

# EVOLUCION METAMÓRFICA DE LAS MELAGABRONORITAS CORONÍTICAS DE EL ARENAL, FAJA MÁFICA-ULTRAMÁFICA EL DESTINO-LAS ÁGUILAS, SIERRA DE SAN LUIS

Norma BROGIONI<sup>1</sup>, Gabriele CRUCIANI<sup>2</sup>, Marcello FRANCESCHELLI<sup>2</sup> y Orlando VASELLI<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata y CONICET, Calle 122 y 60, 1900 La Plata.

E-mail: nbrogioni@infovia.com.ar

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari, via Trentino 51, Cagliari, Italia

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, via G. La Pira 4, Firenze, Italia.

## RESUMEN

Las meta-melagabronoritas coroníticas se localizan en uno de los cuerpos de El Arenal, pertenecientes a la faja máfica-ultramáfica El Destino-Las Águilas del flanco oriental de la sierra de San Luis. Son rocas de grano fino y representan fraccionados poco evolucionados, con alto contenido de Cr-Ni y  $[Mg/Mg+Fe_{T^{++}}]$  comprendidas entre 0,72 y 0,75, derivados de un magma toleítico olivínico de bajo Ti, cuyo emplazamiento precedió a la deformación penetrativa y metamorfismo famatinianos. Las microestructuras en coronas alrededor de olivino magnesiano y anortita registran tres estadios metamórficos de crecimiento mineral bajo condiciones de facies granulita, anfíbolita y esquistos verdes que tuvieron lugar durante el ascenso y enfriamiento lento del magma favorecido por las condiciones P-T elevadas, *ca.* facies anfíbolita, propias del nivel cortical profundo de locación. Luego de una ligera alteración deutérica de los componentes primarios, que ahora se conservan como relictos, se produjeron las transformaciones mineralógicas y microestructurales metamórficas más significativas. La desestabilización del par olivino-plagioclasa durante el estadio granulítico dio lugar a la formación de coronas de Opx y de simplectitas de Cpx + Spl. La deshidratación de las rocas de caja adyacentes, causada por el desarrollo de reacciones metamórficas, permitió durante el estadio anfíbolítico la incorporación de fluidos acuosos indispensables para la cristalización de hornblenda, tanto en coronas de Amp + Spl simplectíticos como reemplazando al Opx relicto. La mineralogía de menor temperatura es relacionable con la exhumación de las rocas y representaría la última etapa de la trayectoria evolutiva antihoraria experimentada por las mismas durante el Paleozoico inferior.

Palabras clave: *Meta-melagabronoritas coroníticas, re-equilibramiento metamórfico, complejos máficos y ultramáficos, Sierra de San Luis.*

**ABSTRACT:** *Metamorphic evolution of the coronitic gabbros of the El Arenal, El Destino-Las Águilas, mafic-ultramafic belt, Sierra de San Luis.* The coronitic meta-melagabronorites are part of the El Arenal bodies which belong to the El Destino-Las Águilas mafic to ultramafic belt, outcropping on the eastern flank of the Sierra de San Luis. They are fine-grained rocks with corona microstructures around Mg-rich olivine and An-rich plagioclase which record three metamorphic stages of mineral crystallization developed under granulite, amphibolite and greenschist P-T conditions. The coronitic meta-melagabros represent early, high Cr-Ni fractions, with  $[Mg^{++}/Mg^{++}+Fe_{T^{++}}]$  comprised between 0.72 and 0.75, derived from a low-Ti olivine tholeiitic magma which emplaced before the penetrative Famatinian deformation and the widespread coeval metamorphism. The subsequent uplift and the slow cooling of the deep-seated magma was possible because of the high P-T conditions of the crustal level, *ca.* amphibolite facies, and result in the development of the coronas after an early slightly deuteric alteration of the primary, now preserved as relics, igneous minerals. When granulite facies conditions were reached Mg-rich olivine and Ca-rich plagioclase became unstable and reacted to form orthopyroxene and symplectitic clinopyroxene + spinel around olivine. H<sub>2</sub>O-rich fluids necessary for the amphibole crystallization, which formed symplectite intergrowths with spinel and also replaced relic orthopyroxene during the amphibolite stage, were provided by dehydration of the adjacent country rocks caused by the development of metamorphic reactions. Minerals formed under greenschist P-T conditions were probably related with the final exhumation of the rocks, and are thought to represent the last part of the counterclockwise evolutionary path followed by the melagabronorites during the early Palaeozoic times.

Keywords: *Coronitic meta-melagabronorites, metamorphic re-equilibration, mafic-ultramafic complexes, Sierra de San Luis.*

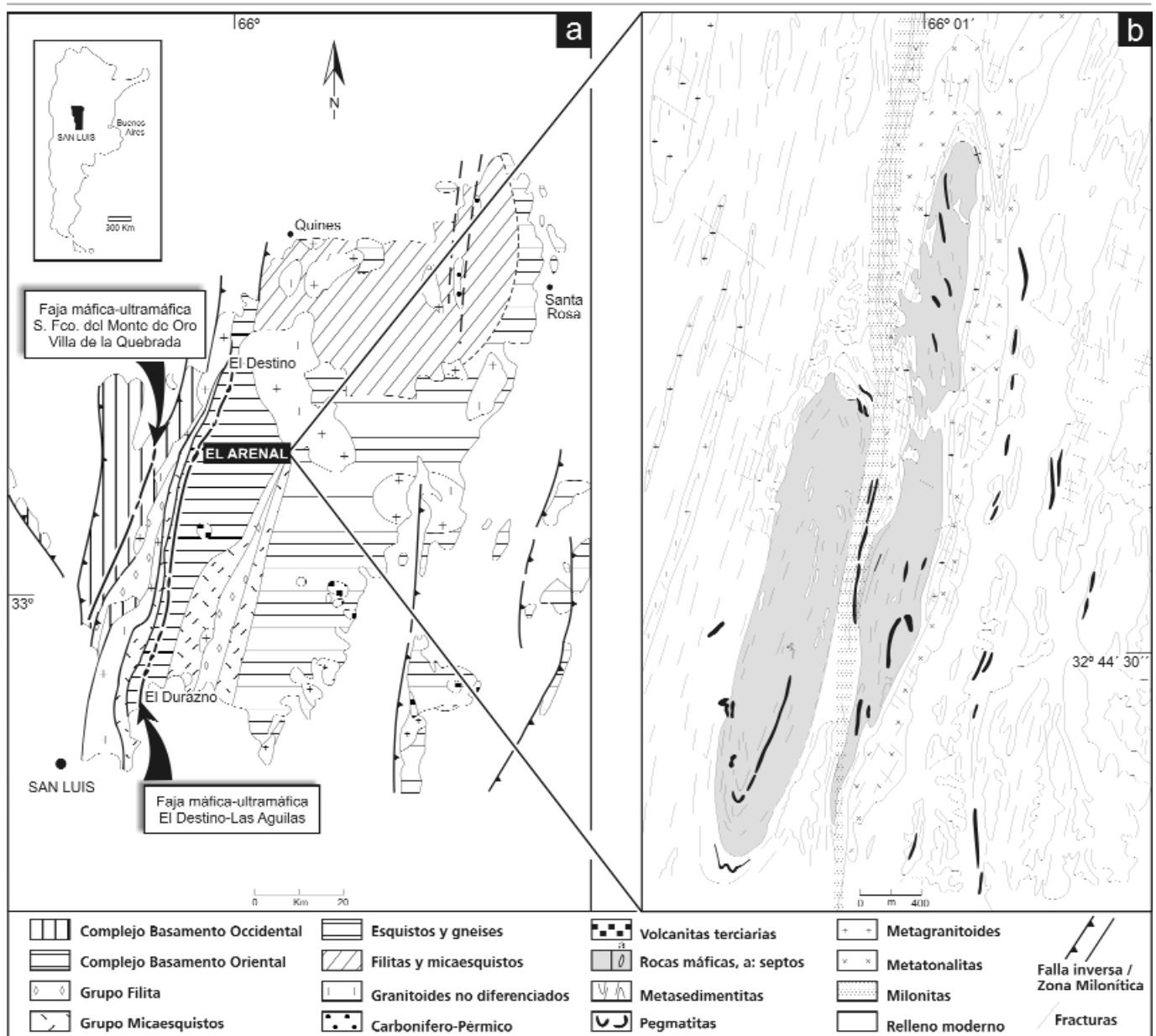
## INTRODUCCIÓN

El término genérico rocas coroníticas o coronitas se utiliza corrientemente en la literatura petrológica para denominar a aquellas rocas portadoras de coronas, esto es, de microestructuras formadas por una o más

zonas minerales dispuestas concéntrica-mente alrededor de un núcleo, representado por un cristal de determinada especie mineral (Tomkeieff 1985, Passchier y Trouw 1996). Las coronas son frecuentes en los gabros, y los minerales que más comúnmente participan de la estructura son olivi-

no, plagioclasa, piroxeno, granate, anfíbol y espinelo.

En la Argentina se conocen pocas rocas coroníticas, y todas ellas se encuentran en el basamento de las Sierras Pampeanas. Las más estudiadas han sido las del cerro San Lorenzo (Córdoba), donde fueron descrip-



**Figura 1:** a) Mapa geológico de la Sierra de San Luis, simplificado de Ortiz Suárez *et al.* (1992) y von Gosen y Prozzi (1998). b) Mapa geológico de los cuerpos de El Arenal.

tas por primera vez por Romberg (1894), luego analizadas detalladamente por Toselli *et al.* (1977), y más tarde revisadas por Chincarini *et al.* (1996, 1998). En la provincia de San Juan, Villar Fabre (1961) describió noritas coroníticas en Valle Fértil, cuyas condiciones T-P de formación fueron establecidas con posterioridad por Baldo *et al.* (1999), y rocas similares se hallaron en la sierra de la Huerta (Castro de Machuca *et al.* 1996). En el basamento de San Luis, donde el magmatismo básico está muy bien representado, se encontraron más recientemente

y fueron descritas en forma preliminar por Brogioni *et al.* (2000a, b, 2003a, b). En esta nueva contribución se amplía el número de muestras, las rocas son analizadas desde el punto de vista mineralógico, microestructural y petrológico, y se evalúa su significado en el contexto de la evolución metamórfica de la sierra durante el Paleozoico inferior.

## METODOLOGÍA

El mapeo preliminar de los cuerpos máficos se efectuó mediante el estudio de foto-

grafías aéreas a escala 1:20.000 y reconocimientos de campo. Para la determinación de las proporciones minerales se utilizaron dos procedimientos, debido a la dificultad propia que presentan rocas de esta naturaleza. Por una parte se efectuó el estudio modal de algunas rocas coroníticas, para lo cual se contaron 1.000 puntos, con una desviación estándar ( $2\sigma$ ) de los contenidos minerales (van der Plas y Tobi 1965) inferior a 3 %, y por otro lado se realizó solamente la estimación porcentual con microscopio óptico. La composición química de

los minerales que se muestra en el cuadro 1, fue analizada con microsonda JEOL JXA-8600 WDS, siendo las condiciones de trabajo 15 kV y 10 nA. Se utilizaron standards naturales internacionales Astimex para calibrar Si (jadeita 28), Ti (ilmenita), Al y Ca (plagioclasa 35), Fe (ilmenita), Mn (rodonita), Ni (niquel 14), Cr (cromita 17), Mg (olivino 34), K (sanidina 41), Na (albita 1). Se realizaron al menos tres puntos para cada sitio sobre secciones delgadas pulidas y los datos obtenidos se corrigieron según Bence y Albee (1968). Los análisis químicos de los óxidos y elementos traza detallados en el Cuadro 2 fueron efectuados por XRF con un espectrómetro Philips PW 1400, y el LOI se determinó por gravimetría.

## MARCO GEOLÓGICO

En el basamento ígneo-metamórfico de la sierra de San Luis afloran numerosas lentes de rocas máficas y ultramáficas que se disponen en dos fajas de dirección NNE a lo largo de sus flancos (Fig. 1). La primera de ellas se localiza en el Complejo Metamórfico Nogolí (Sims *et al.* 1997) (Complejo Basamento Occidental, von Gosen y Prozzi 1998) donde se extiende desde Villa de la Quebrada hasta San Francisco del Monte de Oro (González *et al.* 2002). Está representada por anfibolitas abudinas derivadas de komatiitas, basaltos komatiíticos y basaltos toleíticos de alto Fe, en los cuales se preservan texturas spinifex y ofíticas relicticas. Su edad Sm-Nd ha sido estimada en  $1502 \pm 95$  Ma (Sato *et al.* 2001). Los complejos máficos y ultramáficos del flanco oriental, por el contrario, se encuentran en el Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.* 1997) (equivalente en parte al complejo basamento oriental de von Gosen y Prozzi 1998, ya que incluye a los denominados micaesquistos) y se extienden desde El Durazno, en el extremo sur, hasta las proximidades de la estancia El Destino, al norte. Esta faja está formada por metagabros y metaperidotitas toleíticas portadoras de mineralización de sulfuros de Cu-Ni y platinoideos, que se habrían originado en un ambiente de retroarco (Brogioni 1994, Brogioni y Ribot 1994). Las rocas coroníticas objeto de este trabajo han sido halladas en una de las lentes que integran esta faja

(Brogioni *et al.* 2000a, b).

## LOS COMPLEJOS MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS DE LA FAJA ORIENTAL

Los cuerpos máficos y ultramáficos que forman parte de la faja oriental yacen en gneises de alto grado y están acompañados por la faja de cizalla discontinua denominada La Arenilla (Ortiz Suárez y Ramos 1990) (Fig. 1), que produjo milonitas tanto a partir de las rocas máficas como de las metasedimentitas. Los contactos con las rocas de caja son netos pero en muchos casos están obliterados por dicha deformación dúctil. La mayor parte han sido afectados por plegamiento, estiramiento y cizalla, y las rocas muestran foliación y/o lineación paralela a la foliación regional NNE de los gneises, en particular en los bordes de los cuerpos, mientras que en los núcleos se preservan las microestructuras primarias e, inclusive, *layering* ígneo. Los cuerpos son de escala métrica a kilométrica y los de mayores dimensiones se disponen generalmente en dos lentes paralelas, extendidas en el sentido de la foliación regional, a veces ocupando los núcleos de pliegues, y en la mayoría de los casos acompañadas por diques marginales delgados. Los más importantes se denominan Las Aguilas, Virorco, El Fierro, La Bolsa, La Melada, La Gruta, Peñón Colorado, El Arenal, Cerro Negro, Puestito, La Jovita y El Destino. Las Aguilas y Virorco fueron las primeras intrusiones estudiadas, en superficie (González Bonorino 1961) y mediante perforaciones (Malvicini y Brogioni 1996), debido a que son portadoras de mineralización de sulfuros de Cu-Ni que contienen elementos del grupo del Pt (un listado de las publicaciones relativas a este aspecto puede encontrarse en Hauzenberger *et al.* 2001).

Los cuerpos están constituidos principalmente por metagabros, piroxenitas, hornblenditas y dunitas oscuras, de grano medio a grueso, formadas por proporciones variables de Pl, Opx, Hbl, Op, Bt, Cpx y Ol (Brogioni 1994). Algunas de las lentes más grandes, como Virorco, muestran una distribución selectiva de las unidades litológicas, con las rocas ultramáficas de grano grueso en el núcleo del cuerpo y las rocas

máficas más finas en la parte externa (Brogioni 2001a). Sobreimpuesta a esta zonación principal, en el núcleo de la lente alternan cumulos de piroxenitas con melagabros. Esta distribución de las litologías y la afinidad toleítica del magmatismo permitió interpretar a esta intrusión como probablemente de tipo filón capa estratificado (Brogioni 2001b).

## LOS METAGABROS DE EL ARENAL

En la zona de El Arenal, ubicada en el sector septentrional de la faja, a unos 20 km al NNE de La Carolina, afloran dos cuerpos máficos, elongados en dirección NNE-SSO y dispuestos paralelamente entre sí, pero desplazados uno con respecto al otro en el sentido del rumbo regional del basamento metamórfico en el cual se encuentran emplazados (Fig. 1b). El basamento metamórfico está representado, en las proximidades de los cuerpos, por gneises cuarzo-feldespáticos de grano grueso, parcialmente migmatíticos, compuestos de Pl+Bt+Kfs±Grt±Sil, que alternan con niveles delgados de metacuarzitas. Estas rocas están deformadas por cizalla, que condujo a la aparición de milonitas con Sil+Grt+Bt±Crd en las adyacencias de las lentes. Además, en el contacto entre los cuerpos y la secuencia metapelítica se intercalan rocas granodioríticas con Ms-Bt-Grt y tonalíticas con Bt-Hbl-Grt foliadas y parcialmente cizalladas. La foliación NNE desarrollada en estas unidades graníticas y en las rocas máficas se pliega en los extremos de los cuerpos.

Las rocas máficas están foliadas y lineadas, e inclusive plegadas. La lente occidental se encuentra mayoritariamente cubierta por sedimentos modernos. Las litologías están mejor expuestas en la lente oriental, de unos 4,5 km de longitud por unos 300 m de ancho máximo, y consisten en metagabros de grano fino a grueso constituidos por Pl+Hbl+Op±Opx±Bt±Ol, que muestran amplias variaciones en el contenido de anfíbol y afinidad toleítica (Brogioni, en preparación). Por el contrario, las rocas ultramáficas son muy escasas. En el interior del cuerpo se encuentran afloramientos de rocas máficas de grano muy fino, groseramente tabulares, que parecen intruir a los metagabros y que podrían interpretarse como

**CUADRO 1:** Composición química de minerales de las melagabronoritas coroníticas de El Arenal.

	ESPINELO		FLOGOPITA		PLAGIOCLASA		ORTOPIROXENO		CLINOPIROXENO		ANFIBOL	
	Simplectítico	Cromífero	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	núcleo	borde exolución	igneo	Coronítico	Simplectítico	Coronítico	Simplectítico	Reemp/OPX
SiO <sub>2</sub>	39,32		39,74	43,95	43,88	47,00	núcleo	54,86	53,06	53,63	SiO <sub>2</sub>	47,94
TiO <sub>2</sub>	0,01		0,48	35,65	36,84	39,30	borde	0,06	0,09	0,12	TiO <sub>2</sub>	0,11
FeO	19,02	62,87	18,69	0,10	0,02	0,59	SiO <sub>2</sub>	2,26	2,73	2,65	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,39
MnO	0,27	21,23	4,27	0,05			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05
MgO	42,26	0,17	0,18	0,45	0,20	0,20	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	4,57	4,10	FeO	7,21
CaO	0,02	0,29	1,55	0,04	0,80	0,80	FeO	0,16	0,16	0,15	MnO	0,10
		0,07	0,07	19,60	20,06	0,35	MnO	16,48	16,48	16,00	MgO	15,62
		14,92	16,95	0,15	0,06	0,20	MgO	23,59	23,59	23,6	CaO	12,65
			7,65	99,95	100,86	97,92	CaO			0,06	Na <sub>2</sub> O	1,35
Total	100,90	99,55	94,07	Total			Na <sub>2</sub> O	100,73	100,73	100,28	K <sub>2</sub> O	0,24
			22,0	32,0			Total	99,43			Total	98,27
4,0		32,0						6,0				99,14
Si	0,997	Al	5,608	Si	8,135	8,048	Si	1,910	1,930	1,954	Si	6,689
Fe <sup>2+</sup>	0,403	Fe <sup>2+</sup>	2,392	Al <sup>IV</sup>	7,778	7,965	Al <sup>IV</sup>	0,093	0,070	0,046	Al <sup>IV</sup>	1,311
Mn	0,006	Mn	0,717	Fe <sup>3+IV</sup>	0,015		Ti <sup>IV</sup>	0,041	0,023	0,002	Total	8,000
Mg	1,597	Mg	0,051	Fe <sup>2+</sup>	0,003	0,092	Cr	0,041	0,023	0,049	Al <sup>VI</sup>	0,727
Ca	0,001	Ni	0,011	Mn	0,008		Cr	0,051	0,046		Fe <sup>3+VI</sup>	0,350
Total	3,003	Cr	4,707	Mg	0,124	0,056	Fe <sup>3+VI</sup>	0,051	0,046		Ti	0,012
X		Total	24,157	Ca	3,887	3,942	Mg	1,555	1,604	1,561	Cr	0,006
Z	0,997			Na	0,054	0,021	Mg	0,327	0,310	0,362	Mg	3,494
Y	2,006			K		2,429	Fe <sup>2+</sup>	0,010	0,009	0,011	Fe <sup>2+</sup>	0,411
Fo	79,84			Ba		0,006	Mn	0,015	0,008	0,013	Total	5,000
Fa	20,16			Total	15,581	20,150	Ca	0,015	0,008	0,013	Fe <sup>2+</sup>	0,080
				Z	8,000	3,000	Na				Fe <sup>2+</sup>	0,040
				Y	5,987	17,000	Total	4,002	4,000	3,997	Mn	0,012
				W	1,593	99,46	Z	2,000	2,000	2,000	Ca	1,806
				Ab	1,37	2,82	Y	2,000	2,000	1,997	Na	0,102
				Or		94,46	Wo	0,79	0,409	0,69	Total	2,000
							En	81,96	83,45	80,62	Na	0,263
XMg	0,80	0,56	0,64	0,90			Fs	17,24	16,14	18,69	K	0,043
							XMg	0,83	0,84	0,81	Total	0,306
								0,88	0,87		0,88	0,85

$$XMg = Mg^{2+}/Mg^{2+}+Fe^{2+}$$

Para la estimación de Fe<sup>3+</sup> de anfíboles se siguió el procedimiento propuesto por Schumacher en Leake *et al.* (1997)

**CUADRO 2:** Composición química de las melagabronoritas coroníticas de El Arenal.

Muestra	EA 13 E8	EA 13 E4	EA 13 E5	EA 13 E10	EA 13 E7	EA 13 E1	EA 13 E12	EA 13 E9	EA 13 E11	EA 13 E3	EA 13 E	EA 13 E6
SiO <sub>2</sub>	42,80	42,97	43,05	43,05	43,11	43,56	43,79	43,80	44,09	44,20	44,51	45,31
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,21	0,19	0,19	0,29	0,18	0,19	0,21	0,29	0,18	0,20	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,98	8,70	7,76	9,11	8,26	9,00	15,17	7,06	6,96	8,77	8,39	8,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	17,63	16,00	16,30	16,39	16,82	15,77	13,16	16,98	17,11	15,60	17,20	15,69
MnO	0,21	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,18	0,20	0,20	0,19	0,21	0,19
MgO	22,78	23,02	22,28	22,28	23,22	22,61	16,77	25,00	24,15	23,04	23,17	21,45
CaO	5,72	5,82	5,22	6,29	5,78	6,22	8,56	4,53	5,09	5,72	5,19	5,97
Na <sub>2</sub> O	0,75	0,65	0,62	0,73	0,75	0,63	0,58	0,63	0,70	0,66	0,57	0,74
K <sub>2</sub> O	0,31	0,18	0,16	0,24	0,28	0,18	0,25	0,31	0,26	0,15	0,22	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02
LOI	1,49	2,23	2,25	1,48	1,28	1,62	1,33	1,26	1,13	1,45	0,29	1,23
Total	99,99	100,02	100,00	99,99	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00	99,99
Mg*	0,72	0,74	0,75	0,73	0,73	0,74	0,72	0,74	0,74	0,74	0,73	0,73
V	102	91	89	83	114	76	83	94	115	80	84	100
Cr	754	673	703	690	763	608	507	774	720	658	761	657
Ni	384	436	459	382	405	351	273	376	357	347	332	340
Zn	95	89	81	108	77	97	62	74	68	84	95	90
Rb	20	14	18	23	31	13	25	27	22	17	17	23
Sr	89	122	84	11	97	127	195	68	79	118	88	114
Zr	20	16	18	19	17	12	13	18	22	13	13	19
Nb	dld	dld	dld	dld	3	dld	3	dld	dld	dld	dld	dld
Ba	114	81	71	61	95	91	110	99	99	94	93	94
La	dld	dld	5	dld	dld	12	dld	dld	dld	6	dld	8
Ce	8	4	2	6	6	17	dld	1	dld	3	10	1
Pb	12	9	11	13	17	dld	21	15	dld	12	dld	15

dld=por debajo del límite de detección

posibles diques, aún cuando las relaciones de contacto no son claras. Los melagabros coroníticos constituyen, precisamente, un afloramiento irregular pequeño y discontinuo de este tipo, de unos 7 metros de longitud y 4 metros de ancho, localizado en la parte sur de la lente.

### LAS ROCAS CORONÍTICAS

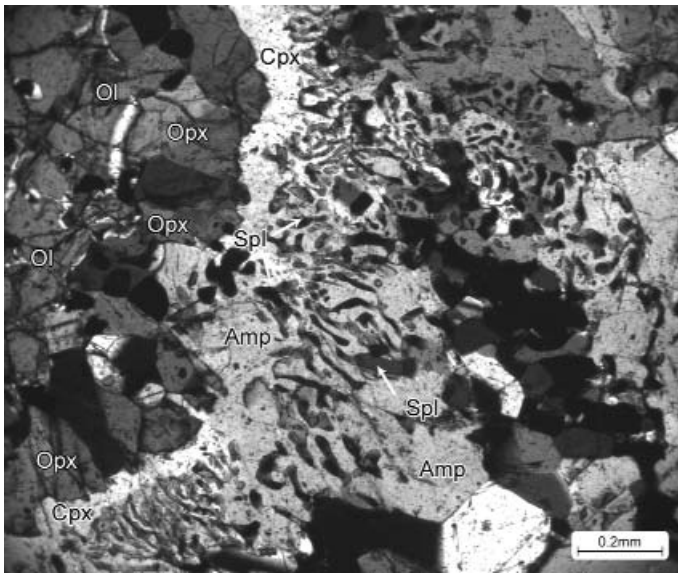
Las rocas coroníticas son de color negro, muy duras y pesadas. En muestra de mano su textura es granuda, con tamaño de grano de 1 a 2 mm. Microscópicamente exhiben una notable compeljidad microestructural, ya que coexisten los constituyentes primarios -olivino, plagioclasa, ortopiroxeno, flogopita, óxidos y sulfuros de Fe- en proporciones variables, junto con las coronas (Brogioni *et al.* 2000a, b). Las coronas se disponen alrededor de olivino y plagioclasa, están constituidas por ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol y espinelo, y son de forma, tamaño y estructura interna variable. Las más frecuentes consisten en un núcleo formado por un único cristal de olivino, a

cuyo alrededor se dispone una capa de ortopiroxeno, rodeada externamente por una capa de clinopiroxeno + espinelo y/o de anfíbol + espinelo (Fig. 2). En torno a los cristales de plagioclasa se desarrolla una capa de anfíbol + espinelo (Fig. 3), a veces separada de los mismos por una delgada capa de clinopiroxeno + espinelo. La corteza de ortopiroxeno está siempre adherida a un cristal de olivino (Fig. 2), mientras que las capas de anfíbol + espinelo, generalmente de mayor espesor que la anterior, lo están a la plagioclasa (Fig. 3). Las relaciones texturales entre clinopiroxeno - espinelo y anfíbol - espinelo son, en todos los casos, simplectíticas. Los intercrecimientos simplectíticos de anfíbol + espinelo son los más abundantes, pudiendo constituir hasta el 42 % de la roca coronítica.

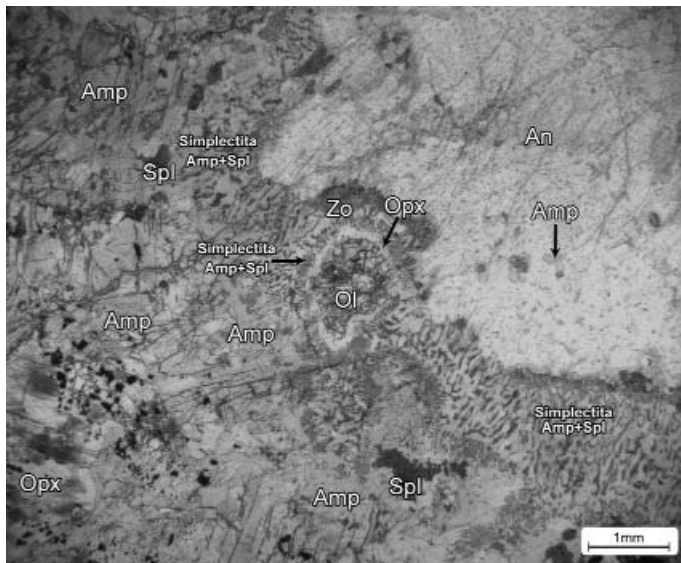
En menor proporción se encuentran coronas en las cuales, alrededor del núcleo de olivino, se dispone una primera corteza formada por ortopiroxeno + opacos (estos últimos subordinados con respecto al primero), rodeada externamente por una capa de anfíbol.

### MINERALOGÍA

*Olivino:* En la mayor parte de las muestras su contenido estimado supera el 10 %, habiéndose registrado hasta 14,5 % en aquellas analizadas modalmente. Es siempre anhedral y muestra relaciones texturales de distinta naturaleza con los otros componentes de la roca. Puede presentarse en cristales relicto de hasta 4 mm de longitud, con bordes sinuosos, corroidos, muy fracturados y con inclusiones mayoritariamente de anfíbol y pequeños óxidos de Fe, de forma y tamaño variable. Estos cristales de olivino constituyen el núcleo de las coronas, y a su alrededor se desarrollan capas concéntricas sucesivas que consisten en uno o más minerales (Figs. 2, 3). Adyacente al borde siempre se dispone una capa interna, regular y continua, de ortopiroxeno coronítico, y cuando ésta es rodeada externamente por otra de hornblenda + espinelo simplectítico, ambas están generalmente separadas entre sí por una delgada capa de hornblenda libre de espinelo. Cuando el ortopiroxeno coronítico de la corteza interna reemplaza



**Figura 2:** Microestructura en coronas en la melagabronorita coronítica de El Arenal, con la capa de Opx adosada al cristal de Ol, rodeada por una corteza delgada de Cpx y el desarrollo simplectítico de Cpx + Spl y de Hbl + Spl. Microfotografía Muestra NB 7, Nx. Ol: olivino, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Amp: anfíbol, Spl: espinelo



**Figura 3:** Corona de Hbl + Spl simplectíticos alrededor de la melagabronorita coronítica de El Arenal. Microfotografía Muestra NB 11, N//. Ol: olivino, Opx: ortopiroxeno, Spl: espinelo, Amp: anfíbol, An: anortita, Zo: zoisita.

za por completo al olivino, sólo se preservan pseudomorfos de los cristales originales formados por agregados redondeados de dicho piroxeno.

El olivino forma también granos del orden del milímetro, incluidos dentro de agregados de anfíbol, que suelen conservar una corona de ortopiroxeno (cuyo espesor no supera los 0,04 mm) adosada a su borde externo. Por último, puede presentarse como inclusiones de tamaño inferior a 0,72 mm en cristales de ortopiroxeno no coronítico, que están acompañadas en el borde externo por gránulos de óxidos de Fe dispuestos a modo de cadena a su alrededor. Los cristales de olivino se encuentran fres-

cos, aunque en las fracturas se localizan gránulos diminutos de opacos acompañados por escasa iddingsita y bowlingita. En general se observa que la fracturación está restringida a los límites del mineral, pero cuando éste se encuentra incluido en anfíbol o en ortopiroxeno afecta también al hospedante, aunque no se presentan allí los productos secundarios citados. Un análisis químico representativo de olivino se muestra en el Cuadro 1, el cual indica una composición fuertemente magnesiana ( $FO_{83,63}$  a  $79,52$ ).

**Plagioclasa.** Se presenta en cantidad variable. En estimaciones realizadas en varias muestras supera el 10 % (el análisis modal de una

de ellas registró 11,2 %), en tanto que en otras sólo se conservan proporciones ínfimas. Puede constituir granos anhedrales aislados de hasta 2,4 mm o bien agregados de varios granos, de carácter relicto en todos los casos. Muestra macla fina de ley de Albita, y ocasionalmente zonación. Es de naturaleza poiquilítica, pues presenta abundantes inclusiones prismáticas de ortopiroxeno y hornblenda del orden de los 0,2 mm, que se disponen paralelamente entre sí y le confieren a los granos un aspecto cribado (Fig. 3). Si bien en general se encuentra fresca, puede mostrar saussuritización pervasiva, con crecimiento de zoisita en algunos bordes y alteración a sericita. Además, esporádicamente se desarrolla una plagioclasa retrógrada, de composición andesínica, a lo largo de fracturas en ortopiroxeno. La plagioclasa próxima a cristales de olivino está rodeada por una simplectita muy fina de anfíbol + espinelo con parches irregulares y dispersos de clinopiroxeno + espinelo vermiforme, o bien por una capa coronítica de clinopiroxeno + espinelo simplectítico. En unas pocas coronas, el borde del cristal de plagioclasa es separado de la simplectita de hornblenda + espinelo por una capa delgada de simplectita de clinopiroxeno + espinelo.

La composición de la plagioclasa es anortítica y no se han detectado diferencias significativas entre núcleo ( $An_{98,63}$ ) y borde ( $An_{99,46}$ ), excepto un ligero enriquecimiento en  $Al_2O_3$  hacia el borde. Además, se han encontrado exsoluciones de antipertitas  $Or_{94,46}$  (Cuadro 1).

**Ortopiroxeno:** La abundancia de este mineral asciende hasta 43,8 %. Se encuentra en cristales prismáticos relicto, diseminados en los sectores no coroníticos de la roca, o bien en granos pequeños, formando parte de las coronas. En el primer caso los individuos pueden alcanzar hasta 2,8 mm de longitud, son anhedrales, suelen presentarse acodados y con extinción ondulosa, frescos y con abundantes inclusiones de óxidos de Fe aciculares que se disponen paralelamente entre sí, concentradas en la zona central de los cristales. Estos cristales de ortopiroxeno relicto son muy comunes en los microdominios texturales libres de coronas, y muchos de ellos están parcialmente reemplazados por anfíbol verde claro.

El ortopiroxeno coronítico, a veces asociado con parches discontinuos de minerales opacos (principalmente óxidos de Fe y sulfuros), reemplaza al olivino, y constituye la capa interna de las coronas (Fig. 2). En otros casos, la presencia de agrupamientos de varios cristales poligonales de ortopiroxeno, rodeados por clinopiroxeno coronítico y simplectitas de hornblenda + espinelo, pone de manifiesto un estadio más avanzado de la transformación del olivino en ortopiroxeno. Los cristales de ortopiroxeno coronítico son de tamaño muy uniforme, del orden de los 0,28 mm, anhedrales, rosados y levemente pleocroicos, con extinción incompleta y *parting*. Algunos tienden a ser de hábito prismático, en cuyo caso se implantan perpendicularmente al borde del cristal de olivino.

También se encuentran inclusiones redondeadas de ortopiroxeno metamórfico de 0,2 a 0,3 mm de longitud, en granos grandes de anortita.

Se han realizado numerosos análisis químicos de ortopiroxeno, dos de los cuales, representativos de cristales relicto y coroníticos, se muestran en el cuadro 1. La composición de ambos tipos microestructurales es muy similar, aunque se ha detectado una ligera zonación en algunos ortopiroxenos ígneos, con núcleos enriquecidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3,23 %), CaO y FeO ( $\text{En}_{81,96}$ ), y bordes enriquecidos en  $\text{SiO}_2$  y MgO ( $\text{En}_{83,45}$ ). Los ortopiroxenos coroníticos ( $\text{En}_{80,62}$ ) presentan tenores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  inferiores (2,25 %).

**Clinopiroxeno:** Este mineral forma parte de las coronas, donde constituye intercrecimientos simplectíticos finos con espinelo, que se disponen alrededor de los cristales de plagioclasa, o bien se preservan en forma de parches irregulares dispersos en simplectitas de anfíbol + espinelo. En este último caso, el intercrecimiento de clinopiroxeno + espinelo puede formar proyecciones irregulares que se extienden hacia las capas adyacentes. El clinopiroxeno puede presentarse también como una delgada corona entre el ortopiroxeno poligonal y la capa simplectítica externa de anfíbol + espinelo (Fig. 2).

La composición del clinopiroxeno simplectítico y el coronítico es muy similar (Cuadro 1). En ambos casos se trata de diópsido ( $\text{En}_{46,35}$  y  $\text{En}_{45,37}$ , respectivamente), aunque el coronítico es ligeramente más pobre en

Al y Fe y más rico en Si que el simplectítico.

**Anfíbol:** En la casi totalidad de las muestras supera el 10 %, y en las analizadas modalmente alcanza hasta el 31,5 %. Es de color verde muy claro, ligeramente pleocroico, con extinción irregular y ocasionalmente se encuentra maclado. Puede presentarse en cristales anhedrales poiquilíticos de hasta 4 mm que reemplazan al ortopiroxeno y olivino ígneos. Cuando el reemplazo del ortopiroxeno es completo, en el núcleo de dichos porfiroblastos de anfíbol se conservan los trenes orientados de inclusiones aciculares de óxidos de Fe del piroxeno original. Ocasionalmente se preservan en el olivino pequeños granos anhedrales de anfíbol con trenes orientados de óxidos de Fe, mientras que en otros casos se encuentran relictos aislados de olivino y ortopiroxeno incluidos en el anfíbol. No se observan evidencias claras de que los porfiroblastos de anfíbol reemplacen al ortopiroxeno o al clinopiroxeno coroníticos.

Además, el anfíbol forma intercrecimientos simplectíticos muy finos con espinelo (Fig. 3), en los cuales puede representar el 52 % de la microestructura, o bien constituir una capa continua libre de espinelo, alrededor del orto y clinopiroxeno coronítico. En los agregados simplectíticos que constituyen la capa externa de las coronas, el anfíbol varía de verde claro a parduzco. En el contacto con ortopiroxeno y clinopiroxeno coronítico el anfíbol es ópticamente zonal.

Dos análisis de anfíboles, representativos de cristales simplectíticos y de aquellos que reemplazan al ortopiroxeno, se muestran en el cuadro 1. Si bien no existe una diferencia composicional sistemática entre la hornblenda simplectítica y la que reemplaza a ortopiroxeno, la primera suele ser de tipo magnésiano (Leake *et al.* 1997), ya que tiende a presentar un contenido más elevado de  $\text{SiO}_2$ , mientras que la segunda es tschermakítica, a veces ligeramente zonada, con núcleos enriquecidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , y los bordes en contacto con orto y clinopiroxeno pueden tener una composición tremolítica.

**Espinelo:** En las muestras analizadas modalmente puede alcanzar hasta el 16,7 %. Este mineral es de color verde intenso y puede presentarse de forma vermicular -esto es, en cristales curvos siempre vinculados con

la hornblenda y/o el clinopiroxeno (Figs. 2, 3)-, en agregados de granos poligonales diseminados en los sectores no coroníticos, o bien como granos aislados incluidos en los minerales de la roca, en especial en el ortopiroxeno coronítico. Los cristales vermiculares de espinelo, que pueden representar el 47,6 % en la microestructura simplectítica de anfíbol + espinelo, alcanzan hasta 0,02 mm de longitud, y cada uno de ellos contiene varios granos diminutos de opacos. Cuando se encuentra como inclusión en el ortopiroxeno coronítico, los granos de espinelo son anhedrales a subhedrales, de hasta 0,3 mm, y contienen abundantes inclusiones de opacos, ya sea diseminados en la zona central de los individuos o bien con disposición lineal paralela. Además, en algunas coronas de ortopiroxeno se ha observado esporádicamente que el espinelo reemplaza en forma parcial a óxidos de Fe+Cr.

El espinelo simplectítico se caracteriza por presentar muy bajo contenido de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (del orden de 0,3 %) y elevado tenor de FeO ( $\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+} = 0,56-0,58$ ). Por el contrario, el espinelo incluido en el ortopiroxeno coronítico puede tener hasta 1,55 % de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y presenta contenido más alto de MgO ( $\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+} = 0,61-0,64$ ) (Cuadro 1). No se observan diferencias composicionales entre el espinelo simplectítico asociado a anfíbol y aquél vinculado a clinopiroxeno.

**Flogopita:** Se encuentra en pocas muestras y en láminas escasas (< 1 %) no orientadas, de hasta 1,3 mm, color pardo amarillento muy claro y extinción ligeramente ondulosa. Está fresca, aunque es posible observar una alteración incipiente según clivaje, en paquetes de tonalidad pardo amarillenta con sectores algo más verdosos. Se encuentra asociada al anfíbol, plagioclasa, o al clinopiroxeno, al cual reemplaza. Si está en contacto con hornblenda, los bordes son irregulares y con tinte verde azulado. Un análisis químico muestra que su composición es fuertemente magnésiana, con  $\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+} = 0,90$  (Cuadro 1).

**Opacos:** Su contenido asciende al 5 % y consisten principalmente en óxidos de Fe, óxidos de Fe+Cr y sulfuros de Fe. Los óxidos de Fe se presentan como trenes elongados concentrados en el núcleo de ortopiroxeno

ígneo y de porfiroblastos de anfíbol. También aparecen granos pequeños, de hasta 0,1-0,2 mm, en las coronas de ortopiroxeno alrededor de olivino, y diminutos cristales diseminados en las simplectitas de clinopiroxeno + espinelo y de anfíbol + espinelo. Los óxidos de Fe-Cr se preservan esporádicamente en el núcleo del espinelo rico en Cr. Además, se encuentran inclusiones escasas de sulfuros de Fe (pirita) y de Fe-Cu (calcopirita) en los porfiroblastos de anfíbol.

**Carbonatos:** Son sumamente escasos y se presentan en granos anhedrales de 0,10 a 0,20 mm, sin maclar. La dolomita crece a lo largo de fracturas en el anfíbol de grano grueso, en tanto que la calcita reemplaza marginalmente a la plagioclasa en contacto con simplectitas de anfíbol + espinelo.

**Feldespatos potásico y zoisita:** Ambos reemplazan a la plagioclasa cuando ésta se encuentra en contacto con simplectitas de anfíbol + espinelo.

**Mica blanca:** Se observa sólo esporádicamente, en forma de granos anhedrales de hasta 0,5 mm.

## COMPOSICIÓN QUÍMICA

Las rocas estudiadas tienen entre 42 y 45 % de sílice, son normativamente saturadas, y se caracterizan por presentar muy bajo contenido de TiO<sub>2</sub> (0,18 a 0,29 %) y de álcalis (0,79 a 1,06 %) (Cuadro 2). El MgO oscila entre 16,77 y 25 %, CaO entre 4,53 y 8,56 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> 13,16 a 17,63 % y Cr, Ni y V alcanzan 774 ppm, 459 ppm y 115 ppm, respectivamente. Si se las compara con los metagabros de la lente en la que se alojan, son más pobres en SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> y CaO, pero la abundancia de MgO es superior (Brogioni, en preparación). Químicamente se clasifican como gabronoritas según el esquema propuesto por de la Roche *et al.* (1980). Por otra parte, la confrontación de las abundancias de MgO, FeO y álcalis, de FeO<sub>T</sub> vs FeO<sub>T</sub>/MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs Zr y TiO<sub>2</sub> vs Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, así como los tenores máximos de Ol e Hy normativos (44 % y 32 %, respectivamente), manifiestan una afinidad toleítica olivínica y permiten asignar las rocas a fraccionados melancráticos tempranos. No se han determinado los tenores de REE de las rocas coroníticas que aquí se presentan, pero una muestra analizada previamente

(Brogioni *et al.* 2000b) arrojó una abundancia de 15,626 ppm, con un enriquecimiento en LREE de 3 a 8,5 veces las condritas ([La/Sm]<sub>CN</sub> = 2,89) -ligeramente superior al que se registra en las rocas no coroníticas de la lente-, y de 1,5 a 2,5 veces en HREE ([La/Yb]<sub>CN</sub> = 4,89). El diseño de REE (Brogioni *et al.* 2000b) muestra el mismo andamio general que para las rocas gábricas no coroníticas, pero no se registra anomalía de Eu (Eu/Eu\* = Eu/√[(Sm<sub>N</sub>)(Gd<sub>N</sub>)] 1,04).

## DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

### RELACIÓN DEL MAGMATISMO BÁSICO CON LA OROGENIA FAMATINIANA

La cristalización de los complejos máficos y ultramáficos de San Luis ha sido considerada por Sims *et al.* (1997, 1998) contemporánea con la deformación y metamorfismo famatinianos, en base a la similitud existente entre las edades de una segregación félsica en piroxenita de Las Águilas y el pico metamórfico determinado en ortogneises félsicos del sur de la faja (U-Pb en circón, 478 ± 6 Ma y 484 ± 7 Ma respectivamente). La deformación penetrativa fue responsable del desarrollo regional de la foliación de rumbo NNE que exhiben las diversas litologías en el área de la sierra, y se atribuye, junto con el metamorfismo, a la fase principal de la orogenia famatiniana, que se extendió desde los 478 a 450 Ma (Sato *et al.* 2003). Von Gosen y Prozzi (1998) han sostenido también que las rocas máficas intruyeron a los metasedimentos sincrónicamente con la deformación regional, sugiriendo que ambos episodios tuvieron lugar durante el inicio del plutonismo de arco famatiniano o bien que fueron ligeramente más viejos. Brogioni y Ribot (1994), Ortiz Suárez (1999) y Brogioni (2001a) han considerado, en cambio, que las rocas máficas se intruyeron antes de la deformación famatiniana, y para Delpino *et al.* (2001) el emplazamiento y la deformación de las mismas habrían tenido lugar durante la fase final del ciclo orogénico pampeano.

Hauzenberger *et al.* (2001) proponen que la

intrusión de los cuerpos máficos del bloque central de la sierra se habría producido durante la fase deformacional que denominan M2, cuando los terrenos se encontraban ya foliados penetrativamente en dirección NNE, plegados y metamorfizados en facies anfíbolita como consecuencia de la fase M1, perteneciente al estadio temprano de la orogenia famatiniana (~490-500 Ma). Para estos autores, el magmatismo básico sería, entonces, pos-M1 sin-M2. Delpino *et al.* (2001), por su parte, coinciden en la existencia de un primer episodio metamórfico regional en facies anfíbolita (M1, T1), pero consideran que el emplazamiento de las rocas máficas (durante la fase final del ciclo orogénico pampeano) fue anterior al evento compresivo T2, que ocasionó el plegamiento y foliación NNE de las rocas anteriormente metamorfizadas en facies anfíbolita. Para estos autores, entonces, el magmatismo básico sería pos-M1 pre-T2, o sea, pre-foliación NNE.

Las observaciones realizadas en El Arenal muestran que tanto las lentes -especialmente en sus zonas marginales- como las meta-sedimentitas y metagranitoides que las acompañan están foliados en dirección NNE-SSO, y la foliación de estas dos últimas litologías se desvía en los extremos de los cuerpos (Fig. 1). Además, las rocas presentan una foliación milonítica sobrepuesta, que es claramente posterior a la foliación regional. Esto pone en evidencia, como ya había sido propuesto por Brogioni *et al.* (2000b), que las lentes son pre-deformacionales, es decir, que precedieron a la fase principal de la orogenia famatiniana, y que fueron afectadas también por la deformación milonítica, durante la fase tardía a pos-orogénica, la cual ha sido acotada al período comprendido entre los 375 y 366 Ma en otras zonas de la sierra (Sato *et al.* 2003).

En lo que respecta a la relación del magmatismo básico con el evento metamórfico progrado M1 descrito por Hauzenberger *et al.* (2001) para el extremo sur de la faja, específicamente en la zona de El Arenal no se encuentran los esquistos con la asociación típica de ese episodio, St+Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz+Ilm ± Fibrolita ± Chl, que según dichos autores correspondería a T = 570-600°C y P = 5-5,7 kb. La faja de esquistos con intercalaciones de cuarcitas, perte-



reciente a los micaesquistos de von Gosen (1998), y que en este sector fueron denominados Esquistos La Carolina por Ortiz Suárez (1999), se dispone a 1 km hacia el oeste de los cuerpos máficos. Estas rocas están metamorizadas mayoritariamente en facies esquistos verdes y han alcanzado la facies anfíbolita, ya que presentan esporádicamente St y fibrolita, en particular en el sector oriental de la faja, donde fallas inversas desplazaron el basamento hacia el oeste, por encima de los esquistos (von Gosen y Prozzi 2005).

Hauzenberger *et al.* (2001) consideran que las condiciones anfíbolíticas (M1 A) se habrían incrementado a facies granulita (M2 G, o Mg de Delpino *et al.* 2001) ( $T = 740-790^{\circ}\text{C}$  y  $P = 5,7-6,4$  kb), en las proximidades de los complejos máficos y ultramáficos, como consecuencia del aporte térmico del magmatismo. La factibilidad de esta hipótesis ha sido investigada recientemente por Steenken *et al.* (2005) para el intrusivo Virocco, modelizando para ello el cambio de la temperatura provocado por el magmatismo, en base a estimaciones volumétricas obtenidas a partir de estudios geofísicos (Kostadinoff *et al.* 1998). En los esquistos de la faja de Micaesquistos (Esquistos La Carolina) que afloran al oeste de El Arenal no se registra dicho incremento de las condiciones metamórficas, y si bien esto podría atribuirse a que el contacto entre esa unidad y el Complejo Metamórfico Pringles está dado por una zona milonítica (Ortiz Suárez 1999, von Gosen y Prozzi 2005), la yuxtaposición por cizalla habría tenido lugar durante la etapa tardía de la orogenia Famatiniana o con posterioridad a ella (Sato *et al.* 2003), vale decir, después del magmatismo básico. Los gneises y esquistos del Complejo Metamórfico Pringles en la zona de El Arenal, por otra parte, que no se encuentran afectados por cizalla, presentan Pl,  $K_f$ , Bt, Grt, Sil y Crd, y su litología y mineralogía se mantienen constantes desde las adyacencias de las lentes hasta por lo menos unos 9 km al este de las mismas (Brogioni, en preparación).

#### CRISTALIZACIÓN MINERAL EN LAS ROCAS CORONÍTICAS DE EL ARENAL

El análisis microestructural ha permitido

reconocer cuatro estadios de cristalización mineral en las metagabronoritas coroníticas de El Arenal (Brogioni *et al.* 2003a, b). El primer estadio corresponde a la etapa de cristalización ígnea, durante la cual se separaron fraccionados poco evolucionados caracterizados por el bajo contenido de Ti, altos tenores de Cr y Ni y relaciones  $\text{Mg}^{++}/\text{Mg}^{++}+\text{Fe}_{\text{T}}^{++}$  comprendidas entre 0,72 y 0,75 (Cuadro 2). Este estadio está representado por la presencia de relictos de olivino, ortopiroxeno, plagioclasa, flogopita, óxidos y sulfuros de Fe, que se conservan como granos aislados o formando agregados de cristales comúnmente rodeados por las microestructuras coroníticas. Se estima probable que las rocas hayan experimentado una ligera alteración deutérica inmediatamente luego de la cristalización ígnea, pues se encuentra muy escasa iddingsita y bowlingita rellenando las fracturas del olivino. Todos los minerales ferromagnesianos relicto se caracterizan por el alto tenor de Mg ( $\text{XMg} = 0,80-0,90$ ) y la plagioclasa por el elevado contenido de An ( $\text{An} > 98\%$ ). El segundo estadio reconocido en las rocas coroníticas es granulítico y está documentado por la formación de coronas de ortopiroxeno (En,  $\text{XMg} = 0,81$ ) y clinopiroxeno (Di,  $\text{XMg} = 0,87-0,88$ ) alrededor de granos de olivino y plagioclasa ígneos. El clinopiroxeno forma microestructuras simplectíticas con pleonasto ( $\text{XMg} = 0,56$ ). Se considera que la mineralogía granulítica se ha generado mediante la reacción  $\text{Ol} + \text{Pl} = \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Spl}$ .

El estadio siguiente es anfíbolítico y está dominado por la formación de anfíbol y espinelo. El anfíbol ocurre en cristales de grano grueso con inclusiones de granos coroníticos, reemplazando al ortopiroxeno ígneo, o forma microestructuras simplectíticas con el pleonasto, alrededor de los cristales de plagioclasa. En el primer caso ( $\text{XMg} = 0,85$ ) retiene los trenes de inclusiones aciculares de opacos del ortopiroxeno, lo cual indica que éstos fueron expurgados con anterioridad a la cristalización de la hornblenda. El anfíbol simplectítico, por su parte, tiende a ser ligeramente más magnesiano ( $\text{XMg} = 0,88$ ). La textura de la mineralogía desarrollada durante esta etapa sugiere que la formación de anfíbol y espinelo se produjo por la desestabilización del

par piroxeno-plagioclasa.

El último estadio reconocido corresponde a facies esquistos verdes y está caracterizado por el desarrollo de minerales de grano fino como clorita, muscovita y calcita, reemplazando a minerales de los dos estadios anteriores. La formación de anfíbol y calcita sobre ortopiroxeno y flogopita, la formación de calcita y plagioclasa sobre anfíbol, y el sobrecrecimiento de muscovita y zoisita sobre plagioclasa se pueden relacionar a esta etapa.

#### HIPÓTESIS GENÉTICAS SOBRE LA FORMACIÓN DE CORONAS ALREDEDOR DE OLIVINO Y PLAGIOCLASA

Las coronas alrededor de olivino y plagioclasa fueron descritas por primera vez a finales del siglo 18 en rocas gábricas de la región del lago Vänern en Suecia, y desde entonces han sido estudiadas en numerosos terrenos metamorizados en facies anfíbolita-granulita de media a alta presión, entre ellos los del área típica de Bamble, al sur de Noruega (Gardner y Robins 1974, Grieve y Gittins 1975, Grant 1988). Sin embargo, y a pesar del tiempo transcurrido desde su hallazgo, el desarrollo de estas microestructuras es aún controvertido, pues no parecen obedecer a un único origen: existen evidencias tanto de que se han formado durante un proceso magmático, por reacción de los cristales de olivino y plagioclasa con el líquido o fluidos deutéricos, como subsólido, por reacción entre cristales de olivino y plagioclasa, combinado o no con metasomatismo. Las reacciones subsólidas generarían las distintas capas que integran la microestructura en forma simultánea, durante el estadio inicial del enfriamiento de la intrusión (Shand 1945, Starmer 1969, Gardner y Robins 1974, Mongkoltip y Ashworth 1983, Grant 1988, Kretz *et al.* 1989, Ashworth 1986), o bien como consecuencia de un proceso metamórfico independiente (Davidson y van Breemen 1988). Por el contrario, las reacciones tardío-magmáticas (Claeson 1998) conducirían al desarrollo de las coronas mediante un proceso multiestadio (Joesten 1986, Haas *et al.* 2002). Independientemente de cual sea su origen, la importancia de las microestructuras alrededor de

olivino y plagioclasa radica en su particularidad de conservar reactantes y productos, los cuales permiten analizar la evolución de las rocas hospedantes, mayoritariamente gabros olivínicos y troctolitas, y de los terrenos en los cuales se han intruido.

### GÉNESIS Y EVOLUCIÓN PROPUESTA PARA LAS ROCAS CORONÍTICAS DE EL ARENAL

Las microestructuras coroníticas de las rocas de El Arenal se desarrollaron exclusivamente en los fraccionados tempranos del magma toleítico olivínico que dio origen a los cuerpos, ya que sólo las melagabronoritas presentaban la asociación ígnea adecuada -Ol+Pl+Opx, ahora conservada como relicto-, para generar la secuencia de minerales que integran las coronas. No se conoce la trayectoria P-T desde el protolito ígneo hasta el estadio granulítico, pero es muy probable que luego de la cristalización ígnea haya seguido un periodo de ascenso y subsecuente enfriamiento lento, favorecido este último por las condiciones regionales *ca.* anfibolíticas imperantes en el nivel cortical profundo de emplazamiento del magma. Durante dicho periodo, las rocas comenzaron a desarrollar minerales y microestructuras acordes a las temperaturas que fueron alcanzando. Existen evidencias de que el olivino experimentó inicialmente una ligera alteración deutérica y se expurgaron óxidos de Fe aciculares que debieron estar originalmente disueltos en el ortopiroxeno. Cuando se alcanzaron temperaturas granulíticas, se produjo la desestabilización del par olivino-plagioclasa, con la formación de ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinelo en coronas, como consecuencia de la reacción  $Ol+Pl = Opx+Cpx+Spl$ . En las rocas no se encuentran rasgos petrográficos que permitan asignar esta asociación mineral a reacciones tardío-magmáticas.

El notable reemplazo del ortopiroxeno primario por hornblenda magnésiana y el desarrollo de coronas de hornblenda en relación simplectítica con pleonasto son atribuibles a la desestabilización del par  $Opx+Pl$  en presencia de  $H_2O$ . El reemplazo de ortopiroxeno por hornblenda magnésiana es un fenómeno muy común y pervasivo, por otra parte, en la mayoría de los

metagabros no coroníticos de las lentes de El Arenal y en otros cuerpos de la faja (Brogioni 1992, 1994, Brogioni y Ribot 1994, Brogioni 2001, Hauzenberger *et al.* 2001), y debió producirse cuando las rocas alcanzaron las condiciones metamórficas correspondientes a la facies anfibolita. Además, las diversas litologías del Complejo Metamórfico Pringles se metamorfizaron en esta facies durante la fase principal de la orogenia famatiniana (Sato *et al.* 2003), por lo cual es muy probable que la abundancia de anfíbol en las litologías máficas, tanto coroníticas como no coroníticas, haya sido favorecida por la adición de fluidos externos ricos en agua, provenientes de las reacciones metamórficas que se desarrollaban en los metasedimentos adyacentes.

Hauzenberger *et al.* (2001) sostienen, sin embargo, que las únicas rocas máficas del sur de la faja metamorfizadas en facies anfibolita M3A ( $T = 590-650^{\circ}C$  y  $P = 5,4$  a  $6$  kb) son aquellas deformadas, recristalizadas o alteradas como consecuencia del desarrollo de zonas de cizalla que habrían afectado a las diversas litologías enseguida después de la intrusión máfica y con posterioridad al pico granulítico. En El Arenal, la mayoría de las rocas máficas presentan reemplazos por anfíbol, al igual que las rocas coroníticas, las cuales no están deformadas ni afectadas por cizalla. Esto reforzaría la hipótesis de la participación de fluidos acuosos derivados del proceso metamórfico que se desarrollaba en las rocas de caja. Por otra parte, la retrogradación a facies anfibolita y esquistos verdes de los terrenos previamente metamorfizados, como consecuencia del extenso cizallamiento que tuvo lugar durante la etapa tardía de la orogenia famatiniana, habría sido sólo de escala local (Sato *et al.* 2003) y durante el ascenso de bloques a lo largo de las zonas miloníticas (von Gosen 1998, Delpino *et al.* 2001, von Gosen y Prozzi 2005). Se considera que el desarrollo de la mineralogía correspondiente a facies esquistos verdes, aunque poco significativa en las melagabronoritas coroníticas, podría corresponder a la última etapa del proceso de exhumación del terreno.

En la hipótesis aquí propuesta, las rocas coroníticas no habrían experimentado una trayectoria evolutiva progradada, sino de tipo antihorario, ya que todas las evidencias mi-

croestructurales y mineralógicas son compatibles con una disminución progresiva de las condiciones P-T luego de producida la cristalización ígnea. Las rocas coroníticas de El Arenal tendrían, así, un origen similar al propuesto por Baldo (1999) para el desarrollo de la asociación granulítica de los gabros coroníticos de la Sierra de Valle Fértil, en las Sierras Pampeanas Occidentales.

### CONCLUSIONES

Las rocas coroníticas de El Arenal son complejas desde el punto de vista mineralógico y textural, pues muestran sucesivas etapas de crecimiento mineral y transformaciones microestructurales que tuvieron lugar bajo condiciones ígneas y metamórficas, a partir del momento en que se intruyeron en la secuencia metasedimentaria. Las melagabronoritas coroníticas representan fraccionados poco evolucionados del magma toleítico, cuyo emplazamiento se produjo antes de la fase principal de la orogenia famatiniana y previamente a que se desarrollara la foliación penetrativa NNE en el Complejo Metamórfico Pringles. Las tres etapas de crecimiento mineral que siguieron a la cristalización ígnea muestran que las rocas experimentaron condiciones P-T correspondientes a facies granulita, anfibolita y esquistos verdes siguiendo una trayectoria evolutiva antihoraria, durante el enfriamiento lento post-cristalización. Durante la primera etapa la cristalización metamórfica fue consecuencia de la desestabilización del par olivino-plagioclasa, formándose las coronas de Opx y de Cpx + Spl al alcanzarse las temperaturas de formación del piroxeno. Luego, con la adición de agua proveniente de la deshidratación de los metasedimentos adyacentes, se generó hornblenda durante el estadio anfibolítico. La distribución selectiva de las zonas de ortopiroxeno y de hornblenda en las coronas son relacionables con la proximidad de la fuente de proveniencia de los componentes químicos necesarios para la formación de dichos minerales. Todos los minerales ferromagnesianos metamórficos se caracterizan por su elevado contenido de Mg, con  $[Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}] > 0,80$ . En contraposición a las características pervasivas y regionales de la anfibolitización, la mineralogía correspondiente a fa-

cies esquistos verdes que muestran las rocas es poco representativa y se atribuye a la etapa final de exhumación del terreno.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente financiado con fondos provenientes de la Regione Autonoma Sardegna (RAS) L. R. 43/90 y L. R. 26/96 otorgados a M. Franceschelli. Se agradece muy especialmente a la Universidad de Cagliari (Italia), donde se realizaron los análisis químicos de las rocas, y al director del Centro CNR de Florencia (Italia), por facilitar la microsonda para el análisis químico de los minerales. A las autoridades del CIG-CONICET y a E. Tavani (CET-MIC-CONICET), quienes permitieron la utilización del contador de puntos para el análisis modal y los equipos para la molienda de las rocas, respectivamente. Los autores expresan su sincero reconocimiento a W. Von Gosen por la discusión de aspectos geológicos concernientes al complejo basamento oriental y sus relaciones con otras unidades litológicas de la sierra de San Luis.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ashworth, J.R. 1986. The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risør, Norway: a discussion. *Mineralogical Magazine* 50: 469-473.
- Baldo, E.G., Murra, J.A., Casquet, C., Galindo, C. y Saavedra, J. 1999. El gabro coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Argentina: condiciones P-T de la etapa coronítica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 22-A:17-18.
- Bence, A.E. y Albee, A.L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Geology* 76: 382-403.
- Brogioni, N. 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Aguilas, Provincia de San Luis. *Mineralogía de los silicatos. 1ª Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 379-392, La Plata.*
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 967-971, Concepción.
- Brogioni, N. 2001a. Geología de los cuerpos Virroco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 281-292.
- Brogioni, N. 2001b. Petrología de los cuerpos Virroco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 535-547.
- Brogioni, N. y Ribot, A. 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(3-4): 269-283.
- Brogioni, N., Vaselli, O. y Ranalli, J. 2000a. Gabros coroníticos en los Complejos máficos y ultramáficos de la Sierra de San Luis, Argentina. 11º Congreso Latinoamericano de Geología - 3º Congreso Uruguayo de Geología, Abstracts: 3-4, Montevideo.
- Brogioni, N., Vaselli, O. y Ranalli, J. 2000b. Gabros coroníticos en los Complejos máficos y ultramáficos de la Sierra de San Luis, Argentina. 11º Congreso Latinoamericano de Geología - 3º Congreso Uruguayo de Geología, Actas, edición electrónica 025: 1-7, Montevideo.
- Brogioni, N., Cruciani, G., Franceschelli, M., Loi, M. y Vaselli, O. 2003a. Metamorphic re-equilibration in coronitic metagabbro from the Sierra de San Luis, Argentina. *GeoItalia 2003, 4º Forum Italiano di Scienze della Terra, FIST, Riassunti Sessione 6: 196-197.*
- Brogioni, N., Cruciani, G., Franceschelli, M., Loi, M. y Vaselli, O. 2003b. Metamorphic evolution of coronitic metagabbro from the Sierra de San Luis, Argentina: First report. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari* 73 Supplemento 1 - La Cooperazione fra le università sarde ed i paesi in via di sviluppo: 63-67.
- Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Meissl, E., Pontoriero, S. y Sumay, C. 1996. Petrología de las asociaciones máficas-ultramáficas de la Sierra de la Huerta, San Juan, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 439-452, Buenos Aires.
- Chincarini, A., Escayola, M. y Villar, L.M. 1996. Caracterización geoquímica del gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 387-398, Buenos Aires.
- Chincarini, A., Martino, R. y Guerreschi, A. 1998. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 435-444.
- Claeson, D.T. 1998. Coronas, reaction rims, symplectites and emplacement depth of the Rymmen gabbro, Transscandinavian Igneous Belt, southern Sweden. *Mineralogical Magazine* 62(6): 743-757.
- Davidson, A. y van Breemen, O. 1988. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100: 291-299.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Delpino, S.H., Dimieri, L., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., Mogesie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch.A. y Felfernig, A. 2001. Geometric analysis and timing of structures on mafic-ultramafic bodies and high grade metamorphic rocks in the Sierras Grandes of San Luis Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 101-112.
- Gardner, P.M. y Robins, B. 1974. The olivine-plagioclase reaction: Geological evidence from the Seiland Petrographic Province, Northern Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44: 149-156.
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16: 61-106.
- González, P., Sato, A.M. y Llambías, E. 2002. The komatiites and associated mafic to ultramafic metavolcanic rocks of western Sierras de San Luis. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 87-90, El Calafate.
- Grant, S. 1988. Diffusion models for corona formation in metagabbros from the Western Grenville Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 49-63.
- Grieve, R.A. y Gittins, J. 1975. Composition and formation of coronas in the Hadlington gabbro, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12: 289-299.
- Haas, G.J.L.M. de, Nijland, T., Valbracht, P., Majer, C., Verschure, R. y Andersen, T. 2002.

- Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 537-550.
- Hauzenberger, C.A., Mogesie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71: 95-126.
- Joesten, R. 1986. The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risør, Norway. *Mineralogical Magazine* 50: 441-467.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Mogesie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A. y Felfernig, A. 1998. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 169-179.
- Kretz, R.; Jones, P. y Hartree, R. 1989. Grenville metagabbro complexes of the Otter Lake area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26: 215-230.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittacker, E. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and minerals names. *The Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Malvicini, L. y Brogioni, N. 1996. Las Aguilas Este: Shear zone hosted hydrothermal Cu-Ni sulfide and platinum-group elements mineralization in the mafic-ultramafic complex of San Luis Range, Argentina. En Coyner, A.R. y Fahey, P.L. (eds.) *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*, Geological Society Nevada Symposium (April 1995), Proceedings: 1475-1485. Reno/Spark.
- Mongkoltip, P. y Ashworth, J. 1983. Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology* 24(4): 635-661.
- Ortiz Suárez, A. 1999. *Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro*, San Luis. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 259 p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A. y Ramos, G. 1990. La estructura del perfil La Arenilla-Santo Domingo, San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 387-390, San Juan.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 269-277.
- Paschier, C. y Trouw, R. 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 p.
- Romberg, J. 1894. Diorit, gabbro, und amphibolitgesteinen aus dem gebiete der argentinischen Republik. *Petrographische untersuchungen*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage Band 9: 293-392.
- Sato, A.M., González, P. y Sato, K. 2001. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of Sierra de San Luis, Argentina. 3 South American Symposium on Isotope Geology, Sociedad Geológica de Chile, Extended Abstracts Volume (CD), 620-623, Santiago.
- Sato, A.M., González, P. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 487-504.
- Shand, S.J. 1945. Coronas and coronites. *Bulletin of the Geological Society of America* 56: 247-266.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142: 235-258, London.
- Sims, J., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Lyons, P. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 28: 1-148, Buenos Aires.
- Starmer, I. 1969. Basic plutonic intrusions in the Risør-Søndeled area, south Norway: the original lithologies and their metamorphism. *Norsk geologisk Tidsskrift* 49: 403-431.
- Steenken, A., López de Luchi, M., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2005. The thermal impact by the accommodation of mafic melts within the central basement complex of the Sierra de San Luis: constraints from numeric modeling. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 889-896, La Plata.
- Tomkoeff, S.I. 1985. *Dictionary of Petrology*. Wiley, 680 p.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Toselli, G. 1977. El gabbro coronítico del Cerro San Lorenzo, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3):161-175.
- van der Plas, L. y Tobi, A./C. 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science* 263: 87-90.
- Villar Fabre, J. 1961. Textura en anillos en una norita de Valle Fértil, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16(1-2): 43-52.
- von Gosen, W. 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina) - structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 79-109.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142: 235-258, London.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 2005. Deformation of an Early Paleozoic magmatic arc related to terrane collision: the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 238(1): 107-160.

Recibido: 2 de marzo, 2006

Aceptado: 3 de junio, 2006