

MICROFÁBRICAS DE DEFORMACIÓN DEL BASAMENTO METAMÓRFICO, SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

Stefania RADICE^{1,2}, Jonatan ARANGUE³, Marcelo FAGIANO¹, Lucio PINOTTI^{1,2} y Eber CRISTOFOLINI^{1,2}

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

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³ Patagonia Gold, Santa Cruz.

E-mails: stefiradice@gmail.com, jonatanarangue@gmail.com; fagiano@exa.unrc.edu.ar, lpinotti@exa.unrc.edu.ar; cristofolini@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

El presente trabajo tiene como eje fundamental el análisis de las microfábricas deformacionales presentes en las rocas del basamento cristalino expuesto en el sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. Este complejo metamórfico está compuesto principalmente por metatexitas y diatexitas, de manera subordinada aparecen gneises biotíticos granatíferos, anfíbolitas, filonitas, pequeños bancos de mármoles y escasos cuerpos pegmatíticos de composición granítica. El conjunto de las microestructuras y microtexturas generadas durante los procesos de metamorfismo y migmatización (microtexturas poikiloblásticas y de intercrecimiento), junto con las asociadas a los procesos de deformación intracristalina (maclado mecánico, *kinking*, *creep* por difusión, recuperación, entre otros), permiten interpretar los mecanismos actuantes, así como las condiciones termobarométricas a las cuales fueron sometidas las rocas del complejo metamórfico en estudio, estableciéndose una evolución geológica del área dividida aquí en tres eventos. Un primer estadio $M_1 - D_1$ en condiciones de grado medio y facies de anfíbolita almandínica (6 kbar y 630 °C). Un segundo evento $M_2 - D_2$ de carácter regional, asociado al clímax metamórfico en facies de anfíbolita alta a granulita (~7,5 kbar y 750 °C). Un tercer evento M_3 caracterizado por desarrollarse en dos fases diferentes, M_{3a} en un contexto dúctil (5 kbar y 640 °C) y M_{3b} , en un ambiente dúctil-frágil (3,5 a 4 kbar y 400 - 450 °C).

Palabras clave: *Microtexturas, microestructuras, metamorfismo, deformación, sierra de Comechingones*

ABSTRACT

Deformational micro-fabrics in the metamorphic basement on the center-east of the Sierra de Comechingones, Córdoba

The goal of this paper is to present an objective analysis of micro-deformational fabrics observed in the basement exposed in the center-east of the sierra de Comechingones. This basement is a metamorphic complex consisting mainly of metatexites, diatexites and minor bodies of gneisses rich in biotite and garnet, amphibolites, phyllonites, including small outcrops of marbles, and pegmatites. The assemblage of microstructures and microtextures developed during metamorphism and migmatization (poikiloblastic and symplectite textures) together with intracrystalline microstructures related to deformational stages (mechanical twinning, kinking, diffusion creep, recovery, among others) can be used to find the mechanisms and thermobarometric conditions that took place in the studied metamorphic complex. On this basis, the geological history of the complex has been divided in three stages. A first event $M_1 - D_1$ was developed in medium-grade conditions in almandine-amphibolite facies (6 kbar – 630 °C). A second regional event $M_2 - D_2$, associated with the metamorphic peak, occurred in high grade amphibolite to granulite facies (7,5 kbar and 750 °C). Finally, a third dynamic event $M_3 - D_3$ was developed, first in ductile phase (5 kbar, 640 °C) followed by a ductile-fragile stage (3,5 a 4 Kbar y 400 - 450 °C).

Keywords: *Microtextures, microstructures, metamorphism, deformation, Sierra de Comechingones*

INTRODUCCIÓN

El basamento plutónico-metamórfico de la sección media de la sierra de Comechingones posee excelentes afloramientos para analizar los procesos metamórficos, deformacionales e ígneos, sus productos litológicos y la evolución espacio-temporal ocurridos durante la orogenia Pam-

peana (Aceñolaza y Toselli, 1976) a los 580-510 Ma (Steenken *et al.* 2010) y Famatiniana (Aceñolaza y Toselli, 1976) a los 500-440 Ma (Steenken *et al.* 2010). Está integrado por migmatitas, paragneises, anfíbolitas, mármoles, ortogneises, metagabros y rocas miloníticas, intruidas en el sector occidental por el batolito Cerro Áspero (Pinotti *et al.* 2006). La geología de

la zona a escala regional y en zonas aledañas, se encuentra claramente definida en los trabajos de Guerreschi y Baldo (1993), Guerreschi y Martino (1998, 2002, 2003), Fagiano *et al.* (1997, 2002a 2002b), Mutti *et al.* (2002), Otamendi *et al.* (2004), Sommaro (2005), Cristofolini (2008), Pinotti *et al.* (2006), Tramannoni (2008) y Radice *et al.* (2012), entre otros.

CUADRO 1: Principales litologías y paragénesis minerales reconocidas en el área de estudio.

Litologías	Paragénesis Mineral
Metatexitas	L: Qtz ₂ -Pl ₂ -Kfs ₂ -Grt ₂ -Bt ₂ m: Bt ₂ -Sil ₂ -Grt ₂ M: Qtz ₂ -Pl ₂ -Bt ₂ -Grt ₂ -Sil ₂
Diatexitas	Qtz ₂ -Pl ₂ -Kfs ₂ -Sil ₂ -Grt ₂ -Bt ₂
Gneises biotíticos granatíferos	Qtz ₂ -Pl ₂ -Bt ₂ -Grt ₂ -Sil ₂ -Sil ₃ Qtz ₁ -Pl ₁ -Bt ₁ -Grt ₁
Anfibolitas	Hbl-Pl-Qtz-Ep-Cal-Zrn-Ms-Ser-Op-Zo-Ttn
Filonitas	Matriz: Chl ₃ -Bt ₃ -Ser ₃ -Ms ₃ -Sil ₂ -Qtz ₂ Porfiroclasto: Qtz ₂ -Pl ₂

La sierra de Comechingones forma parte de la Sierra Grande de Córdoba y se extiende por más de 100 km de largo desde el cerro Champaquí en el norte hasta unos 10 km al sur de la localidad de Achiras donde se manifiesta en pequeños afloramientos y cerros aislados. Esta unidad morfoestructural pertenece a las Sierras Pampeanas Orientales definida por Caminos (1979) y Ramos (1999).

Los estudios petrológicos, estructurales, microtexturales y microestructurales constituyen una herramienta útil para poder describir y establecer la evolución geológica de un área. Dichos estudios, sumados a los análisis termobarométricos, permiten definir las condiciones de presión y temperatura de una zona determinada y establecer así su evolución tectónica. Es por tal motivo que en este trabajo, se presenta una caracterización petrológica y estructural de un área de basamento, como así también una descripción e interpretación de las microtexturas y microestructuras que se observan en las distintas litologías. Por último, se integra toda la información obtenida en la secuencia tectono-evolutiva del área y se efectúa una interpretación de los procesos y condiciones metamórficas (P-T) en las cuales se generaron las litologías y las estructuras presentes en la zona estudiada.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

El basamento cristalino del área de estudio está constituido en su mayoría por migmatitas (metatexitas y diatexitas), con intercalaciones de cuerpos de anfibolitas. En menor proporción afloran delgados tabiques de gneises biotíticos granatífe-

ros, pequeños cuerpos de rocas ultrabásicas y pegmatoides (Fagiano *et al.* 1997, Fagiano *et al.* 2002a, Radice *et al.* 2012). Este basamento, posteriormente, fue retrabajado textural y mineralógicamente por la faja de cizalla de Guacha Corral (Martino 1993, Fagiano *et al.* 2002a, Fagiano y Martino 2004). Luego esta secuencia metamórfica fue truncada por la intrusión del batolito Cerro Áspero en un nivel de emplazamiento en corteza frágil (aproximadamente 7,5 km según lo estimado por Pinotti *et al.* 2006). También se desarrolló una aureola de contacto de aproximadamente 500 m de espesor en torno al cuerpo intrusivo, representada por hornfels y semihornfels (Esparza *et al.* 1997, Pinotti *et al.* 2002, Tramannoni 2008).

En líneas generales la estructura interna del basamento metamórfico-migmático, producto del metamorfismo regional, está caracterizada por una foliación penetrativa de rumbo NNO truncada por una esquistosidad milonítica de orientación submeridiana, producida por eventos de formacionales. Ambas estructuras buzanan con medio a alto ángulo hacia el este.

A continuación se describen en detalle las características petrológicas y estructurales de las rocas más representativas de la zona de estudio. Las asociaciones minerales de las principales litologías reconocidas se muestran en el cuadro 1. Los símbolos utilizados para los minerales corresponden a Kretz (1983) y los subíndices de las abreviaturas minerales corresponden a la temporalidad de los eventos metamórficos que serán descriptos más adelante.

Metatexitas

Constituye, junto con las diatexitas, la

unidad litológica predominante del área (Fig. 1), quedando el resto de los litotipos subordinados e inmersos en ella. Se disponen en lomas alargadas y subredondeadas con un diaclasado ortogonal de alta densidad, desarrollando en algunos sectores geofomas erosivas de *taffonis* y alvéolos.

Mesoscópicamente son rocas de grano medio a grueso que internamente exhiben un bandeado composicional continuo, marcado por la alternancia del leucosoma (L) con el melanosoma (m), definiendo a la vez una foliación grosera bien marcada a escala centimétrica, aquí caracterizada como S₂ y dispuesta en rumbo submeridional NNO e inclinación de mediano ángulo al este.

Incluidos dentro de estos cuerpos migmatíticos suelen encontrarse, a modo de *resisters* o *rafts*, restos desmembrados de gneises de grano fino, esquistos y anfibolitas que, por su composición, han permanecido estables bajo las condiciones de migmatización del área.

Los bordes de los resistatos son netos y sus formas elongadas y a veces plegadas. Se presentan orientados paralelamente a la estructura regional y su tamaño varía entre los 0,15 y los 3 m.

El leucosoma (L) es de color blanco a rosado, tamaño de grano medio a grueso y textura granoblástica, compuesto por cuarzo (Qtz₂) + plagioclasa (Pl₂) + feldespato potásico (Kfs₂) y ocasionalmente granate (Grt₂) + biotita (Bt₂). Se dispone a modo de bandas discontinuas equigranulares, de espesores variables (< 4 cm), que por sectores se encuentran anastomosadas y/o conformando pliegues isoclinales cerrados y apretados, con charnelas engrosadas y flancos estirados paralelamente a la foliación regional. El melanosoma (m) define bandas finas, muy discontinuas, relativamente delgadas (≤ 1 cm), tamaño de grano medio-fino, color negro a gris oscuro y textura lepidoblástica, compuesto por finas láminas de filosilicatos (Bt₂) acompañadas por cristales de sillimanita prismática (Sil₂) y en menor medida fibrolita (Sil₂). El mesosoma (M) es de coloración gris, dispuesto a modo de bandas flexuradas formando pliegues similares a los ob-

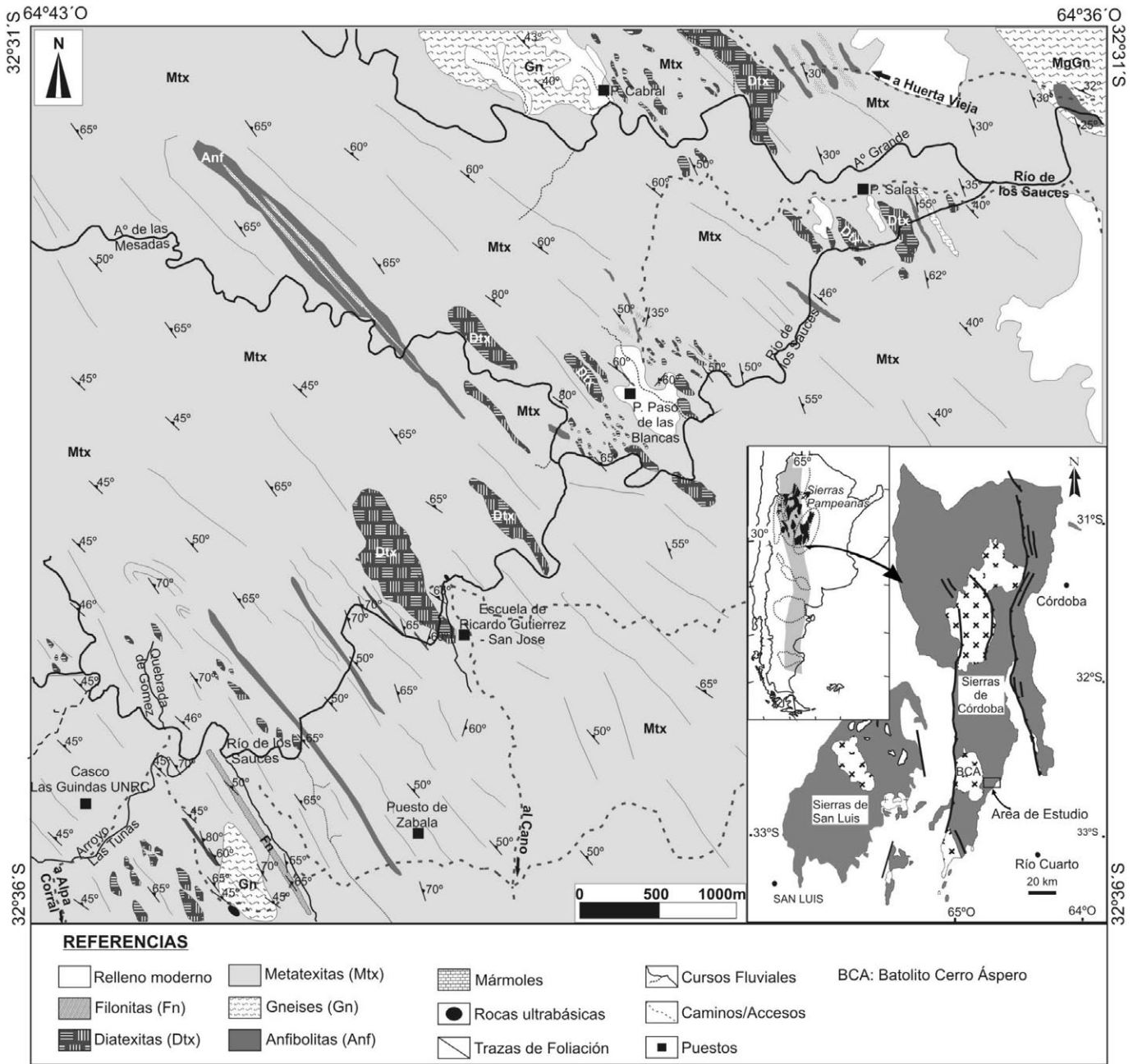


Figura 1: Mapa geológico del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones donde se muestran las diferentes unidades litológicas. Modificado de Arangue (2010), Radice (2010) y Radice *et al.* (2012).

servados en el leucosoma. La textura es lepidogranoblástica de grano medio a fino, con cuarzo (Qtz₂) y plagioclasa (Pl₂) como fases esenciales y en menor proporción granate (Grt₂), biotita (Bt₂) y sillimanita (Sil₂), esta última dispuesta, generalmente, en fajas orientadas según S₂. Las características de estas migmatitas no son uniformes en toda el área de estudio ya que, hacia el oeste, en inmediaciones del contacto con el batolito Cerro

Áspero (Fig. 1), se observa que las mismas presenta una textura deformacional sobreimpuesta que oblitera parcialmente la textura migmatítica, la cual se encuentra asociada al desarrollo de la faja de cizalla Guacha Corral definida por Martino (1993). Este conjunto de rocas se caracteriza por el escaso desarrollo de porfiroclastos de plagioclasa, cuarzo y granate; y un porcentaje de matriz menor al 10 %, compuesta por filosilicatos (clorita-bioti-

ta-sericita-muscovita), sillimanita y fibrolita, por lo que se clasificaron como metatexitas deformadas siguiendo los criterios de clasificación de Menhert (1968).

Diatexitas

Aparecen intercaladas y subordinadas a las metatexitas, siendo el pasaje entre estos litotipos de tipo transicional (Fig. 1). En afloramiento exhiben un aspecto masivo, coloración grisácea y una textura

granoblástica de grano medio a grueso. La composición mineralógica queda definida por cuarzo (Qtz₂), plagioclasa (Pl₂), ortoclasa (Kfs₂), granate (Grt₂), biotita (Bt₂), con concentraciones menores de sillimanita (Sil₂) y accesorios (apatito, circón y rutilo).

Uno de los rasgos más notorios es la aparición de biotita con cantidades subordinadas de sillimanita y granate formando “máculas” de tamaños que van de 5 a 30 cm, evidenciando una estructura interna equiparable a los subtipos de migmatitas oftálmicas y *schlieren* definidas por Menhert (1968). A escala de afloramiento muestran una sutil foliación discontinua, pero coherente con la estructura regional S₂.

Al igual que en las metatexitas arriba descritas, en esta roca también es frecuente la presencia de *resisters* (gneises calcosilicáticos, cuarcitas) y *rafts*. Estos últimos compuestos principalmente por fragmentos de rocas metatexiticas bandeadas/plegadas, desmembradas, parcialmente asimiladas con contactos difusos en algunos casos, pero de morfología y orientación similar a las ya descritas.

Gneises biotítico granatíferos

Se definen con claridad en la porción norte y sureste del área de estudio, subordinados a las migmatitas antes descritas (Fig. 1), pero dispuestos en afloramientos espacialmente paralelos al patrón estructural dominante S₂.

Son rocas de color gris y tamaño de grano fino. En afloramiento, desarrollan un patrón subanguloso generado por morfologías lajosas típicas, con una foliación de rumbo NNO y buzamiento de mediano ángulo al este. Internamente exhiben una fábrica granolepidoblástica bien marcada, resultado del bandeo composicional con cuarzo (Qtz)-plagioclasa (Pl) en la fracción granoblástica y biotita (Bt)+granate (Grt)±muscovita (Ms)±sillimanita (Sil) en las fracciones lepidoblásticas.

Anfibolitas

Estas rocas afloran en fajas kilométricas (< 4 km de longitud) distribuidas erráticamente (Fig. 1) e intercaladas entre las li-

tologías antes mencionadas. Forman bancos de potencia métrica a decamétrica (< 50 m), con una foliación con buzamientos de mediano ángulo al este y de rumbo concordante con los gneises y migmatitas del área. A escala de afloramiento exhiben pliegues isoclinales con planos axiales paralelos a la foliación regional del área (S₂). Internamente pueden exhibir un bandeo composicional, dado por la alternancia de banda máficas (hornblenda + epidoto + titanita + minerales opacos) y félsicas (plagioclasa + cuarzo), la cual está ausente en las variedades más homogéneas. Estas fracciones félsicas son las que, a menudo, mejor reflejan procesos de *boudinage* y el desarrollo de estructuras tipo *pinch and swell*.

La composición mineralógica global queda definida por la asociación hornblenda (Hbl)-plagioclasa (Pl)-cuarzo (Qtz)-epidoto (Ep)-titanita (Ttn).

Filonitas

En la zona de estudio aflora un conjunto de rocas generadas por cizallamiento y metamorfismo, que de acuerdo con las definiciones de Passchier y Trouw (1996) se corresponden con rocas de la serie milonítica, más precisamente filonitas, las cuales se encuentran asociadas al desarrollo de la faja de cizalla de Guacha Corral en el área de estudio.

Se ubican en el sector sureste del área de estudio (Fig. 1), interdigitándose con las metatexitas. Morfológicamente conforman filetes subangulosos (≤ 2 km de longitud), de tamaño de grano medio a fino y color pardo amarillento, evidenciado por el incremento de óxidos de hierro y sericita sobre los planos de foliación milonítica. Presentan una estructura planar, de geometría anastomosada, caracterizada como una foliación milonítica (S₃), de rumbo NNO y buzamiento de mediano a alto ángulo al este. Además, se observa sobre los planos de la foliación una lineación mineral (L₃) dada por la orientación y recristalización de clorita, biotita y muscovita, con una inmersión hacia el este sobre la foliación de rumbo NE-E.

En función del análisis mesoscópico y microscópico, se define una textura lepidob-

blástica con el desarrollo de una matriz de grano fino a muy fino, dada por la presencia de folias de filosilicatos clorita (Chl₃), sericita (Ser₃), muscovita (Ms₃), biotita (Bt₃), y porfiroclastos de tipo sigma, compuestos principalmente por cuarzo (Qtz₃) y plagioclasa (Pl₃).

ANÁLISIS MICROTTEXTURAL Y MICROESTRUCTURAL

A continuación se expondrán las variedades de microtexturas-microestructuras de las rocas presentes en el área de estudio, definiendo brevemente los mecanismos implícitos en la generación de las mismas, y que ayudan a precisar condiciones externas de presión, temperatura y esfuerzos diferenciales, en el contexto metamórfico actuante.

Por lo tanto, la siguiente etapa de trabajo puede afrontarse desde dos vías de análisis. En primer lugar, el estudio microtextural, el cual comprende la evaluación del conjunto de texturas debidas a los procesos de blástesis metamórfica (microtexturas poiquiloblásticas y de intercrecimiento). En segundo lugar, se realiza un análisis exhaustivo de todas las fábricas deformacionales intracristalinas y los mecanismos ligados a su génesis (maclado mecánico, *kinking*, *creep* por dislocación, recuperación, entre otros).

Microtexturas

Es muy frecuente observar en las migmatitas, diatexitas y metatexitas deformadas, porfiroblastos de granate (2 a 4 mm), con un núcleo turbio (Grt) rico en inclusiones de cuarzos (Qtz), plagioclasas (Pl) y diminutas láminas de biotitas (Bt). Esta microtextura poiquiloblástica, representa la fase sólida que se desarrolla durante el crecimiento del porfidoblasto, siendo las inclusiones porciones inertes o en exceso, las cuales muestran una orientación espacial asociada a una posible foliación relicta interna (S₁?). Los bordes de los cristales de granate se presentan netos y rectos. Por otra parte se observan, microtexturas de intercrecimiento asociadas a rocas como metatexitas y diatexitas, siendo el caso más típico las simplectitas de cuarzo

vermicular en plagioclasa (mirmequitas), y en menor medida simplectitas de biotita-cuarzo y biotita-plagioclasa (Figs. 2a, b). La mayor parte de estas simplectitas solo aparecen en rocas metamórficas de alto grado (Passchier y Trouw 1996) y se generan por la cristalización simultánea de dos o más fases en una misma zona de la roca, siendo el principal mecanismo responsable de ello, la difusión, que progresa en dirección del gradiente de concentración de cada elemento (Passchier y Trouw 1996). Estas microtexturas de intercrecimiento por lo tanto estarían asociadas principalmente a la etapa de metamorfismo regional.

Microestructuras

Analizando las secciones delgadas de muestras de roca correspondientes al área de estudio, resulta frecuente observar la presencia de maclas “mecánicas” en cristales de plagioclasas, las cuales se disponen con patrones lenticulares o bien tienden a acuñarse dentro del cristal.

Este maclado mecánico corresponde a un mecanismo de deformación que provoca la flexión de la red cristalina de los minerales. En el caso más simple, se genera cuando la red cristalina de un mineral se somete a un esfuerzo de cizalla simple paralelo a un plano cristalográfico favorable (Passchier y Trouw 1996). Cabe aclarar, que el acuñamiento y flexura del maclado original en cristales de plagioclasa ocurre en rangos entre los 400 °C y 500 °C (Passchier y Trouw 1996) y estaría asociado a una etapa de deformación milonítica en estas rocas.

A nivel microscópico, los filosilicatos de algunas rocas filoníticas y metatexitas deformadas de la zona de trabajo, exhiben patrones de deformación evidenciados a partir de un ángulo de extinción distinto al resto del mineral (bandas de extinción), láminas de filosilicatos flexuradas y/o microplegamientos de charnelas redondeadas a angulosas. Esta microestructura de deformación denominada *kinking*, supone también la flexión de la red cristalina, utilizando planos de debilidad, pero a diferencia del anterior la rotación de la red cristalina no está limitada a un ángulo es-

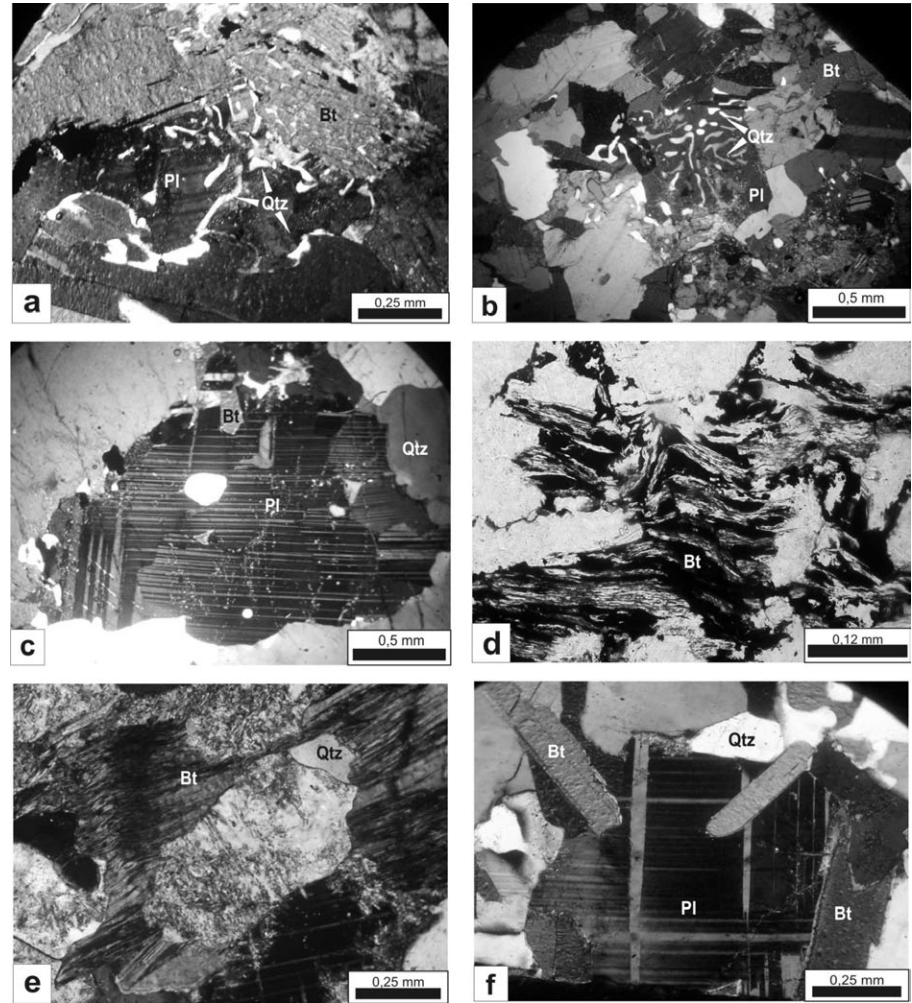


Figura 2: Fotomicrografías de microtexturas y microestructuras: a) Detalle de cuarzo vermicular desarrollado por la reacción entre biotita y plagioclasas en metatexitas; b) Detalle de mirmequitas de cuarzo vermicular hospedado en cristales de plagioclasas; c) Sobreimposición de un maclado mecánico en cristales de plagioclasa de metatexitas; d) Generación de kinking en biotita-clorita hospedadas en las filonitas del área; e) Kinking afectando a láminas de biotita en metatexitas deformadas; f) Extinción ondulante (*creep* por dislocación) en cristales de plagioclasa en rocas metatexiticas.

pecífico dictado por restricciones cristalográficas (Passchier y Trouw 1996). De acuerdo a lo propuesto por estos autores, los mismos se generan a partir de los 250 °C para las biotitas y a 350 °C en el caso de las plagioclasas (Figs. 2c, d).

Porfiroblastos tanto de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, de rocas metatexiticas del área, exhiben patrones de deformación intracristalina representados por la presencia de extinciones ondulan-tes “de barrido” (Figs. 2f y 3a) y lamelas de deformación (*creep* por dislocación). En el primer caso, se producen por la flexión regular de todo el cristal, en cambio las lamelas de deformación, se generan a partir de nudos de dislocación y/o subgra-

nos elongados de pequeñas dimensiones, estando más comúnmente asociadas al cuarzo donde éste presenta una orientación basal o sub-basal (Passchier y Trouw 1996). Esta deformación permanente que se genera en un cristal a partir de las dislocaciones, suele tener una orientación particular con respecto a la red cristalina, ya que solo pueden moverse en determinadas direcciones cristalográficas. Estas microestructuras se generan entre los 280 °C y 400 °C (Passchier y Trouw 1996, Stipp *et al.* 2002), en el caso de cristales de cuarzo y entre los 400 °C y 450 °C para los feldespatos (Passchier y Trouw 1996, Vernon 2004).

Por otra parte, es común observar a mi-

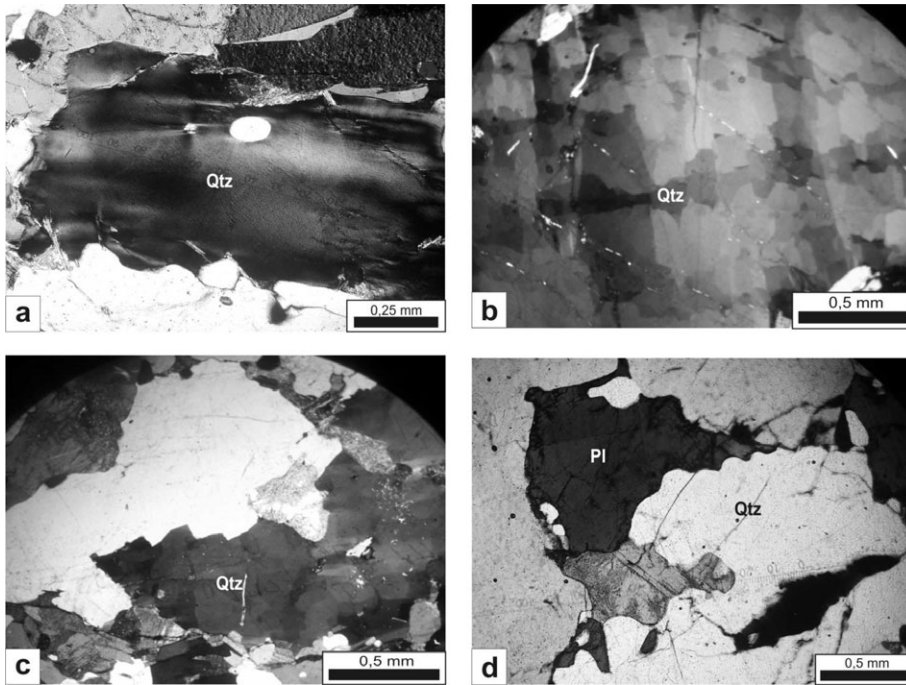


Figura 3: Fotomicrografías de microtexturas y microestructuras: a) Foto en detalle de cuarzo con extinción ondulante (*creep* por dislocación) en roca metatexitica, donde se observa la flexura regular del cristal; b) Evidencia de recuperación en cristales de cuarzo en metatexitas, con bandas de deformación y/o cuarzo en damero; c) Detalle de cristales de cuarzo en migmatitas deformadas que exhiben un proceso de recristalización dinámica (*bulging*). Obsérvese el desarrollo de contactos suturales intracristalinos; d) Detalle de bordes lobulados y curvos (*creep* por difusión) entre cristales de cuarzo y plagioclasa en las metatexitas.

cro-escala la presencia de bandas de deformación, patrones en damero y formación de subgranos, vinculados esencialmente a cristales de cuarzo en metatexitas (Fig. 3b). Este conjunto de microestructuras (recuperación) ocurren cuando la deformación cesa y los procesos de ordenamiento tienden a llevar la red cristalina hacia el estado de mínima energía por reducción de la densidad de dislocación (Passchier y Trouw 1996). La recuperación en cristales de cuarzo requiere temperaturas que van desde los 400 °C hasta inclusive los 700 °C, y mayores a 500 °C para los feldespatos (Passchier y Trouw 1996). En tanto que la formación del patrón textural en “damero” está restringido a temperaturas ligeramente mayores (Stipp *et al.* 2002). Las bandas de deformación se pueden considerar una etapa intermedia entre la extinción ondulante y los bordes de subgranos, en tanto que la generación del patrón “damero” ha sido considerada como la formación de subgranos desarrollados a altas temperaturas.

La presencia de contactos a partir de bor-

des de grano tipo suturales (*bulging*), que puede observarse a nivel microscópico entre cristales de cuarzo, fundamentalmente, ha sido interpretado como la evidencia textural de la ocurrencia de un proceso de recristalización dinámica en el área (Fig. 3c), que se desarrolla entre dos cristales vecinos de un mismo mineral deformados conjuntamente. Los átomos de la red cristalina más deformada pueden desplazarse, ligeramente, hacia la red menos deformada, lo cual resulta muy ventajoso energéticamente (Passchier y Trouw 1996), siendo más frecuente su ocurrencia a temperaturas próximas a los 550 °C (Pyrer 1993).

Cabe destacar, por último, las relaciones a micro-escala observadas entre cuarzo-feldespatos (Fig. 3d), que están representadas por bordes de granos muy curvos o lobulados entre dichos cristales de composición mineralógica distinta (*creep* por difusión), proceso en el cual está implícito el deslizamiento de bordes de grano y la superplasticidad. Esta micro-estructura corresponde a un mecanismo que se

desarrolla a elevadas temperaturas de deformación respecto a la temperatura de fusión de los minerales que componen la roca (Passchier y Trouw 1996), entre 500 °C y 700 °C (Stipp *et al.* 2002).

SECUENCIA EVOLUTIVA

En función del análisis petrológico de las litologías del área de estudio, asociaciones mineralógicas, rasgos microtexturales y microestructurales (realizados estos últimos bajo el microscopio), fue posible determinar las condiciones de P y T para cada uno de los eventos metamórficos -deformacionales (M_1 , M_2 y $M_{3a,b}$, D_1 , D_2 y D_3), las cuales han sido sintetizadas en el cuadro 2. Estos datos fueron posteriormente sustentados por datos geotermobarométricos obtenidos de diferentes citas bibliográficas entre los que podemos mencionar a Martino *et al.* (1994), Fagiano *et al.* (2002a), Guerreschi y Martino (2002, 2003), Fagiano y Martino (2004), Sommaro (2005), Fagiano (2007), Cristofolini (2008), Arangue (2010), Radice (2010) y Radice *et al.* (2012), entre otros.

Metamorfismo regional dinamo-térmico: M_1

El metamorfismo regional M_1 , corresponde a un evento metamórfico de progreso, de carácter relíctico y vinculado a un evento deformacional (D_1) que genera la foliación (S_1). Esta última se encuentra preservada en los tabiques de gneises y anfibolitas incluidos en las unidades migmatíticas a modo de *resister* o *rafts*.

Esta foliación relíctica aparece también vinculada a las microtexturas poiquiloblásticas observadas en núcleos de granates (Grt_2) que exhiben en su centro inclusiones de cuarzo (Qtz_1), plagioclasa (Pl_1) y biotita (Bt_1). Estas inclusiones siempre se encuentran dispuestas en sentido oblicuo respecto de la foliación metamórfica (S_2), definida principalmente por las folias de biotitas (Bt_2).

En base a las asociaciones minerales mencionadas, se ha podido establecer condiciones de grado medio (facies de anfibolitas almandínica) para dicho evento M_1 , con temperaturas cercanas a los 630 °C y

CUADRO 2: Síntesis de los procesos metamórficos y deformacionales del área de estudio y comparación con los ocurridos a nivel regional para la sierra de Comechingones.

Orogenia	Proceso metamórfico	Deformación (D)	Meta-morfismo (M)	Foliación (S)	Litología	Asociación mineral	Micro-textura	Microestructura	Correlación regional del evento
CICLO FAMATINIANO	Metamorfismo dinámico (en ambiente dúctil-frágil de grado bajo en facies de esquistos verdes dentro de la zona de la clorita)	D3b	M3b	S3	Filonitas	Chl-Ms-Ser-Bt-(±Qtz)		Maclado mecánico <i>Kinking Creep</i> por dislocación.	D4 Gordillo y Lencinas (1979); D3/S3/M3 Guerreschi y Martino (1998, 2002, 2003); Martino <i>et al.</i> (1995); D3/S3/M4 Rapela <i>et al.</i> (1998); D3b/S3b/M3 Sommaro (2005); D3b/S3b/M3b Fagiano (2007); D3/S3b/M3b Cristofolini (2008)
	Metamorfismo dinámico (en ambiente dúctil, de grado medio en facies de anfibolita, dentro de la zona de la sillimanita)	D3a	M3a	S3	Metatexitas deformadas	Chl-Bt-Ser (±Sil±Ms±Qtz±Zrn ±Ap±Rt±Ox)		Contactos suturales (<i>bulging</i>) Recristalización dinámica.	
CICLO PAMPEANO	Metamorfismo regional (M2) (alto grado, en facie de transición anfibolita almandínica a granulita, con fusión parcial, dentro de la zona de la sillimanita-feldespató potásico)	D2	M2	S2	Metatexitas Diatexitas	Qtz-Pl-Kfs-Bt±Sil±Grt Qtz-Pl-Kfs-Bt±Sil±Grt	Simplectitas Mirmequitas	Bandas de deformación Patrones en damero Formación de subgranos (recuperación) <i>Creep</i> por difusión.	D2 Gordillo y Lencinas (1979); D2/S2/M2 Guerreschi y Martino (1998, 2003); D2/S2/M2 Rapela <i>et al.</i> (1998); D1b/S1b Otamendi <i>et al.</i> (2004); D2/S2/M2 Sommaro (2005); D2/S2/M2 Fagiano (2007); D2/S2/M2 Cristofolini (2008)
	Metamorfismo regional (M1) (de grado medio, en facie de anfibolita almandínica, dentro de la zona del granate)	D1	M1	S1	Esquistos Gneises Anfibolitas Mármoles	Qtz-Pl±Bt±Kfs±Grt Qtz-Pl-Bt-Grt Hbl-Pl±Qtz±Ep Cal±Ep±Qtz	Grt poquilitico		D1 Gordillo y Lencinas (1979); D1/S1/M1 Rapela <i>et al.</i> (1998); D1/S1/M1 Guerreschi y Martino (1998, 2003); D1a/S1a Otamendi <i>et al.</i> (2004); D1/S1/M1 Sommaro (2005); D1/S1/M1 Cristofolini (2008)

presiones medias a altas, próximas a los 6 kbar (Fig. 4), coherentes con los límites superiores e inferiores de las isogradas del granate y la sillimanita respectivamente (Arangue 2010). Cabe destacar que dichas condiciones son similares a las planteadas por Guerreschi y Martino (2002, 2003) y Cristofolini (2008), para el basamento metamórfico-migmático que se extiende como límite septentrional de la zona aquí analizada y por Sommaro (2005) y Fagiano (2007) para el basamento metamórfico-migmático que representa el límite sur de la sierra de Comechingones.

Metamorfismo regional dinamo-térmico: M₂ (clímax metamórfico)

El evento M₂ (clímax metamórfico) es, como su nombre lo indica, el evento más importante registrado en todas las rocas del área. Bajo el mismo se habría desarrollado la paragénesis más representativa del ámbito de estudio (cuarzo (Qtz₂)

+ plagioclasa (Pl₂) + feldespató potásico (Kfs₂) ± granate (Grt₂) ± biotita (Bt₂) ± sillimanita (Sil₂), además de la foliación regional y penetrativa (S₂) que se manifiesta en todas las variedades litológicas, desarrollada en un régimen de esfuerzo regional de carácter compresivo (D₂). En este estadio se produce la fusión parcial de metapelitas (metátexis), cuyo resultado es la generación de las metatexitas que afloran en la zona de trabajo. Por su parte, las fracciones más aptas para ser fundidas bajo estas condiciones progresaron hacia un estadio anatético más avanzado (diatexis), generándose así las diatexitas no cordieríticas (Radice *et al.* 2012). Evidencias microtexturales que avalan este proceso, pueden apreciarse hacia los bordes de las láminas de biotitas (Bt₂) y plagioclasas (Pl₂), que muestran rasgos de inestabilidad (simplectitas y mirmequitas, respectivamente).

Otros rasgos que se desprenden del aná-

lisis microtextural-estructural, permiten interpretar los procesos deformacionales desarrollados a alta temperatura. Como ya se ha mencionado, son comunes las bandas de deformación, patrones en “damero” y formación de subgranos (recuperación) en cristales de cuarzo y feldespató. Asociado a estos procesos, se observan bordes lobados (*creep* por difusión) en los cristales de cuarzo y feldespatos.

El conjunto de las asociaciones minerales, sumado a los rasgos de P-T ligados a las microfábricas mencionadas, permiten deducir que se habrían alcanzado condiciones de presión y temperaturas próximas a los 7,5 kbar (~ 25 km de profundidad) y 750 °C respectivamente (Fig.4). Estos datos son coherentes con los establecidos en trabajos anteriores por Arangue (2010) y Radice *et al.* (2012), los cuales determinan que dicho evento se habría generado en una transición entre anfibolita alta (almandínica) a granulita (segun-

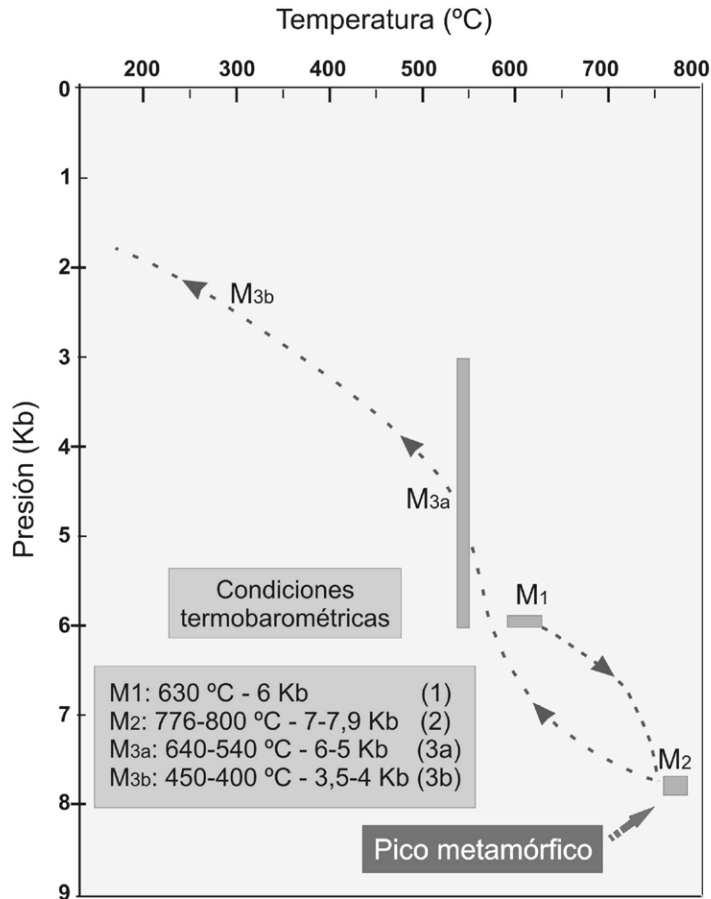


Figura 4: Gráfico simplificado que muestra la secuencia de eventos y trayectoria P-T del basamento polimetamórfico de la sierra de Comechingones en la zona de estudio. Las condiciones de presión y temperatura del evento M1 (1) fueron tomadas de: Guerreschi y Martino (2002, 2003), Sommaro (2005), Cristofolini (2008), Fagiano (2007), Arangue (2010) y Radice *et al.* (2012). Las del M2 (2) de Martino *et al.* (1994), Guerreschi y Martino (2002), Fagiano (2007), Cristofolini (2008), Arangue (2010) y Radice *et al.* (2012). Las del M3a (3a) de Fagiano *et al.* (2002a), Fagiano y Martino (2004), Fagiano (2007), (Radice 2010) y Radice *et al.* (2012) y las del M3b (3b) de Radice (2010) y Radice *et al.* (2012).

da isograda de la sillimanita) con estabilidad de la asociación Kfs + Sil.

Asimismo, estos datos son similares a los calculados por Guerreschi y Martino (2002) por geotermobarometría (7,9 kbar y 776 °C) al norte de la zona de estudio, y a los estimados por Cristofolini (2008) para la región central de la sierra de Comechingones. Pero son intermedios, respecto a los determinados por Martino *et al.* (1994) al norte del área estudiada (8 kbar y 800 °C) y al inferido por Fagiano (2007) al sur de la misma, quien establece rangos de presión de 7 kbar y entre 700 °C a 760 °C de temperatura.

Metamorfismo dinámico: M₃ (deformación dúctil, dúctil-frágil)

El evento M₃, esencialmente dinámico,

está relacionado con el evento deformacional (D₃) responsable de la conformación regional de la faja de cizalla Guacha Corral (Fagiano y Martino 2004), y se caracteriza por desarrollarse en dos fases deformacionales y metamórficas diferentes, denominadas aquí como:

M_{3a}: metamorfismo dinámico en ambiente dúctil, de grado medio y facies de anfibolita, dentro de la zona de sillimanita.

M_{3b}: metamorfismo dinámico en ambiente dúctil-frágil, de grado bajo en facies de esquistos verdes, desarrollado dentro de la zona de clorita.

La fase M_{3a}, en la zona de análisis, generó el retrabajo de las fábricas migmatíticas mediante la retrogradación mineral de las asociaciones paragenéticas originadas durante el pico metamórfico (M₂), con la so-

breimposición de texturas deformacionales que obliteran parcialmente a la textura migmatítica (metatexitas deformadas), desarrollando una incipiente fábrica milonítica (S_{3a}), *mulliones*, plegamiento asimétrico, además de *boudinage* y estructuras de *pinch and swell* en las rocas anfibólicas.

Las diferentes fases de plegamiento observadas en las unidades migmatíticas correlacionables con este evento (M_{3a}), exhiben una fuerte coherencia estadística con la foliación S₂ (Radice *et al.* 2012). A pesar de que se esperaría en estos casos una elevada dispersión de los polos, ya que de haberse generado durante el clímax migmatítico las rocas fundidas podrían no transmitir totalmente los esfuerzos y, en algunos casos, comportarse como un flujo coaxial. Sin embargo, las evidencias encontradas permiten deducir que, efectivamente, la deformación que produjo los plegamientos asimétricos fue desarrollada en un estado sub-sólido y en condiciones de alta ductilidad (M_{2b} o M_{3a}?), lo cual ha quedado reflejado en las orientaciones que resultan fuertemente consistentes entre sí (ver Radice *et al.* 2012).

A nivel microestructural los cambios asociados a este evento pueden observarse en los contactos suturales (*bulging*) y/o recristalización dinámica asociada. Otra de las transformaciones más notoria en casi todas las muestras, corresponde a la modificación en el hábito de la sillimanita, que pasa de prismática (Sil₂) a fibrosa (Sil₃), y se orienta subparalela a la dirección de máxima extensión. Sin embargo, también pudo observarse el desarrollo de una biotita (Bt₃), más pequeña y dispuesta oblicua a la foliación principal (S₂). La orientación de esta nueva biotita (Bt₃) define, sutilmente, la foliación S_{3a} a esta escala.

Las condiciones termobarométricas estimadas son de aproximadamente 640 °C y 5 kbar (Radice 2010) (Fig. 4), en facies de anfibolita y dentro de la zona de sillimanita, coherente con lo planteado por Fagiano *et al.* (2002a), Fagiano y Martino (2004) y Fagiano (2007).

Posteriormente, se desarrolla la segunda fase M_{3b}, en un ambiente estructural dúctil-frágil, en condiciones de grado bajo y facies de esquistos verdes. Este nuevo

evento metamórfico (M_{3b}) queda representado por la generación de rocas filoníticas, las cuales conforman filetes de extensión kilométrica en el área de trabajo. Se define como protolito de estas rocas filoníticas a los gneises biotítico granatíferos, los cuales poseen características estructurales y texturales que favorecieron la nucleación de los esfuerzos actuantes. A partir del análisis microestructural se desprende que, asociados a esta etapa, se habrían desarrollado los procesos de macado mecánico, *kinking* y *creep* por dislocación. Por lo tanto, las condiciones termobarométricas estimadas en función de las paragénesis, reacciones químicas y condiciones de deformación, permiten determinar un rango de temperatura entre 400 °C - 450 °C y presiones de 3,5 - 4 kbar (Fig. 4), dentro de la zona de clorita (Radice 2010 y Radice *et al.* 2012).

CONCLUSIONES

El basamento metamórfico del sector centro oriental de la sierra de Comechingones está integrado esencialmente por metatexitas y diatexitas, entre las que se intercalan gneises biotíticos granatíferos, anfíbolitas y, subordinadamente, cuerpos de filonitas, mármoles y pegmatitas.

A partir de los datos petrológicos, texturales y estructurales observados a meso y microescala se han reconocido diferentes eventos metamórficos y deformacionales que afectaron al área de estudio y han sido caracterizados como M_1 - D_1 asociados a la orogenia Pampeana, en condiciones de grado medio y en facies de anfíbolita almandínica (6 kbar y 630 °C). El producto litológico de este proceso son los gneises biotíticos granatíferos y las anfíbolitas preservadas a modo de *resister* y *raft* en las unidades migmatíticas.

El evento M_2 - D_2 representa el clímax metamórfico, también asociado a la orogenia Pampeana. A partir de las asociaciones paragenéticas y los análisis petroestructurales se deducen condiciones de ~ 7,5 kbar y 750 °C para este evento (facies de anfíbolita alta a granulita). El rasgo más notorio del evento M_2 , es la migmatización de las fracciones pelíticas, cuyo re-

sultado son las metatexitas y diatexitas (no cordieríticas) que afloran en el área de estudio. Por su parte, el evento deformacional D_2 da lugar a la foliación regional del área (S_2), de rumbo submeridional NNO. El tercer evento M_3 está caracterizado por desarrollarse en dos fases diferentes denominadas aquí M_{3a} y M_{3b} , que actuaron en condiciones dúctil y dúctil-frágil, respectivamente.

La primera fase (M_{3a}) se corresponde a un metamorfismo dinámico en ambiente dúctil (5 kbar y 640 °C), en facies de anfíbolita y dentro de la zona de sillimanita, cuyo producto final son las metatexitas deformadas, el plegamiento asimétrico de los leucosomas, *mulliones*, *boudinage* y estructuras de *pinch and swell*, sobreimpuestas a las fábricas migmatíticas y anfíbolitas del área. Este evento podría ser asignado a un ciclo tardío-Pampeano o bien representar una fase temprana del ciclo Famatiniano (M_{2b} ó M_{3a} ?).

La segunda fase (M_{3b}) se desarrolla en un ambiente dúctil-frágil, de grado bajo y en facies de esquistos verdes (dentro de la zona de clorita), quedando representada por las filonitas y siendo asignada al ciclo Famatiniano (447 - 425 Ma en Rapela *et al.* 1998, 2001). El protolito de estas rocas queda definido a partir de la deformación sobreimpuesta a los gneises principalmente. Las condiciones termobarométricas han sido estimadas en 3,5 a 4 kbar y 400 - 450 °C. Este evento se asocia al desarrollo de la faja de cizalla Guacha Corral hacia el oeste del área de estudio (Fagiano *et al.* 2002, Fagiano y Martino 2004).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Universidad Nacional de Río Cuarto, especialmente al Departamento de Geología. Este trabajo constituye parte de los proyectos PIP CONICET 11220120100688CO, Proyecto Secyt UNRC 18/C336.

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Pablo Diego González y a un corrector anónimo por sus observaciones y sugerencias que permitieron mejorar significativamente este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-764, Caracas.
- Arangue, J. 2010. Análisis de las fabricas migmatíticas del sector "Paso de las Blancas", porción centro-oriental de la sierra de Comechingones, Río de los Sauces, Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 153 p., Río Cuarto.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Actas: 1: 224-291, Córdoba.
- Cristofolini, E. A. 2008. Petrología estructural del área comprendida entre la localidad de "Lutti" y el puesto "Rodeo de Las Yeguas": análisis comparativo de las fábricas migmatíticas y miloníticas, sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 186 p., Río Cuarto.
- Esparza, A.M., Fagiano, M. y Pinotti, P. 1997. Contac aureole in the south portion of Cerro Áspero's Batholith (Córdoba, R. Argentina). 2° International Symposium on granites and associated mineralizations, Extended Abstract: 193-194, Salvador de Bahía.
- Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. 1997. Estudio geológico de las rocas metamórficas en el sector centro-sur de la sierra de Comechingones. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas: 3: 1627-1630, Antofagasta.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A. y Martino, R. 2002a. La faja de cizalla de Guacha Corral, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264, El Calafate.
- Fagiano, M., Nullo, F. y Otamendi, J. 2002b. Migmatitas heterogéneas del sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 265-268, El Calafate.
- Fagiano, M. y Martino, R. 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 7: 45-50.
- Fagiano, M. 2007. Geología y petrología del ba-

- samento cristalino de Las Albahacas, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 379 p., Río Cuarto.
- Guereschi, A. y Baldo, E. 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 319-326, Mendoza.
- Guereschi, A. y Martino, R. 1998. Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 101-116.
- 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, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 365-375.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2003. Trayectoria textural de las metamórfitas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 61-77.
- Kretz, R. 1983. Symbols for Rock-forming Minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Martino, R. 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 21-32.
- Martino, R., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M y Guerreschi A. 1994. Thermobarometry at 32° LS in the Pampean Ranges near Cordoba, Argentina. GSA Annual Meeting, Abstracts with programs: A-226, Seattle.
- Menhert, K. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company, 405 p., New York.
- Mutti, D., González Chioza, S. y Méndez, C. 2002. Las ortoanfibolitas de la Formación La Aguada como indicadoras de la evolución tectonometamórfica del Distrito Mienero Cerro Áspero, Córdoba. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 47-50, El Calafate.
- Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra 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.
- Passchier, C. y Trouw, R. 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p., Berlin.
- Pyrer, L. 1993. Microstructures in feldspars from major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario Canada. *Journal of Structural Geology* 15: 21-36.
- Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stopping at high crust level. Cerro Áspero Batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251-265.
- Pinotti, L., Tubía, J., D'Eramo, F., Vegas, N., Sato, A., Coniglio, J. y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28: 834-849.
- Radice, S. 2010. Análisis de fábricas metamórficas y deformacionales del basamento cristalino al sudoeste del paraje San José, sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 138 p., Río Cuarto.
- Radice, S., Arangue, J., Fagiano, M., Pinotti, L. y Cristofolini, E. 2012. Análisis petrológico estructural del basamento encajonante del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. *Serie de Correlación Geológica* 28: 09-22.
- Ramos, V. 1999. Las provincias Geológicas del territorio Argentino. En: Caminos, R. (Ed.) *Geología Regional Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. 1998. The Pampean Orogeny of southern proto-Andes: Cambrian Continental collision in the Sierra de Córdoba. En: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.) *The Proto-Andean Margin or Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication, 142: 181-217, London.
- Rapela, C., Casquet, C., Dahlquist, J., Pankhurst, R., Galindo, C. y Saavedra, J. 2001. Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 23-41.
- Sommaro, C. 2005. Geología y petrología del campo "Las Guindas" (UNRC) y alrededores, sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 138 p., Río Cuarto.
- Steenken, A., López de Luchi, M., Martínez Dopico, C., Drobe, M., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2010. The Neoproterozoic-early Paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas: an overview. *International Journal of Earth Science* 100: 465-488.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Tramannoni, P. 2008. Estudio petro-estructural de la aureola de contacto en el área sur y sureste del batolito Cerro Áspero, sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 180 p., Río Cuarto.
- Vernon, R., 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., London.

Recibido: 5 de marzo, 2014

Aceptado: 9 de octubre, 2014