, y aisladamente cordierita, alrededor del granate (reacción 6 y 7) y la fibrolitización de la sillimanita son evidencias de un retrogrado posterior al pico térmico. Los cálculos termobarométricos utilizando el borde de los granates del banco de composición grauváquica-pelítica (SCP104b) y de la metatexita estromatítica (SCP13), muestran que las temperaturas descendieron a los 600 ± 50 °C a presiones promedio de 0,4 GPa.

Eventos post-migmatíticos: La exhumación final de estos niveles intermedios de corteza se encuentra ligada al desarrollo de discretas fajas de cizalla de carácter dúctil-frágil y frágil que aumentan en importancia areal de este a oeste y tienen su máxima expresión a lo largo de la Faja de Cizalla Guacha Corral (Fagiagno *et al.* 2002, Martino 2003, Otamendi *et al.* 2004, Martino y Guerreschi 2014). Este evento de deformación (D_3) genera foliaciones miloníticas (S_3) acompañadas de un intenso retrogrado, que va de condiciones de anfibolita a esquistos verdes, en donde las paragénesis estables se encuentran marcadas por la asociación

mineralógica Ms+Chl siguiendo la reacción (8).

CONCLUSIONES

El sector ubicado al sur del Embalse Cerro Pelado se encuentra dominado por una secuencia metamórfica que en su mayor proporción está afectada por procesos de fusión parcial. La anatexis generalizada obliteró prácticamente toda la historia previa dejando solo pequeñas zonas donde se preservan algunas evidencias de los procesos premigmatíticos. Estos sectores localizados, muestran que los precursores migmatíticos están constituidos por una potente secuencia metasedimentaria formada principalmente por sedimentos grauváquicos-pelíticos y grauváquicos-psamíticos que alternan en menor proporción con sedimentos calcáreos-margosos y escamas de corteza oceánica. Las evidencias de campo, petrográficas, texturales y termobarométricas indican que en esta porción de la Sierras de Comechingones las rocas migmatíticas alcanzan el pico térmico a temperaturas del orden de los 800 °C a presiones intermedias de 0,77 GPa. La transición litológica observada entre metatexitas en parches y red, metatexitas estromatíticas y diatexitas se encuentra fuertemente dominada por variaciones en la fracción de fundido (*Mf*), las cuales se asocian principalmente a los procesos de extracción y acumulación de fundidos a medida que aumentan las condiciones P-T y de manera local y subordinada a la variación en la composición de los protolitos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los revisores del trabajo Dra. Alina Guerreschi y Dr. Alfonso Sola por las correcciones y sugerencias aportadas para mejorar sustancialmente la calidad del manuscrito. Esta investigación fue respaldada por el proyecto de FONCyT PICT2549/17. El trabajo de campo fue parcialmente financiado por la ayuda del proyecto PIP 18/C485 de la Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina. Se agradece también, al Lic.

Carlos Medina por su valiosa ayuda en las tareas de campo y laboratorio.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, G. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. 11° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-783, Caracas.
- Baldo, E., Demange, M. y Martino, R. 1996. Evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics* 267: 121-142.
- Baldo, E., Rapela, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S. y Murra, J. 2014. Geocronología de las Sierras de Córdoba: Revisión y comentarios. En Martino, R. y Guereschi, A. (eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino*: 845-868, Córdoba.
- Berman, R.G. 1988. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist* 75: 328-344.
- Berman, R.G. 1990. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology* 29: 445-522.
- Berman, R.G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist* 29 (4): 833-855.
- Berman, R.G. y Aranovich, L.Y. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 1-24.
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J.A., Baldo, E., Zarco, J., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores. (Memoria y Mapa Geológico). Boletín 250, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* 36: 83-130.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 41-80, Córdoba.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 287-306.
- Deer, W.A., Howie R.A. y Zussman, J. 1996. An introduction to: The rock forming minerals. Longman, 385 p., London.
- Demichelis, A., Coniglio, J., Otamendi, J. y Rabbia, O. 1996. Geology and petrology of Sol de Mayo-Inti Yaco metagabbro (Comechingones Ranges, Córdoba). 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5:413, Buenos Aires.
- Escayola, M., Pimentel M. M. y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic back-arc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35: 495-498.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A.M. y Martino, R.D. 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264, El Calafate.
- Fantini, R., Gromet, P., Simpson, C. y Northrup, C.J. 1998. Timing of high temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba: implications for Laurentia-Gondwana Interactions. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 388-392, Buenos Aires.
- Gordillo, C. 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68:1-40.
- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Leanza, A.P. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 577-650, Córdoba.
- Gromet, L. P., Otamendi, J. E., Miró, R. C., Demichelis, A. H., Schwartz, J. J. y Tibaldi, A. M. 2005. The Pampean orogeny: ridge subduction or continental collision. *Gondwana 12 Conference*, 185 p, Mendoza.
- Guereschi, A.B. 2000. Estructura y petrología del basamento metamórfico del flanco oriental de la Sierra de Comechingones, pedanías Cañada de Álvarez y Rio de Los Sauces, departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 196 p., Córdoba.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2002. Geotermobarometría de la paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 365-375.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2008. Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Córdoba, Argentina. *Gondwana Research* 13: 176-188.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R. y Guereschi, A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina, 67-94, Buenos Aires.
- Herron, M. M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research* 58: 820-829.
- Holland, T. y Powell, R. 1992. Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory. *American Mineralogist* 77: 53-61.
- Holland, T. y Powell, R. 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology* 29: 333-383.
- Jezek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.), *El Ciclo Pampeano en el noroeste argentino, Serie Correlación Geológica* 4: 9-36, Tucumán
- Jezek, P. Willner, A.P., Aceñolaza, F.G. y Miller, H. 1985. The Puncoviscana trough – a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau* 74: 573-584.
- Johannes, W. y Holtz, F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Minerals and Rocks Series 22, Springer-Verlag, 335 p., Berlin.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Kalt, A., Berger, A. y Blümel, P. 1999. Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). *Journal of Petrology* 40: 601-627.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica

- neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 47-59.
- Le Maitre, R.W. 1979. A new generalized petrological mixing model. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 133-137.
- Lira, R., Millone H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S. 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta ranges, central Argentina, *Journal of South American Earth Science* 10: 157-177.
- Mangano, M.G. y Buatois L.A. 2004. Reconstructing Early Phanerozoic intertidal ecosystems: Ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina. *Fossils and Strata* 51: 17-38.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 549-571.
- Martino, R. y Guerreschi, A. 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina, 95-128, Buenos Aires.
- Martino, R.D., Simpson, C. y Law, R.D. 1994. Ductile thrusting in Pampean Ranges: its relationships with the Ocolytic deformation and tectonic significance. *International Geological Correlation Programme, Project 376. Laurentian-Gondwanan Connections before Pangea*. Nova Scotia, Canada.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Amosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 60-77.
- Martino, R., Guerreschi, A. y Sfragulla, J. 1999. Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del Macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba; Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(2): 469-479.
- Martino, R.D., 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 Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 280-298.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Anzil, P.A. 2010. Metamorphic and tectonic evolution at 31°36' S across a deep crustal zone from the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 12-28.
- Montel, J.M. y Vielzeuf, D. 1997. Partial melting of metagreywackes. Part II: compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128: 176-196.
- Omarini, R. 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y La Faja Eruptiva de la Puna. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta (inédito), 202 p., Salta.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., López de Azarevich, V.L. y Hauser, N. 2008. El basamento Neoproterozoico-Cámbrico inferior en la provincia de Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Jujuy*. Asociación Geológica Argentina, 17-28, San Salvador de Jujuy.
- Otamendi, J. y Patiño Douce, A. 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1751-1772.
- Otamendi, J., Patiño Douce, A. y Demichelis, A. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 415-434.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P.A., Fagiano, M.R., Demichelis, A.H. y Tibaldi A.M. 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the Development and Exhumation of Continental Crust on the Proto-Pacific Margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7: 1143-1155.
- Patiño Douce, A.E. y Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36: 707-738.
- Patiño Douce, A.E. y Harris, N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39: 89-710.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D. y Rice, J. 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist* 78: 113-131.
- Rabbia, O., Demichelis, A., Otamendi, J. y Coniglio, J. 1996. Evidences of pre-metamorphic within plate magmatism at Sierras de Córdoba, Eastern Pampean Ranges, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Simposio: Proto-Andean Margin of Gondwana, Actas 5: 441, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – a collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentino. En: Caminos, R. (ed), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Escayola, M., Leal, P., Pimentel, M. M. y Santos, J. 2015. The late stages of the Pampean Orogeny, Córdoba (Argentina): Evidence of postcollisional Early Cambrian slab break-off magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 351-364.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142:181-217, London.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Saavedra, J. 2002. Cordierite and leucogranite formation during emplacement of highly peraluminous magma: the El Pílon Granite Complex (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of Petrology* 43: 1003-1028.
- Rosenberg, C. L. y Handy, M. R. 2001. Mechanism and orientation of melt segregation paths during pure shearing of partially molten rock analog (norcamphor-benzamide). *Journal of Structural Geology* 23: 1917-1932.
- Sawyer, E. W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexis rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19(3): 291-309.
- Sawyer, E. 2008. *Atlas of migmatites*. NRC Research Press, 371 p, Québec.
- Schwartz, J. J. y Gromet, L. P. 2004. Provenance of a Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research* 129: 1-21.
- Schwartz, J., Gromet, L. y Miró, R. 2008. Timing and duration of the calcalkaline arc of the Pampean Orogeny: Implication for the Late-Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana. *Journal of Geology* 116: 39-61.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R.D., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Frei, R., Presnyakov, S. y Guerreschi, A. 2010. Time

- constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal of Earth Science* 99: 1199-1226.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 1998. U-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142:259-281, London.
- Spear, F. S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, 799 p, Washington, D.C.
- Stuart-Smith, P. G., Miró, R., Pieters, P. E., Lyons, P., Sims, J. P. y Camacho, A. 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 147, Buenos Aires.
- Tibaldi, A.M. 2006. *Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 459 p., Río Cuarto.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Gromet, L.P. y Demichelis A.H. 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 172-187.
- Tibaldi, A., Demichelis, A., Fagiano, M., Otamendi, J. y Rabbia, O. 2014. Las rocas máficas del paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. Asociación Geológica Argentina 151-167, Buenos Aires.
- Vernon, R.H. y Paterson, S.R. 2001. Axial-surface leucosomes in anatectic migmatites. *Tectonophysics* 335: 183-192.
- Vielzeuf, D. y Montel, J. M. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 375-393.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95:185-187.
- Winter, J. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 697 p, New Jersey.

Recibido: 7 de noviembre, 2018

Aceptado: 6 de mayo, 2019