

# Trayectoria textural de las metamorfitas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba

Alina B. GUERESCHI y Roberto D. MARTINO

CONICET y Departamento de Geología Básica. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.  
Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 1611. X5016GCA-Córdoba.  
E-mails: [aguereschi@com.uncor.edu](mailto:aguereschi@com.uncor.edu), [rdmartino@com.uncor.edu](mailto:rdmartino@com.uncor.edu).

**RESUMEN.** El basamento metamórfico del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones (Córdoba) está compuesto predominantemente por gneises biotíticos granatíferos, migmatitas estromatíticas y diatexitas. Se determina para las rocas metamórficas del área una trayectoria textural P-T que refleja un lazo de tipo horario, con una etapa prógrada (evento M1-D1) de grado medio y presión relativamente alta, con  $\text{Grt} + \text{Bt} \pm \text{St} \pm \text{Rt}$ . La trayectoria continúa hasta alcanzar las condiciones de alto grado del pico metamórfico M2-D2, con inicio de la primera fusión parcial o anatexis en rocas de composición pelítica que genera metatexitas estromatíticas con  $\text{Sil} + \text{Kfs}$ . A continuación se produce un evento M3-D3, esencialmente dinámico, con deformación por cizalla a alta temperatura. La etapa retrógrada M4 de descompresión y enfriamiento, es registrada por coronas de plagioclasa alrededor de granate y por un segundo episodio de fusión parcial, con formación de diatexitas con  $\text{Crd} + \text{Kfs}$ . Posteriormente, se desarrolla una etapa de enfriamiento a condiciones de grado medio, con hidratación, representada por el reemplazo de granate por una corona de biotita. Finalmente, sobreviene una etapa tardía de hidratación y enfriamiento a condiciones de bajo grado. Las rocas metamórficas del área, que habrían alcanzado condiciones de la facies de granulitas, formarían parte de la zona interna de un orógeno producto de la colisión del *terrane* Pampia con el margen occidental de Gondwana, que habría ocurrido en el lapso Precámbrico superior-Cámbrico.

Palabras clave: *Petrología, Metamorfismo, Trayectoria textural, Sierra de Comechingones, Córdoba*

**ABSTRACT.** *Textural path of metamorphic rocks from central portion of the eastern side of Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.* The metamorphic basement on the eastern side of Sierra de Comechingones (Córdoba), consist mainly of Bt-Grt gneisses, stromatic migmatites and diatexitas. Considering textural paths followed by metamorphic rocks a clockwise loop is established. It has been recognized a medium-grade metamorphic event M1-D1 preserved like relictic rocks, mineral paragenesis ( $\text{Grt} + \text{Bt} \pm \text{St} \pm \text{Rt}$ ) and structures (S1 foliation). After overcome  $\text{St} + \text{Bt}$  stability and higher pressure conditions of  $\text{Grt} + \text{Rt}$ , these rocks reached metamorphic peak conditions M2-D2 producing high-grade paragenesis, partial melting of metapelitic rocks (stromatic migmatites with  $\text{Sil} + \text{Kfs}$ ) and developing a pervasive metamorphic foliation S2. The dominant pelitic assemblage found in gneisses and migmatites is  $\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Grt} + \text{Sil} + \text{Kfs}$ . After the metamorphic peak, a dynamic event M3-D3 with high temperature shear deformation is produced. Later, a decompression + cooling event (M4) took place, producing plagioclase coronas around garnet in all rocks and a second anatexis with  $\text{Crd} + \text{Kfs}$  diatexitas. A cooling + hydration event (M5) followed decompression is evidenced by biotite coronas around garnet. The path was closed during the M6 hydration event developed at lower temperatures producing mineral alterations. This high-grade metamorphic basement would form the internal zone of a Late Precambrian-Early Cambrian collision of Pampia terrane with the western Gondwana margin.

Key words: *Petrology, Metamorphism, Textural path, Sierra de Comechingones, Córdoba*

## Introducción

El sector centro-oriental de la sierra de Comechingones (Córdoba) está constituido por un basamento metamórfico-migmático de alto grado, compuesto predominantemente por gneises biotíticos granatíferos, ortogneises, migmatitas homogéneas (diatexitas) y heterogéneas (metatexitas estromatíticas). El área fue cartografiada y estudiada en forma detallada en sus aspectos petrológicos y estructurales por Guerreschi (2000). Otros trabajos que abarcan parte del área son

los de Guerreschi (1992), Guerreschi y Baldo (1993), Martino *et al.* (1997a), Chincarini *et al.* (1998) y Guerreschi y Martino (1998).

Los objetivos de esta contribución son: (1) Determinar las paragénesis minerales y texturas de reacción de los gneises biotíticos granatíferos ( $\pm$  sillimaníticos) y de las migmatitas estromatíticas y diatexitas. (2) Interpretar los distintos eventos metamórficos que experimentaron las rocas y estimar las condiciones de presión y temperatura de los mismos. (3) Elaborar una trayectoria textural para las rocas metamórficas del área. (4) In-

tegrar toda la información obtenida en una secuencia evolutiva para este sector de las Sierras de Córdoba.

La región considerada se ubica en el departamento Calamuchita, pedanías Cañada de Álvarez y Río de los Sauces, de la provincia de Córdoba. Desde la ciudad de Córdoba, se llega al área por la ruta nacional 36 o provincial 5 hasta la localidad de Berrotarán (Fig. 1). Desde allí hacia el oeste, las rutas provinciales E-63 y 23, junto con otros caminos secundarios, permiten acceder al resto del área.

## Petrografía

En el área estudiada se han identificado gneises, ortogneises, migmatitas, anfibolitas, mármoles, milonitas, granitoides, gabros (cerro San Lorenzo) y rocas ultramáficas (Fig. 2). A continuación se describirán con detalle las litologías que desarrollan paragénesis diagnósticas y texturas de reacción útiles para la interpretación petrogenética: los gneises biotíticos granatíferos y las migmatitas, entre las que se encuentran migmatitas heterogéneas como las estromatitas Huerta Vieja y Tala Cruz, y migmatitas homogéneas como las diatexitas Cañada del Sauce. Las asociaciones minerales reconocidas se muestran en el Cuadro 1. Los símbolos utilizados para los minerales corresponden a Kretz (1983). La descripción petrográfica detallada y la interpretación petrológica de las otras litologías de la figura 2 que no son tratadas en este trabajo se encuentran en Guereschi (2000).

### *Gneises biotíticos granatíferos*

Son las rocas dominantes en el complejo metamórfico de este sector de la sierra de Comechingones (Martino *et al.* 1997a). En fotografía aérea presentan tonos grises, textura rugosa anisótropa y forman lomas alargadas y asimétricas según la dirección de la foliación metamórfica dominante  $S_2$ . Esta última tiene rumbos noroeste-sudeste a norte-sur y buzamientos en

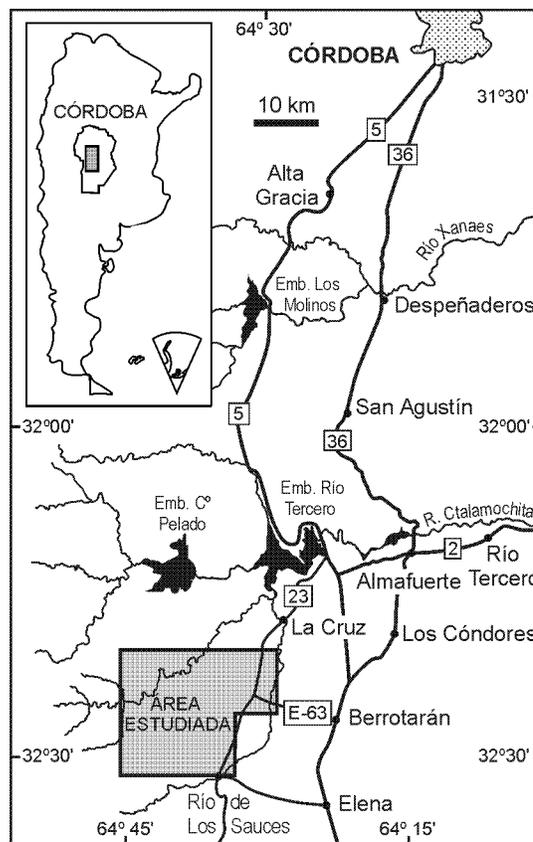


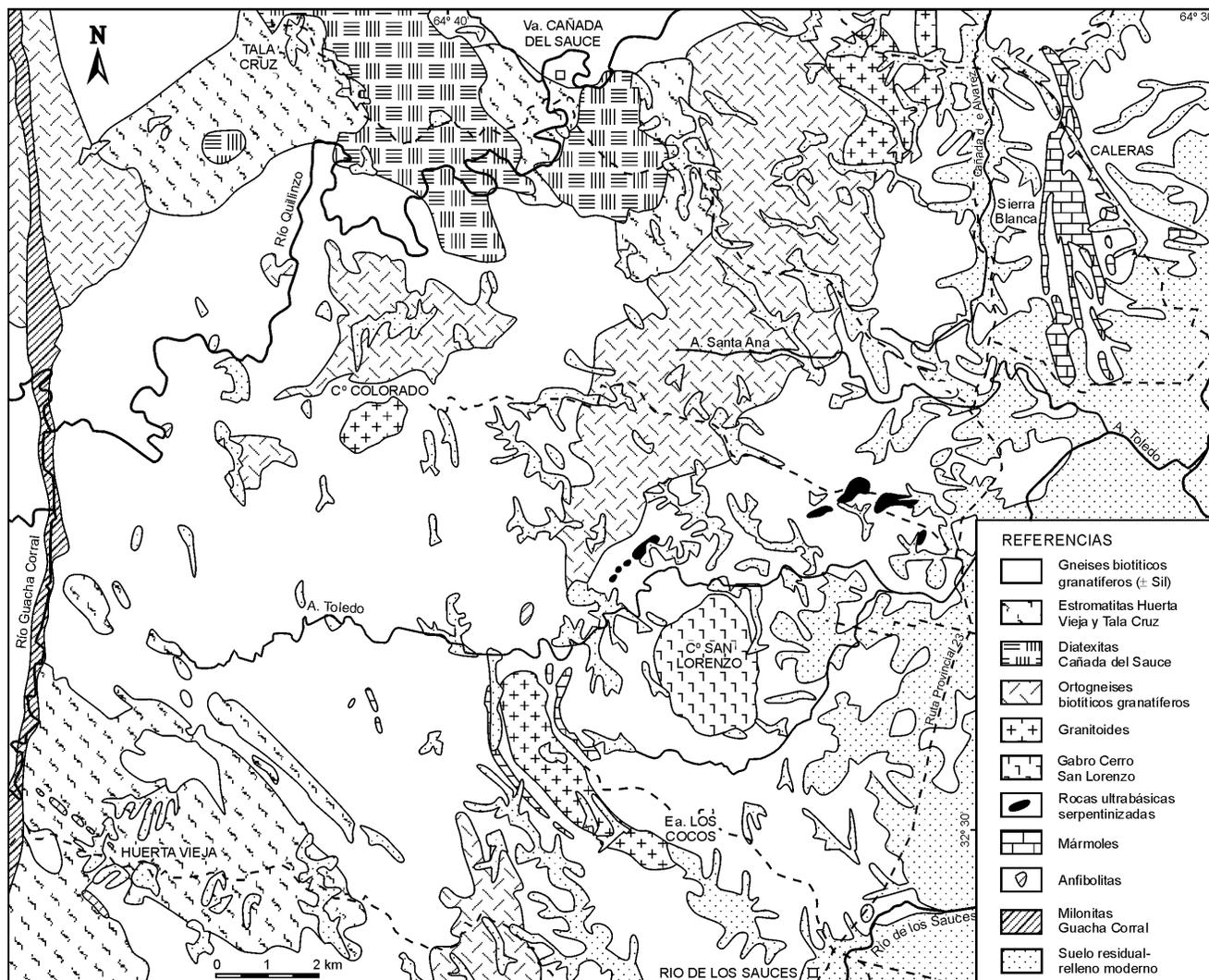
Figura 1: Ubicación geográfica y accesos.

ángulos variables hacia el este o nordeste. Afloran en lajas gruesas, aunque en ciertos sectores forman bochas. Se intercalan esquistos biotíticos granatíferos, anfibolitas y mármoles.

Son rocas grises, con buena foliación y bandeado composicional dado por capas alternantes ricas en biotita y en cuarzo + plagioclasa. La textura es granolepidoblástica de grano medio a fino, más raramente porfiroblástica, y están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita y granate. Algunas variedades tienen sillimanita ± feldespatos potásico y en ningún caso poseen muscovita primaria. A escala microscópica, la foliación  $S_2$  está dada por la

Cuadro 1: Asociaciones minerales de las principales litologías estudiadas (símbolos minerales según Kretz 1983)

Gneises biotíticos granatíferos		Qtz-Pl-Kfs-Bt-Grt-Sil-Zrn-Ap-Op-St-Rt-Tur	
Estromatitas Huerta Vieja	Leucosomas	Qtz-Pl-Kfs-(± Sil ± Bt ± Grt)-Ap-Zrn	
	Melanosomas	Bt-Sil-Grt-Zrn-Op-(± Spl)	
	Mesosomas	Qtz-Pl-(± Kfs)-Bt-Grt-Sil-Ap-Zrn-Op	
	Xenolitos de esquistos biotíticos	Qtz-Pl-Bt-Grt-Zrn-Ap-Op	
Estromatitas Tala Cruz	Parte metapelítica	Leucosomas	Qtz-Pl-Kfs-(± Sil ± Bt ± Grt ± St)-Ap
		Melanosomas	Bt-Sil-Grt-Zrn-Op-(± Rt)
		Mesosomas de gneises cuarzosos con rutilo	Qtz-Pl-Bt-Grt-Rt-Zrn-Op
	Parte meta-grauváquica	Leucosomas	Qtz-Pl-Kfs-(± Bt ± Grt)-Ap
		Melanosomas	Bt-Sil-Grt-Zrn-Op
		Mesosomas	Qtz-Pl-Bt-Grt-(± Sil)-Ap-Zrn-Op-(± Rt)
Diatexitas Cañada del Sauce	Parte nebulítica	Qtz-Pl-Kfs-Bt-Grt-Sil-Crd-Ap-Zrn-Rt-Op-Tur-[pinita-Ser]	
	Restos de estromatitas	Bt-Grt-Sil-Crd-Qtz-Pl-Kfs-Zrn-Rt-Op-Tur-[pinita-Ser]	
	Nódulos de cordierita	Crd-Qtz-Ap-(Bt-Grt-Sil)	



**Figura 2:** Mapa litológico del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones. El detalle de la estructura, particularmente de sectores como Sierra Blanca, Huerta Vieja y San Lorenzo, se encuentra en Martino *et al.* (1997a), Guerreschi y Martino (1998), Chincarini *et al.* (1998) y Guerreschi (2000).

orientación preferente de las láminas de biotita y de agregados de cuarzo elongado en forma de cinta. Se observa una fuerte deformación postcristalina, especialmente de cuarzo y plagioclasa.

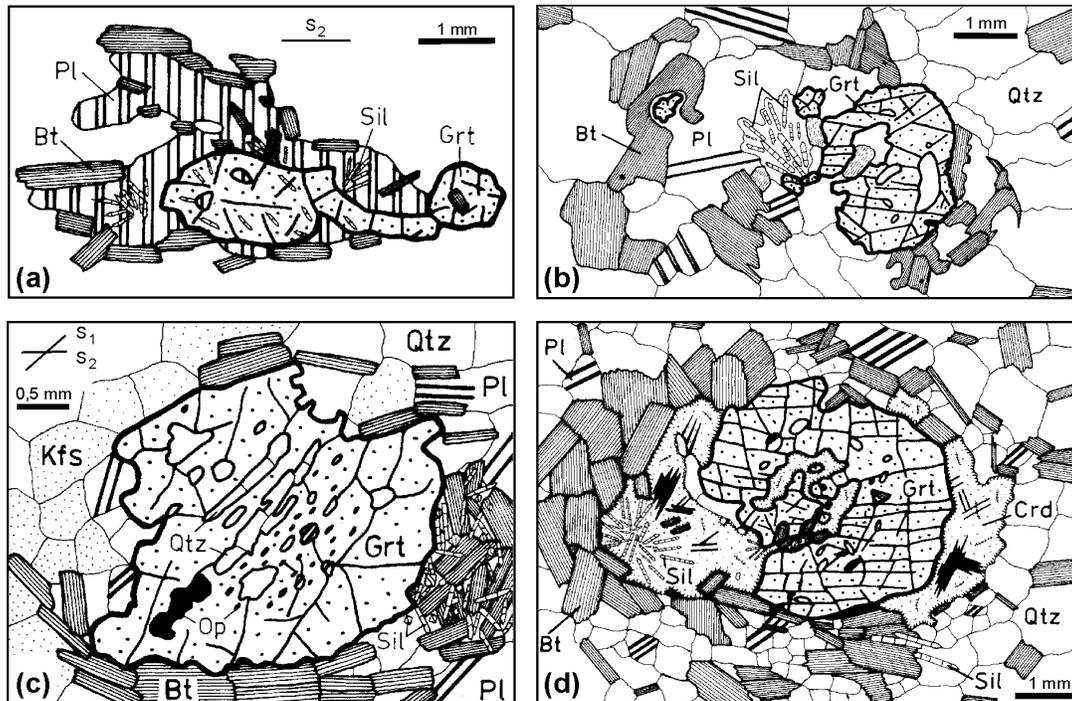
**Cuarzo:** se encuentra como: (1) Inclusiones goticulares en plagioclasa, granate o feldespato potásico. (2) Xenoblastos (0,5-1 mm) con contornos rectos o lobulados, extinción levemente ondulosa e inclusiones de biotita y circón; a veces están elongados paralelamente a  $S_2$ . (3) Porfiroblastos, generalmente elongados (< 12 mm), con contornos lobulados, con engolfamientos y penetraciones como “lenguas”, y escasas inclusiones de biotita, plagioclasa y circón. Tienen extinción fuertemente ondulosa, a veces con bandas de deformación perpendiculares a  $S_2$ . En algunas muestras forman cintas de cuarzo, en parte desmembradas e invadidas por feldespato potásico.

**Plagioclasa** ( $An_{24-36}$ ): aparece como: (1) Escasas inclusiones redondeadas en cuarzo, feldespato potásico y granate. (2) Subidioblastos tabulares de grano fino (< 1 mm), con maclas polisintéticas deformadas (acuñadas, flexuradas), que se alteran a caolín y sericita. Forman agregados granoblásticos, a veces poligonales, y algunos individuos poiquilíticos incluyen sillimanita, cuarzo, biotita, apatita y circón. (3) Blastos alargados (< 5 mm), con contornos irregulares a lobulados, y maclas polisintéticas deformadas o difusas. Poseen escasas inclusiones de cuarzo o biotita, y están muy alterados, con laminillas de muscovita secundaria.

**Feldespato potásico:** escasos xenoblastos micropertíticos (< 1 mm), con contornos lobulados, extinción difusa, aspecto intersticial y maclado en enrejado incipiente. Algunos individuos alargados (< 5 mm) son poiquilíticos, repletos de inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita, circón, apatita o sillimanita. Se altera a caolín y sericita.

**Biotita:** es pardo rojiza, muy pleocroica, en ciertos casos parda, y se presenta como: (1) Pequeñas láminas y secciones basales hexagonales a redondeadas ( $Bt_1$ ) incluidas en cuarzo, plagioclasa, granate o feldespato potásico. (2) Láminas subidioblásticas (< 1-2 mm) orientadas según  $S_2$  ( $Bt_2$ ), con bordes desflecados, parcialmente desferizadas, con óxidos de hierro y minerales opacos en bordes y clivajes. En ocasiones es reemplazada por clorita o muscovita. (3) Escasas láminas más cortas y anchas ( $Bt_3$ ) que definen una débil foliación  $S_3$ . (4) Láminas de mayor tamaño que las anteriores y sin orientación ( $Bt_4$ ), que reemplazan parcialmente al granate.

**Granate:** xenoblastos redondeados (< 4 mm), frecuentemente con un núcleo poiquilítico y turbio ( $Grt_1$ ), con numerosas inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita, más raramente de rutilo y minerales opacos, y un borde libre de inclusiones ( $Grt_2$ ). Algunos son esqueléticos y se nuclean a partir de Qtz-Pl-Bt; otros son alargados ( $Grt_3$ , Fig. 3a), con inclusiones de sillimanita y biotita orientadas según  $S_2$ . Están parcialmente resorbidos por coronas de plagioclasa (Fig. 3a y 5a), que a veces dejan sólo relictos (< 0,1 mm), y son reemplazados parcialmente por biotita ( $Bt_4$ ) en los bordes. En



**Figura 3:** a, Granate (Grt<sub>2</sub>) elongado y orientado en dirección de la foliación S<sub>2</sub> (horizontal en la figura), rodeado por coronas de plagioclasa en los gneises biotíticos granatíferos (muestra CA-19). Inclusiones de sillimanita en granate y plagioclasa. b, Textura de reacción entre sillimanita, granate, biotita y cuarzo para formar una nueva plagioclasa en las diatexitas Cañada del Sauce (muestra CS-5a). c, Porfiroblasto esquelético de granate con inclusiones orientadas de minerales opacos, cuarzo y plagioclasa que definen la foliación interna S<sub>1</sub> (oblicua a S<sub>2</sub>) en las estromatitas metapelíticas Tala Cruz (muestra CS-28a). Las inclusiones de cintas de cuarzo, con granos elongados y contactos perpendiculares a la cinta, pueden interpretarse como indicios de que la foliación relicta S<sub>1</sub> habría sido de tipo milonítico. d, Porfiroblasto de granate reemplazado parcialmente por coronas de cordierita con inclusiones de sillimanita en las diatexitas Cañada del Sauce (muestra CS-4b).

otros casos están fracturados, desmembrados y alargados según S<sub>2</sub>, con óxidos de hierro y clorita en las fracturas.

**Sillimanita:** pequeños prismas aislados que forman agregados con biotita y granate (Fig. 4c), o son incluidos en plagioclasa, más raramente en feldespato potásico, granate y cuarzo. Los prismas bien desarrollados muestran partición transversal y secciones basales típicas. La variedad acicular o fibrosa (fibrolita) constituye fajas y lentes que marcan zonas de cizalla discontinuas e irregulares.

Como minerales accesorios se encuentran: *Estaurolita*, en granos relictos redondeados (<0,1 mm) de color amarillo, levemente pleocroicos, incluidos en plagioclasa (Fig. 4a). *Rutilo*, en pequeños granos relictos pardos, prismáticos, preservados como inclusiones en núcleos de granate (Fig. 4b). *Circón*, en prismas cuhedros o granos redondeados (<0,3 mm) incluidos en cuarzo, plagioclasa, biotita y granate (en el que genera fracturas radiales). *Minerales opacos*, en granos irregulares (<0,5 mm) asociados a biotita y granate. *Apatita*, bien desarrollada (<1,5 mm), con contornos irregulares a redondeados. *Turmalina*, raramente en pequeños prismas verdes pleocroicos.

#### *Estromatitas Huerta Vieja*

Esta unidad litológica (Guereschi y Martino 1998) aflora en el paraje Huerta Vieja, al sudoeste del área (Fig. 2). En fotografía aérea presentan tono gris claro y textura rugosa, levemente anisótropa. Constituyen lomas ligeramente alargadas, favorecidas por un diaclasado denso, con orientación preferente noroeste-sudeste, que a escala del afloramiento dan un típico aspecto de "lomos de ballenas". Los contactos con los gneises biotíticos granatíferos son transicionales e incluyen xenolitos de esquistos biotíticos granatíferos.

La foliación general S<sub>2</sub> de dirección noroeste-sudeste, con buzamientos

de mediano a alto ángulo hacia el noreste, se organiza en una estructura estromatítica a escala del centímetro, con alternancia de leucosomas, mesosomas y melanosomas. El bandeado es bastante uniforme y se reconocen pliegues intrafoliares y repliegues. A distintas escalas, se identifican planos de cizalla con concentración de sillimanita fibrosa, a veces sericitizada, los que en conjunto definen una fábrica S-C en el mesosoma-melanosoma. Se desarrolla así una textura milonítica sobrepuesta a la estructura estromatítica, a la que no alcanzó a obliterar totalmente.

**Leucosomas:** de grano grueso, blancos a rosados, en forma de lentes con contornos irregulares y espesor variable (<3 cm). Muestran un contacto neto y con mulliones convexos hacia el melanosoma. La textura es granoblástica a porfiroblástica y están compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; ocasionalmente hay granos aislados de apatita, granate, sillimanita o biotita. Son comunes las mirmequitas.

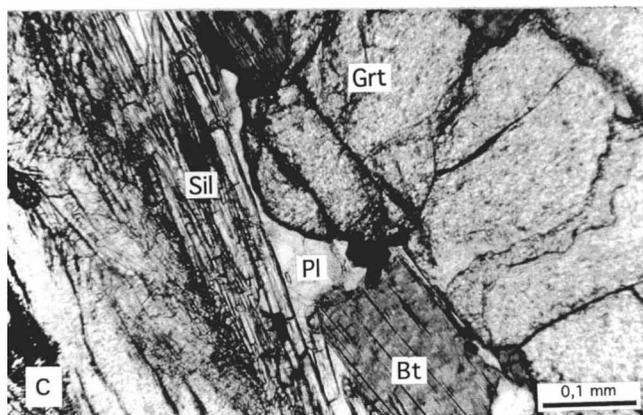
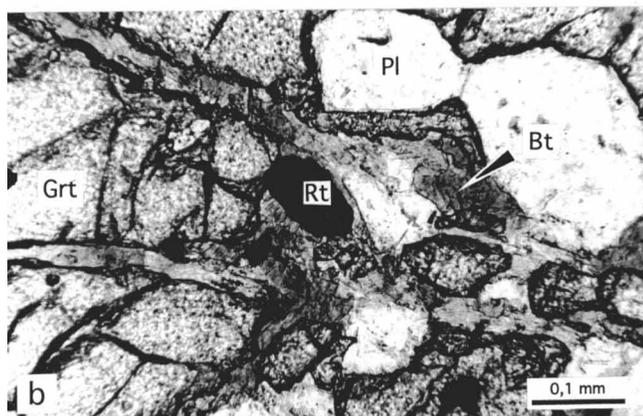
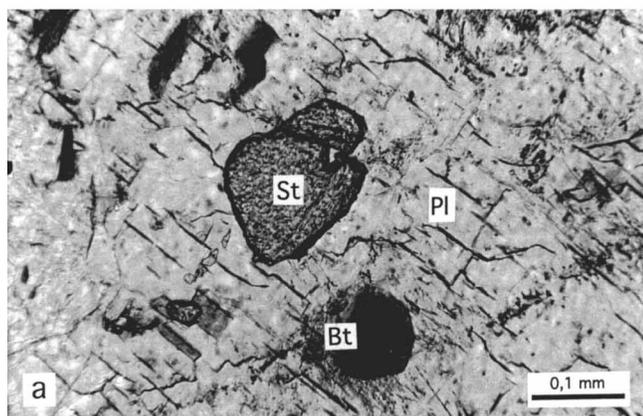
**Melanosomas:** bandas delgadas (1-5 mm de espesor) que limitan a los leucosomas, con textura lepidoblástica, compuestos por abundante biotita y sillimanita, con algo de granate.

**Mesosomas:** con anchos variables (1-5 cm), grano medio a fino, colores grises y aspecto gnéisico. La textura es lepidogranoblástica y están formados por biotita, sillimanita, granate, cuarzo, plagioclasa y escaso feldespato potásico. Desarrollan una estructura foliada anastomosada, con orientación preferente de biotita y sillimanita.

Las características petrográficas detalladas de estas rocas y su interpretación petrogenética fueron tratadas en otro trabajo (Guereschi y Martino 1998).

#### *Estromatitas Tala Cruz*

Estas rocas afloran en el paraje Tala Cruz, al noroeste del área (Fig. 2), en bancos con buena foliación S<sub>2</sub> que buznan hacia el sudeste. En fotografías



**Figura 4:** Fotomicrografías. **a**, Estaurolita relictica incluida en plagioclasa en las estromatitas metapelíticas Tala Cruz, nicoles paralelos (muestra CS-28b). **b**, Rutilo relictico incluido en núcleos poiquilíticos de granate en las diatexitas Cañada del Sauce, nicoles paralelos (muestra CS-30). **c**, Textura en equilibrio de la paragénesis granate + biotita + sillimanita en las estromatitas metapelíticas Tala Cruz, nicoles paralelos (muestra CS-28b).

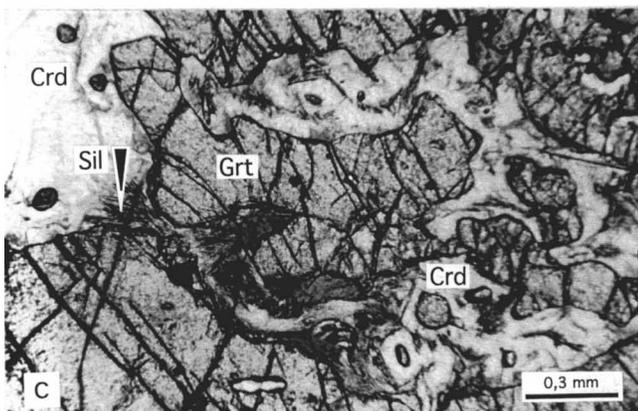
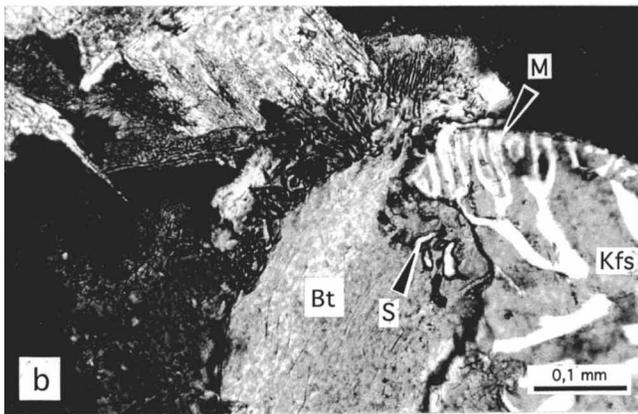
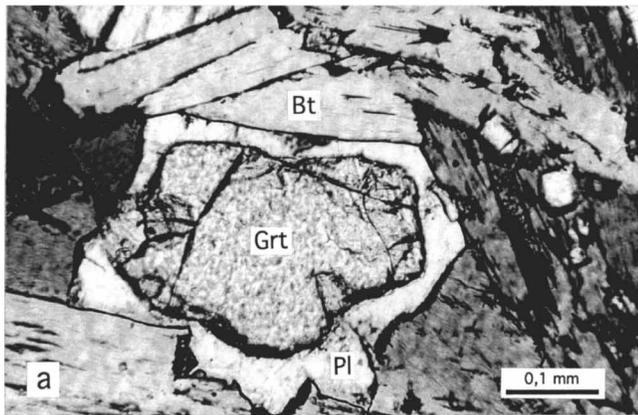
aéreas no muestran un patrón definido, lo que dificulta su cartografía. Son rocas migmatíticas con estructura estromatítica, en la que se distinguen partes derivadas de pelitas (A- Partes metapelíticas) y de grauvacas (B- Partes metagrauváquicas), las que se diferencian por la composición mineral y grado de desarrollo de leucosomas, melanosomas y mesosomas. La estructura interna común a ambas variedades es una foliación gruesa  $S_2$ , definida por el bandeo composicional y la orientación preferente de biotita. Los leucosomas son generalmente concordantes, deformados y de ancho variable, aunque también hay leucosomas discordantes en planos de cizalla. Se reconocen pliegues intrafoliares de venas de cuarzo y leucosomas, y pliegues isoclinales generados por cizalla, a escala del metro. Además, hay nódulos de cuarzo (< 10 cm) y xenolitos de gneises calcosilicáticos verdes, en bancos delgados (< 1 m de ancho) también plegados, compuestos por cuarzo, plagioclasa, calcita, diópsido y granate.

#### A- Partes metapelíticas

Estas rocas se encuentran en los alrededores de las diatexitas Cañada del Sauce (Fig. 2) e intercaladas con las otras estromatitas de origen metagrauváquico. Son rocas con bandeo fino (< 5 mm de ancho), dado por la alternancia de leucosomas y melanosomas, con escasos mesosomas más anchos (< 5 cm). También hay leucosomas transgresivos, muy irregulares (< 1 cm de ancho). Poseen buena foliación  $S_2$ , producida por la orientación preferente de Bt + Sil en los melanosomas, marcadamente anastomosada definiendo dominios lenticulares irregulares. La sillimanita forma una lineación mineral sobre el plano de foliación, con micropliegues de crenulación en las colas de los "ojos" de granate. Generalmente desarrollan una fábrica S-C de tipo inverso, compuesta por fajas de cizalla de Bt + Sil (superficies C) oblicuas a la foliación principal (superficies S). Además, se reconoce una foliación interna  $S_1$  en granate, de tipo milonítico y dispuesta oblicua a  $S_2$ . Está marcada por inclusiones orientadas de minerales opacos, láminas de biotita y cintas de cuarzo elongado (Fig. 3c), donde los granos de cuarzo tienen formas rectangulares y contactos perpendiculares a la cinta.

**Leucosomas:** de colores claros, composición granítica, formas lenticulares y contornos irregulares. La textura es granoblástica xenomórfica a porfiroblástica y están compuestos por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. El *cuarzo* es xenoblástico (< 0,5 mm), con contornos curvos o rectos; algunos blastos más gruesos (< 3 mm) tienen formas irregulares, extinción ondulosa, están muy fracturados y desmembrados, con feldespato potásico intersticial. La *plagioclasa* es xenoblástica (< 1 mm), con maclas polisintéticas difusas y escasas inclusiones de cuarzo o biotita; más raramente incluye *estaurolita* redondeada (< 0,2 mm), amarilla, pleocroica (Fig. 4a). Se altera a caolín y sericita; en ocasiones se desarrollan mirmecitas de cuarzo en contacto con feldespato potásico. El *feldespato potásico* aparece como xenoblastos micropertíticos (< 1 mm), a veces con aspecto intersticial, con extinción difusa e inclusiones de cuarzo, biotita y escasa sillimanita. Algunos blastos tabulares (< 3 mm), con alteración moderada a caolín y sericita, constituyen venas transgresivas delgadas. Ocasionalmente forma porfiroblastos poiquilíticos alargados (< 15 mm), con contornos irregulares, pertíticos y con extinción difusa, que engloban granos de cuarzo, plagioclasa, biotita y nidos de sillimanita orientados según  $S_2$ .

**Melanosomas:** La textura es porfiroclástica, con matriz lepidoblástica de Bt + Sil (Fig. 4c) y porfiroblastos de granate, frecuentemente alargados y orientados según  $S_2$ . La *biotita* aparece en láminas subidioblásticas (< 0,5 mm) pardo rojizas, muy pleocroicas, con inclusiones de circón y minerales opacos en los bordes. Las láminas están fuertemente interdigitadas, a veces adquieren formas sigmoides y son envueltas por fajas de sillimanita. En contacto con feldespato potásico (Fig. 5b) muestran bordes corroídos, simplectitas de cuarzo, zonas de material opaco fino y agujas discordantes de rutilo. El *granate* forma porfiroblastos elipsoidales u ojos (< 10 mm), con contornos irregulares, aspecto esquelético y muy fracturados. Algunos individuos tienen un núcleo poiquilítico ( $Grt_1$ ), con numerosas inclusiones orientadas según  $S_1$  de minerales opacos, cuarzo, plagioclasa alterada y escasa biotita y un borde libre de inclusiones ( $Grt_2$ ), o con agujas de sillimanita y laminillas de biotita. Hay fracturas con bordes quebrados rellenas



**Figura 5:** Fotomicrografías. **a**, Corona de plagioclasa resorbiendo parcialmente al granate en las diatexitas Cañada del Sauce, nicoles paralelos (muestra CS-30). **b**, Rasgos de inestabilidad en biotita, representados por simplectitas (S) en biotita y mirmequitas (M) en feldespato potásico en las estromatitas metapelíticas Tala Cruz, nicoles cruzados (muestra CS-28a). **c**, Detalle del núcleo de granate parcialmente reemplazado por cordierita en las diatexitas Cañada del Sauce, nicoles paralelos (muestra CS-4b).

por cuarzo y biotita de la matriz. En otros casos, el granate forma blastos alargados (Grt<sub>2</sub>), con numerosas inclusiones de sillimanita acicular y biotita con la misma orientación que en la matriz. También hay relictos de granate (< 2 mm), parcialmente reemplazados por biotita. La *sillimanita* fibrosa o prismática está intercrecida con biotita (Fig. 4c) o incluida en granate. Los *minerales opacos* forman pequeños granos redondeados o alargados incluidos en granate y masas irregulares asociadas a biotita. El *circón* aparece en granos redondeados (< 0,2 mm) incluidos en biotita. Más raramente se observa *rutilo*, como pequeños relictos de color pardo incluidos en los núcleos de granate (Fig. 4b).

*Mesosomas*: Están representados por gneises cuarzosos con rutilo en cuerpos tabulares, a escala métrica, boudinados dentro de las partes metapelíticas, donde se destacan por su color más claro y su mayor resistencia a la erosión. Están compuestos por cuarzo abundante, plagioclasa, granate, biotita y rutilo formando un agregado granoblástico de grano fino. Se destaca particularmente la presencia de rutilo prismático en equilibrio con biotita y granate, ya que en el resto del área este mineral aparece sólo ocasionalmente como relictos incluidos en núcleos de granate, pero no en la matriz de la roca como en este caso. Se observa una fuerte orientación en la forma de los minerales y una marcada migración de los bordes de grano. La foliación está definida por la orientación preferente de biotita, rutilo y cuarzo elongado, y sobre el plano se distingue una lineación de estiramiento de cuarzo. Esa foliación de tipo milonítico se denomina S<sub>1</sub>, y es la que se reconoce en el núcleo del granate de los melanosomas (Fig. 3c). El *cuarzo* se encuentra en xenoblastos (< 0,5 mm), algunos elongados, con extinción levemente ondulosa y escasas inclusiones de biotita o plagioclasa. La *plagioclasa* forma subidioblastos a xenoblastos (< 1 mm), con maclas polisintéticas acunadas, alteración leve e inclusiones de cuarzo goticular y biotita. La *biotita* aparece en láminas subidioblásticas aisladas entre sí (< 0,5 mm), pardo rojizas, muy pleocroicas, con bordes desflecados y minerales opacos. El *granate* (Grt<sub>1</sub>) constituye xenoblastos esqueléticos (< 2 mm), con contornos irregulares y escasas inclusiones de cuarzo, plagioclasa o minerales opacos. Generalmente está rodeado por un halo empobrecido en mafitos, con cuarzo y plagioclasa; algunos granos están parcialmente resorbidos por coronas de plagioclasa (Fig. 5a). El *rutilo* se halla en granos prismáticos pardos (< 0,2 mm), asociados a biotita y granate; el *circón* forma granos redondeados (< 0,2 mm) y los *minerales opacos* se encuentran como pequeños granos incluidos en granate o asociados a biotita.

#### B- Partes metagrauváquicas

Son rocas de colores grises, con bandeo estromatítico dado por la alternancia de leucosomas, melanosomas y mesosomas. La foliación S<sub>2</sub> está dada por el bandeo y por la orientación preferente de biotita y cuarzo. La escasa sillimanita forma una lineación sobre el plano S<sub>2</sub>. Se observa una marcada orientación preferente en la forma de los minerales, fuerte deformación postcristalina de las maclas de plagioclasa y recristalización de cuarzo y plagioclasa. En otros casos se reconoce una fábrica S-C de tipo inverso, con planos S dados por la disposición paralela de las bandas de deformación de cuarzo y las maclas de plagioclasa en los porfiroblastos de los leucosomas. Los planos C, oblicuos a los anteriores, están definidos por el bandeo estromatítico y la orientación de biotita, constituyendo la foliación visible mesoscópicamente.

*Leucosomas*: de grano grueso, en forma de venas o lentes (< 1 cm de ancho), a veces irregulares, con engrosamientos y adelgazamientos. Generalmente son concordantes y con frecuencia están plegados intrafoliamente. También aparecen como “charcos” graníticos difusos con ramificaciones concordantes con la foliación. La textura es porfiroblástica, con porfiroblastos de cuarzo o de cuarzo + plagioclasa, con feldespato potásico intersticial y una matriz de cuarzo + plagioclasa (< 2 mm). Pueden contener pequeños granos de apatita, granate o laminillas aisladas de biotita. El *cuarzo* forma xenoblastos (< 3 mm) y porfiroblastos irregulares (< 17 mm), con contornos lobulados a suturados, extinción fuertemente ondulosa, bandas de deformación y escasas inclusiones de biotita, granate, plagioclasa o apatita. Están muy fracturados y desmembrados, con feldespato potásico en

las fracturas. La *plagioclasa* aparece en granos subidioblásticos (< 2 mm) y porfiroblastos tabulares (< 10 mm), con maclas polisintéticas deformadas (acuñadas, flexuradas) y escasas inclusiones de biotita y cuarzo. El escaso *feldespato potásico* es xenoblástico (< 2 mm), microperitítico, ocupa espacios intergranos o fracturas en cuarzo y se altera a caolín y sericita.

*Melanosomas*: están formados por una delgada película de biotita, a la que puede asociarse escasa sillimanita, la única presente en estas rocas. También puede haber escasos granate, a veces repleto de inclusiones de sillimanita.

*Mesosomas*: tienen aspecto gnéisico, textura granolepidoblástica de grano fino y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y granate. Poseen buena foliación  $S_2$  levemente anastomosada, dada por la orientación preferente de biotita y cuarzo elongado. El *cuarzo* es xenoblástico (0,5-2 mm), a veces poligonal, con puntos triples a  $120^\circ$ . Algunos granos están elongados y orientados, con extinción levemente ondulosa y escasas inclusiones de biotita y plagioclasa. La *plagioclasa* es subidioblástica (0,5-2 mm), tabular, con maclas polisintéticas frecuentemente deformadas, escasas inclusiones de cuarzo y biotita, y alteración moderada a caolín y sericita; forma agregados poligonales con puntos triples a  $120^\circ$ . La *biotita* forma láminas subidioblásticas (< 0,5 mm) pardo rojizas, muy pleocroicas, con bordes desflecados y minerales opacos. El *granate* (Grt<sub>1</sub>) aparece como subidioblásticos (< 2 mm), con inclusiones de biotita y minerales opacos en el núcleo orientadas según una foliación interna  $S_1$  perpendicular a  $S_2$  o blastos esqueléticos irregulares, algunos alargados (< 3 mm), con escasas inclusiones de cuarzo, biotita, apatita, circón o rutilo. También hay escasos blastos alargados de Grt<sub>2</sub> repletos de inclusiones orientadas de sillimanita de la matriz. Algunos granates son resorbidos parcialmente por plagioclasa (Fig. 5a), quedando sólo relictos, o son reemplazados parcialmente por biotita. La *sillimanita*, prismática o fibrosa, es muy escasa y forma haces paralelos delgados, asociados a biotita y granate (Fig. 4c), o inclusiones aciculares en granate; puede estar parcialmente sericitizada. El *circón* forma granos redondeados (< 0,2 mm) incluidos en varios minerales; en granate produce fracturas radiales. La *apatita* es frecuente en granos subhedros. Los *minerales opacos* se encuentran como pequeños granos alargados incluidos en granate o asociados a biotita. El *rutilo* es muy escaso y se halla únicamente como relictos de color pardo incluidos en núcleos de granate (Fig. 4b).

#### Diatexitas Cañada del Sauce

Estas rocas ocupan el sector norte del área, entre Villa Cañada del Sauce y el paraje Tala Cruz (Fig. 2). Constituyen el extremo sur del Macizo Migmatítico de Cerro Pelado (Gordillo 1984, Bonalumi y Gigena 1987) y junto con los macizos de Athos Pampa, El Durazno y Rodeo de las Mulas integran el Grupo Yacanto (Martino *et al.* 1995). Fotogeológicamente, se distinguen por su tono gris claro y su textura rugosa gruesa, anisótropa, con ligera orientación noroeste-sudeste. Configuran lomas alargadas en dicha dirección, muy fracturadas. La acumulación de suelos es mínima y ocupan, en general, una posición dominante en el relieve.

A escala del afloramiento forman bochas alargadas de grandes dimensiones como "lomos de ballena", típicos de las migmatitas. Son rocas con estructura nebulítica predominante, con aspecto plutónico en muestra de mano (A- Parte nebulítica), en la que se reconocen restos con estructura bandeada y *schlierens* de rocas estromatíticas desmembradas y parcialmente asimiladas que, como se verá más adelante, son asignadas a las estromatitas Tala Cruz (B- Restos de estromatitas). Siguiendo a Brown (1983), estas rocas pueden considerarse como diatexitas inhomogéneas. Contienen abundantes nódulos de cuarzo rosado o blanco (2 a 20 cm), y nódulos de cordierita (< 5 cm, C- Nódulos de cordierita). Además, incluyen xenolitos lenticulares (0,2-1 m) de gneises biotíticos granatíferos y gneises calcosilicáticos.

Tomando el conjunto de rocas, a escala del afloramiento se aprecia una foliación muy grosera y discontinua, dada por la disposición general de *schlierens*, restos de estromatitas y xenolitos, los que se orientan paralelamente a la foliación regional  $S_2$  (NNO-SSE).

#### A- Parte nebulítica

Son rocas grises constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate y cordierita. Los minerales leucocráticos constituyen del 60 al 70% de la roca y a veces forman bolsones irregulares con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y esporádicamente cordierita. Esta última se presenta en granos aislados o en nódulos, azul a lila en cortes frescos y verde grisáceo si está alterada. El granate es abundante, rojo fuerte a rosado, a veces con núcleos blanquecinos por las inclusiones. El feldespato potásico es blanco y en ciertos casos el cuarzo toma color azulado o ahumado. La textura es granoblástica interlobada de grano medio a grueso, o porfiroblástica, con porfiroblastos de cuarzo y cordierita. Al microscopio se reconoce una foliación poco marcada, dada por cierta orientación general de las láminas de biotita.

*Cuarzo*: se presenta con tres hábitos: (1) Escasas inclusiones goticulares en plagioclasa, granate, cordierita y feldespato potásico. (2) Xenoblastos (< 3 mm), con contornos suturados a lobulados, extinción ondulosa y escasas inclusiones de biotita; a veces tienen formas irregulares, con penetraciones y engolfamientos. (3) Escasos porfiroblastos redondeados o elongados (< 13 mm), con contornos lobulados, extinción ondulosa y escasas inclusiones de biotita, plagioclasa o rutilo acicular.

*Plagioclasa* (An<sub>25-30</sub>): puede aparecer como: (1) Inclusiones redondeadas a poligonales en cuarzo, feldespato potásico y granate. (2) Subidioblastos tabulares a poligonales (< 3 mm) y xenoblastos irregulares (< 7 mm), con maclas polisintéticas comúnmente deformadas (acuñadas, flexuradas) y escasas inclusiones de cuarzo, biotita o circón. Algunos individuos son poiquilíticos y están repletos de inclusiones de sillimanita en el núcleo. Se alteran a caolín y sericita por sus fracturas o clivajes. Se forman exsoluciones de cuarzo mirmequítico en contacto con feldespato potásico.

*Feldespato potásico*: xenoblástico (< 8 mm), con contornos lobulados, microperitítico y con alteración incipiente a caolín y sericita. Algunos blastos son poiquilíticos, con extinción difusa e inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita, circón y sillimanita. Son frecuentes los fenómenos de reacción en los bordes en contacto con plagioclasa (mirmequitas) y biotita (simplectitas).

*Biotita*: pardo rojiza a rojiza, muy pleocroica, aparece con tres hábitos texturales. (1) Inclusiones de pequeñas láminas o secciones basales en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita y granate. (2) Láminas subidioblásticas (< 2 mm), con bordes corroídos, simplectitas de cuarzo, minerales opacos muy finos y rutilo acicular en los bordes en contacto con feldespato potásico y cordierita. Tienen inclusiones de sillimanita y circón, raramente están cloritizadas y desferrizadas, y forman agregados o motas groseramente orientados. (3) Láminas más anchas que reemplazan parcialmente al granate por sus bordes.

*Granate*: subidioblástico, con formas redondeadas (< 5 mm), fracturado y con aspecto esquelético. Se reconoce una zonación textural con un núcleo poiquilítico (Grt<sub>1</sub>) repleto de inclusiones de plagioclasa, cuarzo, biotita, circón, minerales opacos o rutilo y un borde libre de inclusiones (Grt<sub>2</sub>) o sólo con agujas de sillimanita. En ocasiones, las inclusiones están orientadas definiendo una foliación interna relicta  $S_1$ . El Grt<sub>2</sub> es resorbido parcialmente por coronas de plagioclasa (Fig. 5a) y, en ciertos casos, de cordierita, que dejan a veces sólo relictos de granate (Fig. 5c). También es reemplazado por biotita en los bordes.

*Cordierita*: xenoblástica o intersticial (1,5-7 mm), con contornos lobulados y engolfamientos, extinción ondulosa y maclas polisintéticas acuñadas. Frecuentemente es poiquilítica e incluye cuarzo, plagioclasa, biotita con bordes corroídos, sillimanita y circón. Reemplaza parcialmente al granate en forma de lóbulos, fenómeno más evidente en los restos de estromatitas (Fig. 3d y 5c). Se observa una pinitización en bordes y fracturas, y algunos blastos están totalmente reemplazados por pinita y sericita.

*Sillimanita*: es escasa y se encuentra como inclusión en biotita, cordierita y plagioclasa, en prismas aislados o formando agregados. Cuando está incluida en plagioclasa o en contacto con granate y plagioclasa se forma una corona delgada de una nueva plagioclasa (Fig. 3b). La variedad acicular o fibrosa forma pequeños nidos incluidos en granate.

Como minerales accesorios se encuentran: *circón* redondeado (< 0,1 mm) incluido en cuarzo, cordierita y biotita; escasa *apatita* subhedra; *rutilo* pardo únicamente como inclusión en núcleos de granate (Fig. 4b); granos irregulares de *minerales opacos*, principalmente en los bordes de biotita; y raramente *turmalina* verde, en granos subhedros.

#### B- Restos de estromatitas

Son porciones difusas con estructura bandeada y *schlierens* que pueden asimilarse a restos de mesosomas + neosomas y a melanosomas parcialmente desmembrados, respectivamente, de las estromatitas Tala Cruz. Esas porciones son englobadas en la parte nebulítica de la migmatita y sobre ellas se ha producido una blástesis de cordierita. Tienen formas y tamaños variables, de escala decimétrica a centimétrica, que van desde inclusiones tipo *schollen*, *schlierens* hasta pequeñas motas de Bt-Sil-Grt. Son rocas grises de grano medio a grueso, con foliación  $S_2$  anastomosada definida por el bandeado, con bandas claras cuarzo-feldespáticas y bandas oscuras con biotita, granate, cordierita y sillimanita. Los minerales leucocráticos constituyen menos del 30% de la roca. La textura es porfiroclástica, con porfiroclastos de granate en una matriz granolepidoblástica, en la que se diferencian bandas lepidoblásticas de Bt + Sil anastomosadas alrededor de los porfiroclastos, formando pliegues y colas entre ellos, y bandas de agregados granoblásticos de Qtz + Pl. A escala microscópica, la foliación  $S_2$  está dada por la orientación preferente de biotita y sillimanita.

**Cuarzo:** xenoblástico (< 2 mm), con contornos lobulados o difusos y extinción ondulosa.

**Plagioclasa** ( $An_{28-34}$ ): subidioblástica, con maclado polisintético, alteración incipiente a caolín y sericita, y mirmequitas de cuarzo en contacto con feldespato potásico.

**Feldespato potásico:** escaso, xenoblástico, sin macla o con macla de dos individuos, y alteración incipiente a caolín y sericita.

**Biotita:** láminas subidioblásticas (< 2 mm) pardo rojizas, pleocroicas, a veces con bordes desflecados y desferrizadas.

**Granate:** porfiroclastos idioblásticos a redondeados (< 4 mm), algunos con aspecto esquelético, con inclusiones de nidos de fibrolita o agujas aisladas de sillimanita ( $Grt_2$ ). En menor proporción, contienen inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita generalmente en el núcleo ( $Grt_1$ ). Incluyen cintas de cuarzo, con los granos rectangulares y contactos perpendiculares a la cinta, orientadas según la foliación milonítica relicta  $S_1$  y similares a las representadas en la figura 3c. Es resorbido parcialmente por cordierita (Fig. 3d y 5c) o reemplazado por biotita.

**Cordierita:** xenoblástica a amebiforme (< 2 mm), con maclas polisintéticas acuñaadas y algunas semicíclicas. Algunos blastos son poiquilíticos, repletos de inclusiones de sillimanita. Los bordes y fracturas están pinitizados o sericitizados. Reemplaza parcialmente al granate en forma de lóbulos y engloba nidos de sillimanita + biotita (Fig. 3d y 5c).

**Sillimanita:** con hábito prismático o fibroso, forma agregados, a veces con micropliegues de crenulación, dispuestos junto a biotita y granate (Fig. 4c), sobre cordierita o plagioclasa.

Como minerales accesorios se encuentran: *circón*, incluido en biotita y cordierita; *turmalina* verde, pleocroica, escasa pero bien desarrollada; raramente se observan granos pardos de *rutilo* únicamente incluidos en núcleos de granate (Fig. 4b) y *minerales opacos*, asociados a biotita.

#### C- Nódulos de cordierita

Dentro de la parte nebulítica de las diatexitas Cañada del Sauce, se halla nódulos lenticulares (< 5 cm) verde amarillentos, con contornos irregulares, compuestos por abundante cordierita, menor proporción de cuarzo y apatita. La textura es granoblástica interlobada de grano medio a grueso hasta porfiroblástica y, según los sectores, están rodeados por Bt + Grt o por Qtz + Kfs + Pl.

**Cuarzo:** porfiroblastos irregulares (< 6 mm), con penetraciones y engolfamientos, intercrecidos con cordierita. Los contornos son lobulados

hacia cordierita pero suturados entre granos de cuarzo. La extinción es ondulosa, formando algunos subgranos, y prácticamente están libres de inclusiones.

**Cordierita:** porfiroblastos amebiformes (< 8 mm), con contornos lobulados, intercrecidos con cuarzo, con maclas polisintéticas acuñaadas y extinción levemente ondulosa. Incluye a cuarzo, apatita y *circón*. Se altera a pinita y sericita, especialmente por bordes y fracturas.

**Apatita:** frecuente en granos subhedros bien desarrollados (< 1,5 mm).

Dentro de los nódulos puede haber también: escasas láminas aisladas de *biotita* pardo rojiza, con bordes corroídos en contacto con cordierita; relictos irregulares de *granate* (< 0,5 mm) resorbidos por cordierita, asociados con escasos prismas de *sillimanita*, también incluidos en cordierita.

Hacia los bordes de los nódulos se encuentran abundantes xenoblastos microperiticos de *feldespato potásico* (< 3 mm), con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, y escasos subidioblastos de *plagioclasa* (< 2 mm), con mirmequitas de cuarzo en el contacto entre ambos.

### Consideraciones sobre la migmatización

Las consideraciones sobre la formación de migmatitas discutidas para las estromatitas Huerta Vieja por Guerreschi y Martino (1998) pueden aplicarse también para las estromatitas Tala Cruz. Sin embargo, en estas últimas rocas se observa una diferencia composicional, heredada del protolito, semejante a la reconocida por Johannes (1983). Las partes pelíticas y grauváquicas habrían fundido progresivamente con transformación isoquímica capa a capa y cristalización *in situ* (Gupta y Johannes 1982, Johannes y Gupta 1982, Johannes 1983, Gupta y Johannes 1986, Johannes 1988), generando sus correspondientes combinaciones de leucosoma + melanosoma + mesosoma. Las variaciones químicas en los sedimentos originales explican las diferencias petrográficas descritas en la composición mineralógica y modal, y en el grado de desarrollo de las distintas capas. Los mesosomas de gneises cuarzosos con rutilo y los xenolitos de rocas calcosilicáticas, con composiciones no aptas para fundirse, se habrían comportado como *resisters*.

En las diatexitas Cañada del Sauce, las relaciones de campo y petrográficas muestran que la parte nebulítica engloba restos de las estromatitas Tala Cruz con distintos grados de asimilación, que van desde inclusiones tipo *schollen* pasando a *schlierens* y, por último, a motas de Bt-Sil-Grt. En esas inclusiones se destaca la fábrica mesoscópica bandeada, la composición mineralógica y especialmente la fábrica interna del granate (Fig. 3c) de las estromatitas Tala Cruz. Además, en todos esos restos se observa claramente una blástesis de feldespato potásico y de cordierita sobre granate, no reconocida en las estromatitas Tala Cruz. Como las estromatitas ya habían sido fundidas parcialmente en el evento M2, lo descrito implica un nuevo episodio de migmatización con mayor grado de fusión. Este evento, denominado M4, además de la blástesis de feldespato potásico y cordierita mencionadas, destruye la estructura estromatítica previa y sobrepone una estructura nebulítica.

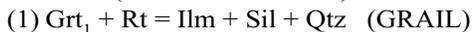
## Texturas y paragénesis reconocidas

Las evidencias petrográficas permiten reconocer diferentes paragénesis y texturas de reacción, de las que se deduce una historia metamórfica compleja y separada en distintos eventos. El granate es un mineral de importancia crítica, ya que provee las claves texturales para deducir las paragénesis tanto prógradas como retrógradas e interpretar la sucesión de eventos metamórficos y de deformación que quedaron registrados en las rocas.

### Reacciones prógradas

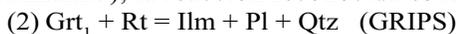
La conservación en núcleos poiquilíticos de granate de inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasa, a veces con rutilo y minerales opacos, se interpreta como la asociación relictica de un evento metamórfico M1. Con frecuencia esas inclusiones están orientadas definiendo una foliación interna  $S_1$  que habría sido producida durante un evento de deformación D1. En las estromatitas Tala Cruz, el  $Gr_1$  incluye cintas de cuarzo con granos rectangulares y contactos perpendiculares a la cinta, indicando que la foliación  $S_1$  en ese sector sería milonítica (Fig. 3c).

*Formación de rutilo:* el rutilo relictico incluido en el núcleo del  $Gr_1$  (Fig. 4b) está ausente en la matriz de la roca, donde el mineral de titanio estable es ilmenita. El rutilo habría sido inestable a las condiciones de P y T de formación del borde externo de granate ( $Gr_2$ ) y de la matriz de la roca. Esto se explica por la siguiente reacción, la que marca un descenso de la presión hacia los productos y es utilizada generalmente como geobarómetro (Bohlen *et al.* 1983):



El reconocimiento del desarrollo de esta reacción en las rocas del área indicaría presiones relativamente altas durante el evento metamórfico M1, al momento del crecimiento del núcleo de granate, mientras que la formación de la matriz se habría producido a menor presión (ver más adelante).

Para el caso de porfiroblastos de granate con inclusiones de rutilo, ilmenita, plagioclasa y cuarzo (sin sillimanita), la reacción reconocida es la siguiente:

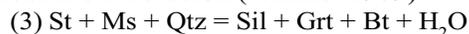


la que también señala una disminución de la presión y puede utilizarse como geobarómetro (Bohlen y Liotta 1986).

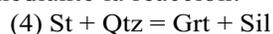
Como excepción, los mesosomas de gneises cuarzosos con rutilo de las estromatitas metapelíticas Tala Cruz (*resisters* durante la fusión parcial del evento M2) son las únicas rocas del área que contienen rutilo en la matriz en equilibrio con biotita y granate. Estas rocas, con la paragénesis  $Qtz + Pl + Bt_1 + Gr_1 + Rt$ , se interpretan como relictos del evento metamórfico M1, que preservan la foliación  $S_1$  de tipo milonítico.

En el área estudiada, el rutilo ha sido reconocido únicamente en rocas del sector norte (Tala Cruz y Cañada del Sauce, Fig. 2), lo que se debería a variaciones en la composición química global del protolito, particularmente una menor relación  $Fe/(Fe+Mg)$ , que habría estabilizado rutilo en lugar de ilmenita (Spear 1993) durante el evento M1. Otra evidencia que apoyaría esta variación composicional areal es el predominio de biotita pardo rojiza (con altos contenidos de  $TiO_2$ ) en las rocas del sector norte del área y de biotita parda en el sector sur-sudeste (Huerta Vieja y Los Cocos, Fig. 2), lo que fue confirmado químicamente por Guerreschi (2000).

*Formación de estaurolita:* En escasas muestras se han encontrado relictos de estaurolita incluidos en plagioclasa (Fig. 4a), con escasa biotita asociada. La estaurolita se forma en metapelitas ricas en Fe durante un metamorfismo de grado medio de tipo barroviano. La paragénesis  $St + Bt$  aparece a temperaturas ligeramente superiores a 600°C y marca el inicio de la parte media de la facies de anfibolitas, dentro de un rango variable de presiones (Bucher y Frey 1994). En metapelitas típicas, la estaurolita se consume totalmente en el grado medio, en la parte superior de la facies de anfibolitas, mediante la reacción (Winkler 1979):

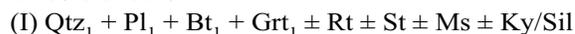


En rocas pobres en muscovita como las metagrauauacas, la desaparición de estaurolita se produce a mayor temperatura que la anterior, ya dentro del alto grado, mediante la reacción:



Esto podría explicar la persistencia de estaurolita en los gneises biotíticos granatíferos del área, dado que la escasez modal de sillimanita parece indicar un protolito grauauáquico. Sin embargo, esta explicación no es válida para la permanencia de estaurolita en los leucosomas de las estromatitas Tala Cruz que tienen composición pelítica. En ese caso, puede argumentarse la presencia de cinc como un elemento que estabiliza la estaurolita en el alto grado (Ashworth 1975).

En síntesis, puede reconocerse un evento metamórfico inicial M1 conservado como relictos de rocas (mesosomas de gneises cuarzosos con rutilo) y de minerales (estaurolita, rutilo e inclusiones orientadas en granate), cuyas condiciones metamórficas habrían sido de grado medio y con presiones relativamente altas, de acuerdo con la siguiente paragénesis general deducida para este evento:

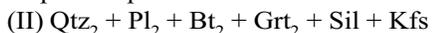


No se ha detectado la presencia de muscovita primaria en ninguna de las rocas del área; sin embargo, puede deducirse que la misma habría formado parte de la paragénesis del evento M1, aunque sea en escasa proporción, como es de esperar en rocas de composición pelítica y semi-pelítica. Esa muscovita primaria habría sido consumida totalmente durante el metamorfismo progresivo. Además, en rocas de composición pelítica, la paragénesis del evento M1 puede haber incluido un

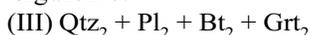
trimorfo de aluminio: sillimanita o tal vez disteno, dadas las presiones relativamente altas inferidas de la presencia de rutilo; posteriormente, el disteno habría sido transformado en sillimanita en la transición entre ambas fases.

### Reacciones del pico metamórfico M2

La paragénesis más significativa reconocida en el área para el pico metamórfico M2 es la siguiente:



Esta paragénesis se desarrolla en las estromatitas Huerta Vieja y Tala Cruz. También puede aparecer localmente en la variedad de gneises biotíticos granatíferos con sillimanita, aunque en estas rocas la paragénesis más frecuente, de la variedad sin sillimanita, es la siguiente:

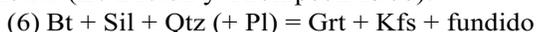


Simultáneamente, se desarrolla la foliación principal  $S_2$  por cizalla (evento D2). La paragénesis (II) es característica de gneises pelíticos de 'alto grado con [almandino]' y es la paragénesis de mayor presión de la secuencia de zonas propuesta por Winkler (1979), habiéndose superado las condiciones de estabilidad de la cordierita. Esta paragénesis indica que las metamorfitas del área alcanzaron las condiciones de la Zona de Sillimanita + Feldespato potásico. Eso está avalado por la ausencia de muscovita primaria en todas las rocas analizadas y la presencia de Sil + Kfs en rocas de composición pelítica, lo que sugiere que la desaparición de muscovita se produjo por la reacción que indica el inicio del metamorfismo de alto grado (Winkler 1979):



En rocas de composición pelítica esta reacción produce un fundido, generando metatexitas con estructura estromatítica como en Huerta Vieja y Tala Cruz.

Además, la paragénesis (II) indica que se habrían alcanzado, pero no superado, las condiciones de equilibrio de la reacción de fusión por deshidratación de la biotita (Le Breton y Thompson 1988):



Esta reacción de alto grado se produce a temperaturas de alrededor de 750°C. Las principales evidencias texturales del desarrollo de la reacción (6) se observan en las estromatitas Tala Cruz, donde las láminas de biotita muestran rasgos de inestabilidad (Fig. 5b), especialmente en sus bordes y en contacto con feldespato potásico, los que son similares a los notados en rocas parcialmente fundidas, ya sean de terrenos de migmatitas naturales o de experimentos de fusión (Brown 1983). Estos rasgos se producen cuando la biotita comienza a descomponerse, en fusión incongruente sin fluidos presentes. Otra evidencia del desarrollo de esa reacción en esas mismas rocas es la blástesis de granate y de feldespato potásico a partir de biotita + sillimanita.

Las evidencias petrográficas sugieren que se habría alcanzado la curva de estabilidad (6) para la descompo-

sición de la biotita, pero no parece haber ocurrido la fusión completa, ya que la roca aún contiene altos contenidos modales de biotita y sillimanita. Esto se explica porque la biotita puede coexistir con un fundido anatético dentro de un intervalo de temperatura de hasta 100°C en exceso de las temperaturas a las cuales comienza la fusión en mezclas de Bt + Sil + Pl (Brown 1983). Las temperaturas no fueron lo suficientemente altas como para cruzar la reacción que produce hipersteno.

En las estromatitas Tala Cruz hay una blástesis sincinemática de Kfs y Grt<sub>2</sub> incluyendo sillimanita y biotita, este último granate en nuevos porfiroblastos alargados o sobrecreciendo al Grt<sub>1</sub>. Simultáneamente se desarrolla la foliación principal  $S_2$  por cizalla (evento D2), que se anastomosa y crea dominios lenticulares irregulares. En las etapas finales de la deformación D2, se forman micropliegues de crenulación en sillimanita en las colas de granate. Por otro lado, además de los leucosomas concordantes, se reconocen aquí leucosomas transgresivos (en planos de cizalla) y el desmembramiento de los porfiroblastos de granate, con introducción de material leucocrático por las fracturas. Esto indicaría que en Tala Cruz la fusión parcial se habría desarrollado durante la deformación por cizalla D2 y que los últimos fundidos habrían cristalizado después que ésta había cesado. En las estromatitas Huerta Vieja no se reconocen los leucosomas transgresivos a  $S_2$ .

### Reacciones retrógradas

*Formación de fibrolita:* En las estromatitas Huerta Vieja se produce un retrabajo de la foliación metamórfica que da origen a una fábrica S-C y produce la fibrolitización de la sillimanita, la que se localiza en las zonas de deformación por cizalla D3 (Guerreschi y Martino 1998). Este fenómeno se habría producido a altas temperaturas, en condiciones de estabilidad de la sillimanita, durante un evento M3 esencialmente dinámico. Otro mineral que registra esta deformación postcrystalina en condiciones de alta temperatura es la plagioclasa, con sus maclas polisintéticas acuñadas o flexuradas en muchas rocas del área. Este evento ha sido reconocido también localmente en algunas variedades de gneises biotíticos granatíferos y en gneises miloníticos (Guerreschi 2000).

*Formación de coronas de plagioclasa:* La textura de coronas de plagioclasa alrededor de granate (Fig. 5a) y de sillimanita es común en todas las rocas del área. Se habría producido durante un evento retrógrado M4, como resultado de la siguiente reacción (Fig. 3b):

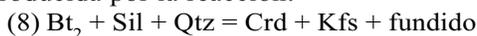


Esta reacción, estudiada por Newton y Haselton (1981), indica la descomposición de la molécula de grosularia del granate para producir el componente anortita en plagioclasa, bajo condiciones de descenso

de la presión. Ha sido utilizada como geobarómetro en un trabajo complementario a éste (Guereschi y Martino 2002).

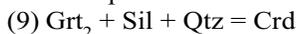
*Formación de cordierita:* Durante el evento retrógrado M4 se habría producido un segundo episodio de migmatización, con formación de diatexitas con cordierita y feldespato potásico en el sector de Cañada del Sauce. De acuerdo con las evidencias texturales, se distingue:

-Cordierita generada a partir de sillimanita y láminas de biotita corroídas de la matriz: se interpreta como producida por la reacción:



donde siempre queda un exceso de biotita, en tanto que la sillimanita es inestable en presencia de la biotita y desaparece completamente o queda como relicto dentro de cordierita o feldespato potásico.

-Cordierita formada como coronas a partir de porfiroblastos de granate asociados con biotita y sillimanita (Fig. 3d y 5c): sería producto de la siguiente reacción de descompresión:



-Cordierita de grano grueso, asociada con cuarzo y apatita, en "charcos leucocráticos" y en nódulos: se interpreta que habría cristalizado directamente a partir de un fundido (Brown 1983).

Como la cordierita formada a partir de granate corroe e incluye también restos de biotita, además de sillimanita, puede plantearse una reacción neta (Holdaway y Lee 1977, Gil Ibarguchi y Martínez 1982) que combine las reacciones (8) y (9), y explique las distintas características texturales que muestra la cordierita:



No hay evidencias texturales que permitan distinguir los feldespatos potásicos producidos por ambos procesos de fusión parcial (M2 y M4, reacciones 5, 6 y 10), ya que habría una nueva fusión de los mismos materiales de composición pelítica, a lo sumo con pequeñas variaciones en la relación Fe/(Fe+Mg) o en el contenido de fluidos. Las evidencias texturales indican la formación de feldespato potásico a partir de la desestabilización de biotita durante el evento M4.

Todas las reacciones mencionadas son divariantes en el sistema KFMASH, por lo que pequeñas diferencias locales en los contenidos de Fe y Mg, así como la coexistencia de las distintas fases minerales con un fundido, explicarían las variaciones texturales con formación de cordierita a partir de biotita en unos casos, a partir de granate en otros o cristalizada directamente a partir del fundido.

Tanto la formación de plagioclasa como la de cordierita a partir de granate son interpretadas aquí como producidas por una leve disminución de la presión (evento M4), probablemente acompañado de un leve descenso de la temperatura, pero texturalmente no ha podido determinarse si las reacciones (7) y (9) ocurrieron en forma sucesiva o simultánea (en un mismo evento de descompresión, resorbiendo distintos componen-

tes del granate), ya que generalmente se encuentran en distintos sectores del corte delgado. Sin embargo, dado que la cordierita normalmente incorpora agua en su estructura cristalina es probable que su formación haya sido posterior a la de las coronas de plagioclasa.

*Formación de biotita retrógrada:* el reemplazo parcial de granate por biotita ( $\text{Bt}_4$ ) se habría generado durante un evento retrógrado M5, con enfriamiento a condiciones de grado medio e hidratación en condiciones estáticas.

*Minerales de alteración:* La formación de muscovita secundaria, clorita, caolín, sericita y pinita que alteran a los distintos minerales se habría producido durante un evento póstumo M6, de baja temperatura y en presencia de fluidos, que habría afectado en mayor o menor medida a las distintas rocas del área. Los gneises muestran una incipiente muscovitización y cloritización, principalmente de biotita y granate, y una leve sericitización de sillimanita o fibrolita. En las diatexitas, se observa una ligera pinitización y sericitización de la cordierita. Los granos de feldespato potásico y plagioclasa de todas las rocas están levemente alterados a caolín y sericita.

## Evolución metamórfica del área

Las unidades litológicas descritas registran, en mayor o menor medida, los distintos eventos metamórficos identificados petrográficamente y por comparación puede obtenerse la sucesión completa de los mismos en la evolución metamórfica del área. Analizando las distintas paragénesis y texturas de reacción reconocidas, particularmente en las rocas de composición pelítica, se pueden estimar las condiciones físicas a las que se produjeron los distintos eventos.

Los eventos metamórficos y de deformación son numerados cronológicamente y designados con las letras M y D respectivamente. Esta separación se realiza por una cuestión práctica y no implica necesariamente una gran diferencia temporal entre los eventos, ya que éstos pueden representar una progresión dentro de un mismo ciclo metamórfico y de deformación mayor, o representar eventos distintos. Como no se cuenta con datos geocronológicos para datar cada evento y calcular las tasas de enfriamiento y erosión, no es posible discriminar entre ambas posibilidades. Pero el ordenamiento cronológico relativo es válido hasta tanto se disponga de dataciones, las que deben realizarse teniendo en cuenta esta historia textural compleja para no caer en simplificaciones groseras.

### Evento M1

Se trata de un evento metamórfico inicial M1, de carácter relicto y asociado a un evento de deformación

D1, que habría producido una foliación  $S_1$ . Ha sido conservado como relictos de rocas (mesosomas de gneises cuarzosos con rutilo en las estromatitas Tala Cruz), de estructuras (foliación  $S_1$ ) y de minerales (inclusiones en porfiroblastos). Las evidencias texturales sugieren que la foliación  $S_1$  habría sido de tipo milonítico, al menos en el sector de Tala Cruz. De acuerdo con las paragénesis deducidas, el evento metamórfico M1 se habría producido en condiciones de grado medio (presencia de estauroilita + biotita + granate) y con presiones relativamente altas (presencia de rutilo + granate). Este evento es registrado únicamente por las litologías metapelíticas y metagrauvascas del área, con desarrollo de las distintas paragénesis según la composición del protolito. Los mármoles, anfíbolitas y gneises calcosilicáticos no muestran evidencias de este evento (Guereschi 2000).

#### Evento M2

Es el evento metamórfico regional más importante, registrado por todos los tipos litológicos del área, durante el cual se habrían alcanzado las condiciones máximas de temperatura (pico metamórfico) que produjeron paragénesis de alto grado en los distintos tipos de rocas y dieron inicio a la fusión parcial o anatexis en las rocas de composición pelítica. Concomitantemente se habría desarrollado la foliación metamórfica  $S_2$  penetrativa regionalmente, durante el evento de deformación D2.

La aparición de distintas paragénesis ( $\pm$  sillimanita  $\pm$  feldespatos potásicos) indicaría variaciones en la composición original del sedimento, desde pelitas típicas pasando por pelitas bajas en alúmina hasta grauvascas, lo que se contrapone a la propuesta de Otamendi *et al.* (1999) de que los gneises y migmatitas de la sierra de Comechingones derivan fundamentalmente de protolitos grauvascos (ver también Otamendi *et al.* 2000). Como puede apreciarse a lo largo de todo este trabajo, las estromatitas Huerta Vieja, las diatexitas Cañada del Sauce, parcialmente las estromatitas Tala Cruz y las variedades de gneises biotíticos granatíferos con sillimanita (Fig. 2) serían derivados de rocas de composición pelítica, mientras que los protolitos grauvascos corresponderían a los gneises biotíticos granatíferos sin sillimanita y parcialmente a las estromatitas Tala Cruz.

Las condiciones del pico metamórfico M2 deducidas por Guereschi (2000) de las paragénesis de otras rocas metamórficas del área como mármoles (Fo + Cal + Dol + Di  $\pm$  Spl), anfíbolitas (Hbl + Pl + Di) y rocas calcosilicáticas, concuerdan con las de las rocas metapelíticas y metagrauvascas descritas aquí.

A partir de las evidencias texturales encontradas puede deducirse que durante el evento metamórfico M2 se habrían alcanzado condiciones de alto grado, en la Zona de Sillimanita + Feldespato potásico. Por geo-

termobarometría fueron calculadas condiciones de 776°C de temperatura y 7,9 kb de presión para el pico metamórfico M2 en el área estudiada (Guereschi 2000, Guereschi y Martino 2002), las que son claramente compatibles con los equilibrios de fases minerales observados en las distintas rocas y la naturaleza migmatítica de gran parte del área. Estas condiciones son consistentes con datos más regionales obtenidos en las Sierras Pampeanas de Córdoba aproximadamente a los 32°00'  $\pm$  30' LS (Martino *et al.* 1994).

#### Evento M3

Este evento habría sido esencialmente de tipo dinámico, con deformación postmetamórfica por cizalla durante un evento D3, en condiciones de alta temperatura con estabilidad de sillimanita. Durante esta etapa de deformación plástica se habrían mantenido las condiciones de alto grado del pico metamórfico y se habría producido un plegamiento asimétrico por cizalla (Guereschi 2000). Texturalmente, se genera un cambio de hábito importante en la sillimanita, la que pasa de prismática a fibrosa y se orienta paralelamente a la dirección de máxima extensión. Esa fibrolitización de la sillimanita se produce principalmente en las estromatitas Huerta Vieja (Guereschi y Martino 1998). Esta deformación es registrada también en otras rocas metamórficas del área, particularmente por la plagioclasa con sus maclas acuñadas y flexuradas. En los mármoles es reflejada por la dolomita (textura en manto y núcleo) y la flogopita (láminas flexuradas, con separación de clivaje y *kink-bands*; Guereschi 2000).

Las zonas de cizalla se localizaron en planos paralelos a la foliación principal  $S_2$ , pero en algunos casos se desarrolló una fábrica S-C, con un plano C de cizalla oblicuo al plano de foliación S (fábrica S-C penetrativa que habría completado el desarrollo de la foliación compuesta  $S_2$  en las estromatitas Huerta Vieja, Guereschi y Martino 1998). En algunas muestras de gneises biotíticos granatíferos se formó una  $Bt_3$ , orientada oblicuamente a la foliación principal, definiendo una foliación  $S_3$  poco marcada.

#### Evento M4

Es un evento de descompresión con enfriamiento asociado, en condiciones estáticas, que dio origen a las texturas en corona de plagioclasa alrededor de granate, ampliamente desarrolladas en todas las rocas metapelíticas y metagrauvascas del área. Guereschi (2000) describe una reacción similar para otras rocas del área, como los ortogneises biotíticos granatíferos, mármoles y rocas calcosilicáticas. Esta textura es registrada también por los granitoides del área, indicando una historia retrógrada común con el encajonante a partir de M2 (Guereschi 2000).

Durante este mismo evento, habría ocurrido una segunda migmatización que generó las diatexitas Cañada del Sauce por una nueva fusión de las estromatitas Tala Cruz. En este proceso se habría generado cordierita + feldespato potásico + fundido y, en la culminación del mismo, se habría producido una homogeneización de las partes sometidas a mayor fusión, quedando restos de las estromatitas incluidos en la parte nebulítica. Este fenómeno se habría desarrollado únicamente en esas rocas por la composición adecuada del protolito, como una baja relación  $Fe/(Fe+Mg)$ , y por condiciones de presión de agua superiores a  $0,4 P_t$  como resultado de la descompresión. Las diatexitas Cañada del Sauce forman el extremo sur del Macizo Migmático de Cerro Pelado (Grupo Yacanto), que se extiende hacia el norte del área por de más 30 km y que puede correlacionarse con el Macizo de San Carlos al norte del Batolito de Achala, definiendo así un eje térmico de importancia regional.

Gordillo (1979, 1984), en su estudio del Macizo Migmático de Cerro Pelado, mediante la utilización de los pares Grt-Crd y Grt-Bt en muestras de diatexitas similares a las estudiadas aquí y situadas unos 15 kilómetros al norte, determina que las condiciones físicas fueron de  $700^{\circ}C$  y 6 kb. De acuerdo con las relaciones petrográficas encontradas en ese trabajo, la formación de cordierita habría sido posterior al granate y, por lo tanto, los valores termobarométricos calculados para los pares Grt-Crd por Gordillo (1979, 1984) no pueden asignarse al pico metamórfico M2, sino que corresponderían a un segundo episodio de fusión parcial producido después del pico, durante un evento retrógrado M4 (Martino *et al.* 1997b).

La existencia de dos eventos de migmatización o fusión parcial ya había sido planteada por Gordillo y Lencinas (1979), quienes indicaron la formación de migmatitas heterogéneas en la culminación del primer evento (al que denominaron 'M1') y de migmatitas cordieríticas homogéneas con inclusión de restos de las anteriores en el segundo evento (al que denominaron 'M2'), con la salvedad de que en ese caso se había considerado al segundo episodio de fusión como correspondiente al pico metamórfico. Hay que hacer notar que dichos autores no realizaron estudios petrográficos ni cálculos termobarométricos en las migmatitas heterogéneas o estromatitas, las que de acuerdo con las nuevas investigaciones, marcarían condiciones metamórficas superiores a las de las migmatitas homogéneas o diatexitas.

Texturas de retrogradación con coronas de plagioclasa y coronas de cordierita alrededor de granate, similares a las descritas aquí e interpretadas como producidas por descompresión, han sido reconocidas en varios puntos de las Sierras de Córdoba, como en las regiones de Santa Rosa de Calamuchita (Otamendi y Rabbia 1996), quebrada del río Suquía (Baldo y Casquet 1996, Baldo *et al.* 1996), oeste del cerro Pelado (Cerrodo 1996) y Río Hondo en el Macizo San Car-

los (Martino *et al.* 1997b). Este registro de descompresión no sólo se observa en metapelitas sino también en metacarbonatos del Macizo San Carlos (Guereschi y Martino 1999) y de la Sierra Grande (Martino 1988). Si se integran las observaciones de este trabajo con las de los autores citados, es posible establecer un evento de descompresión regional que habría afectado a las Sierras de Córdoba en su totalidad y que habría exhumado niveles más profundos en el extremo sudoeste de la línea Macizo de San Carlos-Grupo Yacanto (Martino *et al.* 1994), grupo este último que alcanza a aflorar en el sector norte del área estudiada (Figs. 1 y 2) y al que pertenecen las diatexitas Cañada del Sauce.

#### Evento M5

Es un evento con descenso de la temperatura hasta condiciones de grado medio, con hidratación y sin deformación asociada, que habría producido el reemplazo parcial de granate por biotita en la mayoría de las rocas metapelíticas y metagrauváquicas del área. En las anfibolitas y rocas calcosilicáticas se habrían generado coronas de titanita alrededor de ilmenita, indicando también un enfriamiento y un aumento de la fugacidad de oxígeno, mientras que en los mármoles se habrían formado coronas de tremolita alrededor de forsterita y reemplazo parcial de flogopita por clinocloro (Guereschi 2000), siempre en condiciones estáticas.

#### Evento M6

Es un evento póstumo de enfriamiento y mayor hidratación, durante el cual la mayoría de las rocas del área habría sido afectada en mayor o menor medida por alteraciones de algunos minerales como consecuencia de la introducción de fluidos en condiciones de bajo grado.

### Trayectoria textural

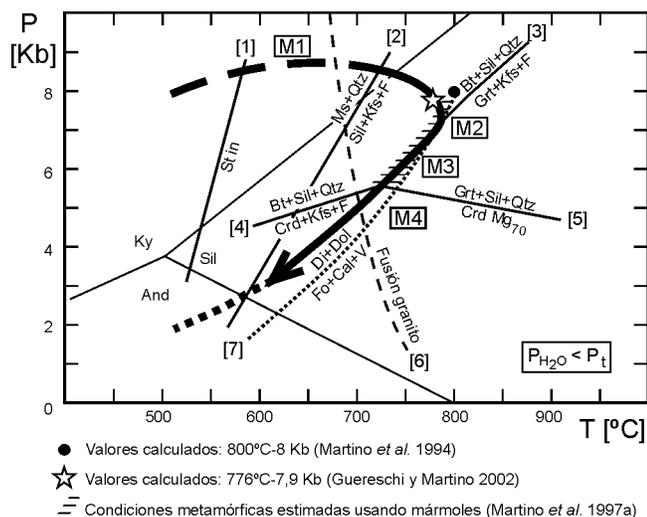
Las trayectorias texturales se refieren a texturas de reacción, reconocibles con microscopio petrográfico, que se van reemplazando en una secuencia temporal, es decir, es la historia de reacción que refleja las distintas condiciones de presión y temperatura a las que han sido sometidas las rocas durante el metamorfismo. Mediante el trazado de las trayectorias texturales en grillas petrogenéticas es posible estimar las condiciones P-T aproximadas por las que ha pasado una roca metamórfica durante su historia. Estas trayectorias texturales, de naturaleza cualitativa, son el paso previo y necesario para obtener las trayectorias termobarométricas por métodos cuantitativos y son esenciales antes de cualquier proyecto de datación radimétrica. En rocas de alto grado, como las granulitas y migmatitas

anatécicas, las trayectorias texturales sirven de control de las trayectorias P-T cuantitativas deducidas por cálculos termobarométricos, e incluso pueden llegar a ser más precisas que estas últimas, debido a que en esas condiciones de alta temperatura las composiciones de los minerales pueden ser modificadas profundamente por procesos de difusión (Selverstone y Chamberlain 1990). Este concepto fue aplicado por Martino *et al.* (1997b) en la región de Río Hondo (Macizo de San Carlos, Córdoba).

Para marcar la trayectoria textural seguida por las rocas estudiadas (principalmente metapelitas) se utilizó la grilla petrogenética de Holdaway y Lee (1977) que se muestra en la figura 6, más la curva [1] de aparición de estaurólita (*St-in*), la reacción [2] de desaparición de muscovita en presencia de cuarzo, la curva de fusión de granito [6] en condiciones de  $P_{H_2O} = 0,4 P_t$  (Kerrick 1972) y las curvas de equilibrio de los silicatos de aluminio tomada de Holdaway (1971).

La trayectoria textural de las rocas del área forma un lazo de tipo horario (Fig. 6) que en su etapa prógrada pasa por condiciones de grado medio [reacción 1], dentro del campo de estabilidad de estaurólita + biotita (evento M1), y con presiones relativamente altas (pico bórico), como se deduce de la coexistencia de rutilo con granate y biotita. En esta etapa, habría habido muscovita y probablemente disteno/sillimanita asociados a las paragénesis mencionadas en rocas de composición pelítica.

Posteriormente, la trayectoria supera la reacción [2] de muscovita + cuarzo, hasta alcanzar las condiciones de alto grado del evento metamórfico M2 (pico térmico) en la reacción [3], mediante la cual las rocas de composición pelítica habrían experimentado la primera fusión parcial o anatexis, que genera metatexitas con



**Figura 6:** Diagrama P-T mostrando la trayectoria textural deducida para las principales rocas metamórficas del área. Se indican las principales reacciones reconocidas en las rocas metapelíticas y la reacción principal [7] identificada en los mármoles por Martino *et al.* (1997) y Guerreschi (2000).

estructura estromatítica. Concomitantemente, se habría desarrollado la foliación metamórfica principal  $S_2$  penetrativa regionalmente. Las condiciones calculadas para este evento, utilizando la paragénesis  $Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil$  en los gneises biotíticos granatíferos con sillimanita, son  $T = 776^\circ C$  y  $P = 7,9 kb$  (Guerreschi 2000, Guerreschi y Martino 2002).

A continuación, se habría producido una fuerte deformación por cizalla en condiciones de alta temperatura (evento M3), que habría afectado con mayor intensidad a algunas litologías como las estromatitas Huerta Vieja. A partir de allí, todas las litologías del área habrían seguido una trayectoria textural retrógrada común, con un evento de descompresión con enfriamiento M4, que habría desarrollado las coronas de plagioclasa alrededor de granate en la mayoría de las rocas del área y que habría generado un nuevo evento de fusión en Cañada del Sauce, con formación de diatexitas con cordierita + feldespato potásico, a partir de las estromatitas Tala Cruz.

Las evidencias de que la trayectoria habría alcanzado la curva [3] y luego habría seguido paralela a la misma es la presencia de feldespato potásico y granate ( $Grt_2$ ), con inclusiones de biotita y sillimanita, más los fundidos, producidos por dicha reacción. Además, las evidencias texturales de que las reacciones [4] y [5] ocurrieron al mismo tiempo, restringen el lugar de paso de la trayectoria retrógrada M4 al punto triple [T], ya que cualquier otra trayectoria seguida habría generado sólo una de las dos reacciones mencionadas. El evento M4 finalizaría en algún punto del campo de coexistencia de  $Crd + Kfs$ , delimitado por las reacciones [4] y [5]. Cabe aclarar que para la parte de la trayectoria descrita se asumen condiciones de  $P_{H_2O}$  constante y menor que  $P_t$  ( $P_{H_2O} < P_t$ ) y composiciones medias de cordierita para la región del Macizo Migmatítico de Cerro Pelado ( $X_{Mg} = 0,7$ ) tomadas de Gordillo (1979).

De acuerdo con lo expresado, ya que la trayectoria textural pasa por el punto triple [T], la roca debe haber tenido en algún momento de su historia la asociación de seis fases:  $Crd + Grt + Kfs + Bt + Sil + Qtz$ , y luego habría sido obliterada durante la trayectoria retrógrada.

Las coronas de biotita alrededor de granate indican que la trayectoria habría continuado su enfriamiento durante M5, pero a partir de allí la trayectoria se desarrollaría en condiciones de  $P_{H_2O} = P_t$  y no se dispone de ningún criterio textural adicional para restringir el rango de presiones. Lo mismo ocurre con el evento póstumo M6 de baja temperatura, desarrollado también en presencia de fluidos, sobre el cual no se tienen elementos para restringir el rango de P-T, por lo que dichos eventos no han sido señalados en la figura 6.

## Interpretación

Las rocas metamórficas del área estudiada, que habrían alcanzado durante el pico M2 condiciones de la

facies de granulitas con presiones típicamente barrobianas o intermedias, formarían parte de la zona interna de un orógeno producto de la colisión del *terrane* Pampia con el margen occidental de Gondwana (coordenadas actuales; Kraemer *et al.* 1995). Esta parte de la corteza, engrosada durante dicho evento colisional, es consistente con las características petrológicas y la trayectoria textural deducidas en este trabajo, y con la secuencia de estructuras reconocidas en el área por Martino *et al.* (1997a), Guerreschi y Martino (1998) y Guerreschi (2000).

En el área estudiada no hay dataciones radiométricas, pero unos 10 km al norte, a partir de la localidad de La Cruz (Fig. 1), se dispone de una serie de datos provenientes de gneises biotíticos y rocas asociadas. Empleando el método K-Ar, Cingolani y Varela (1975) y Linares y Latorre (1978) indican una edad mínima proterozoica superior (570-620 Ma) para el evento metamórfico principal M2. Ramos (1979) halló valores similares usando el mismo método en la zona del río Grande (afluente del Embalse de Río Tercero), unos 20 km al norte de la zona estudiada. Utilizando el método Rb-Sr, Cingolani y Varela (1975) y Ramos (1979) indican que pueden existir núcleos más antiguos correspondientes a eventos térmicos correlacionables con el Ciclo Uruçuano (900-1300 Ma), con posteriores modificaciones o reactivaciones del episodio metamórfico principal, que se asimila al Ciclo Brasileño (570-620 Ma).

La edad del pico metamórfico M2 para las Sierras de Córdoba está poco constreñida. El tratamiento estadístico de los datos publicados por Linares y González (1990) indica una edad de 640 Ma (Kraemer *et al.* 1995). Hay dataciones más modernas utilizando el método U-Pb, principalmente en el sector norte de las Sierras de Córdoba, a más de 100 kilómetros al norte del área estudiada, que han obtenido edades Cámbrica inferior a Cámbrica superior ( $531 \pm 9$  Ma, Stuart-Smith *et al.* 1996;  $522 \pm 8$  Ma, Rapela *et al.* 1998;  $509 \pm 2$  Ma, Fantini *et al.* 1998).

La complejidad de los fenómenos metamórficos y estructurales observados en el sector estudiado de la sierra de Comechingones dificulta la extrapolación de datos de áreas muy alejadas y, por lo tanto, se desconoce la edad real del pico metamórfico en el área. Tentativamente, podría establecerse una correlación, basada en litologías y procesos análogos, entre el segundo evento migmatítico M4 producido por descompresión y el evento M2 datado por Rapela *et al.* (1998) para el sector norte de las Sierras de Córdoba.

## Conclusiones

Se determina para las rocas metamórficas del sector centro oriental de la sierra de Comechingones una trayectoria textural P-T que refleja un lazo de tipo horario, con una etapa prógrada (evento M1) de grado me-

dio y presión relativamente alta (pico bórico), con presencia de estaurolita + biotita y de granate + rutilo + biotita. La trayectoria continúa hasta alcanzar las condiciones de alto grado del pico metamórfico M2, con inicio de la primera fusión parcial o anatexis en rocas de composición pelítica, que genera metatexitas es-tromatíticas con sillimanita + feldespato potásico. A continuación, se produce un evento M3 esencialmente dinámico con deformación por cizalla en condiciones de alta temperatura. La etapa retrógrada M4 incluye descompresión y enfriamiento, y es registrada por coronas de plagioclasa alrededor de granate. Durante esta etapa, se genera un segundo episodio de fusión parcial, con formación de diatexitas con cordierita y feldespato potásico. Posteriormente se desarrolla un evento M5 de enfriamiento a condiciones de grado medio, con hidratación, reflejado principalmente por el reemplazo de granate por biotita. Finalmente, ocurre un evento tardío M6 de enfriamiento a condiciones de la zona de clorita + muscovita, también con hidratación. Esta trayectoria textural se enmarca en la evolución de la zona interna de un orógeno producto de la colisión del *terrane* Pampia con el margen occidental de Gondwana, que se habría producido en el lapso Precámbrico superior-Cámbrico.

## Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET, a la SECyT (UNC) y a la Dirección Provincial de Minería de Córdoba el apoyo prestado durante todos estos años. Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral de A. Guerreschi.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ashworth, J. R., 1975. Staurolite at anomalously high grade. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53: 281-291.
- Baldo, E. and Casquet, C., 1996. Garnet zoning in migmatites, and regional metamorphism, in the Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas, Argentina). 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 507, Buenos Aires.
- Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C., 1996. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas), Argentina. *Geogaceta*, 19: 51-54.
- Bohlen, S.R. and Liotta, J.J., 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology*, 27: 1025-1034.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J. and Boettcher, A.L., 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *American Mineralogist*, 68: 1049-1058.
- Bonalumi, A.A. y Gigena, A.A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el departamento Calamuchita, Córdoba. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 73-81.
- Brown, M., 1983. The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, Southern Brittany, France. En: Atherton, M.P. and C.D. Gribble (Eds.): *Migmatites, melting and metamorphism*, p. 174-200. Shiva Publishing, Nantwich.

- Bucher, K. and Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th. Edition, Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, 318 p., Berlín.
- Cerredo, M.E., 1996. Metamorphic evolution of high-grade metapelites of Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 531, Buenos Aires.
- Chincarini, A., Martino, R.D. y Guereschi, A.B., 1998. Origen alóctono del gabro del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (4): 435-444.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba. Actas 2° Congreso Ibero-americano de Geología Económica, 1: 9-35, Buenos Aires.
- Fantini, R., Gromet, P., Simpson, C. and Northrup, C.J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: Implications for Laurentia-Gondwana Interactions. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 388-392, Buenos Aires.
- Gil Ibarguchi, J.I. and Martínez, F.J., 1982. Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain). Contribution to Mineralogy and Petrology, 80: 14-24.
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 53 (1-2): 3-44, Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea N°68, 40 p., Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: A. P. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina. Tomo I: 577-650, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Guereschi, A.B., 1992. Petrografía y caracterización química de las rocas ígneas y metamórficas del borde centro oriental de la Sierra de Comechingones, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo Final, Hemeroteca Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 140 p. (Inédito).
- Guereschi, A.B., 2000. Estructura y petrología del basamento metamórfico del flanco oriental de la Sierra de Comechingones, pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Hemeroteca Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 196 p. y Anexos (47 p., 3 mapas). (Inédito).
- Guereschi, A.B. y Baldo, E.G., 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 319-326, Mendoza.
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 1998. Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 101-116.
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 1999. Los mármoles de alto grado del Macizo de San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (1): 36-46.
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 2002. Geotermobarometría de la paragénesis Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil en gneises de alto grado del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57 (4): 365-375.
- Gupta, L.N. and Johannes, W., 1982. Petrogenesis of a stromatic migmatite (Nelaug, Southern Norway). Journal of Petrology, 23: 548-567.
- Gupta, L.N. and Johannes, W., 1986. Genetic model for the stromatic migmatites of the Rantasalmi Sulkava Area, Finland. Journal of Petrology, 27 (2): 521-540.
- Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. American Journal of Science, 271: 97-131.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M., 1977. Fe Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63: 175-198.
- Johannes, W., 1983. On the origin of layered migmatites. In: Atherton, M.P. and C.D. Gribble, (Eds.): Migmatites, melting and metamorphism, p. 234-248. Shiva Geological Series.
- Johannes, W., 1988. What controls partial melting in migmatites? Journal of Metamorphic Geology, 6: 451-466.
- Johannes, W. and Gupta, L., 1982. Origin and evolution of a migmatite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79: 114-123.
- Kerrick, D.M., 1972. Experimental determination of the muscovite + quartz stability with  $P_{H_2O} < P_{total}$ . American Journal of Science, 272: 946-958.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40'-32° 40' LS), Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 47-59.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Le Breton, N. and Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 226-237.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, Serie B N°19: 214-229, Buenos Aires.
- Linares, E. y Latorre, C.O., 1978. Geocronología potasio-argón de las rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 787-794, Buenos Aires.
- Martino, R.D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Hemeroteca Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (Inédito).
- Martino, R.D., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. and Guereschi, A.B., 1994. Thermobarometry at 32° 00' S in the Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. GSA Abstracts with Programs, p. A-226. Seattle, U.S.A.
- Martino, R.D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° 00' LS. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.
- Martino, R.D., Guereschi, A.B. y M. Giambastiani, 1997a. El informe de la Sierra Blanca: petrología y evolución estructural, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (2): 143-156.
- Martino, R.D., Guereschi, A.B. y Sfragulla, J., 1997b. Las anatexitas y las vetas auríferas de Río Hondo, sector sudoriental del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (4): 433-450.
- Newton, R.C. and Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>-quartz geobarometer. In: Newton, R.C., Navrotsky, A. and Wood, B.J. (Eds.): Thermodynamics of minerals and melts, 131-147. Springer-Verlag, Nueva York.
- Otamendi, J.E. and Rabbia, O.M., 1996. Petrology of high-grade gneisses from Macizo Río Santa Rosa: evidence of decompression in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 527, Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. and Demichelis, A.H., 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., Fagiano, M.R. y Nullo, F.E., 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 265-279.
- Ramos, A.M., 1979. Rocas básicas y gneises asociados en la comarca de Río Grande, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53 (1-2): 143-165, Córdoba.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C.M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of America, Special Publications 142: 181-217, Londres.
- Selverstone, J. and Chamberlain, C.P., 1990. Apparent isobaric cooling paths from granulites: Two counterexamples from British Columbia and New Hampshire. *Geology*, 18: 307-310.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Monographs Series, Mineralogical Society of America, 799 p., Washington.
- Stuart-Smith, P., Miró, R., Pieters, P., Lyons, P., Sims, J. y Camacho, A., 1996. *Estructura tectónica de las Sierras Pampeanas Australes, Argentina*. Australian Geological Survey Organisation, 4 p., Camberra, Australia.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 348 p., Nueva York.

**Recibido:** 30 de abril, 2001

**Aceptado:** 10 de diciembre, 2002