

CONTROL ESTRUCTURAL DE LAS MINERALIZACIONES DE FLUORITA DEL BATOLITO CERRO ÁSPERO, SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA

Jorge E. CONIGLIO¹, Fernando J. D'ERAMO^{1,2}, Lucio P. PINOTTI^{1,2}, Manuel DEMARTIS^{1,2}, Leonardo A. AGULLEIRO INSÚA¹ y Hugo A. PETRELLI¹

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. Emails: jconiglio@exa.unrc.edu.ar, leoagulleiro@gmail.com, hpetrelli@exa.unrc.edu.ar

² CONICET - Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. Emails: fjderamo@exa.unrc.edu.ar, lpinotti@exa.unrc.edu.ar, mdemartis@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

Con más de 1.000.000 t de reservas totales el batolito Cerro Áspero, magmatismo devónico de alto potasio, es portador de las mayores concentraciones de fluorita de las Sierras Pampeanas. Las vetas epitermales son de edad cretácica, subverticales, poseen potencias generalmente menores a 3 m y se extienden a profundidades mayores a 200 metros. Ocurren en un área de 440 km² con una distribución intrabatolítica predominante. La geometría y la cinemática de las estructuras mineralizadas son consistentes con deformación por cizalla simple, dextrógira, con el eje extensional principal (σ_3) orientado hacia el NNO. Esta situación implantó en el área estructuras extensionales N70°E (< 1 km de corrida) y juegos de cizalla NE y NO (> 4 km de corrida), que presentan patrones de fallas transcurrentes, con bifurcaciones, deflexiones, aperturas, saltos, cierres y fracturas en *échelon* asociadas. Los estudios texturales y estructurales en las vetas han permitido distinguir cuatro estadios sucesivos de mineralización que fueron controlados por una actividad discontinua de la cupla dextral. Este modelo estructural es similar a aquéllos propuestos para mineralizaciones de fluorita emplazadas en otros sectores del continente durante el mismo período, los que vinculan el control tectónico con la apertura del océano Atlántico sur. El registro del relleno hidrotermal permitió reconstruir la historia de apertura de las estructuras y puede usarse como un criterio efectivo de prospección y exploración. Las mayores concentraciones de mineral ocurren en las estructuras extensionales y en las flexiones dilatantes de las estructuras asociadas con la zona de cizallamiento principal NNE-SSO, que registran la secuencia mineralizada completa.

Palabras clave: *Fluorita vetiforme, control estructural, cizalla simple, Sierras Pampeanas Orientales.*

ABSTRACT: *Structural control of vein-type fluorite deposits of Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas of Córdoba.* With over 1,000,000 t of total reserves, the high-K devonian granites of the Cerro Áspero batholith (440 km²) are the most important fluorite-bearing granitic suite in the Sierras Pampeanas. The epithermal fluorite veins, of Cretaceous age, fill in steeply dipping, NE, E-W, and NW strike-slip regional fault zones, with thicknesses generally less than 3 metres. They can be continued up to 200 m deep below surface. The geometry and distributions of the veins were tectonically controlled by divergent shear zones, probably linked with the opening of the south Atlantic ocean. In the study area, this regional situation established a dextral simple shear system related to NNE lineaments, that is characterized by N70°E striking extensional structures, less than 1 km long, and NE and NW striking shear systems, more than 4 km long. These shear systems show typical patterns of transcurrent faults such as stepovers, offsets, bends and horsetail splay. Four successive mineralizing stages were recognized on the basis of textural and structural analyses of the veins. The emplacement of these mineralizing stages were controlled by a discontinuous activity of dextral couple, with the minimum paleostress (σ_3) always oriented toward NNW. The fact that some of the fluorite stages are absent in several veins in the investigated areas, confirm that the mineralized structures had different times of opening and sealing, and thus the depositional sequence established could be used as an effective prospection criteria. The main ore bodies are related to extensional zones (releasing bends) and extensional structures, which registered the whole mineralizing sequence.

Keywords: *Vein-type fluorite deposits, tectonic control, simple shear, Eastern Sierras Pampeanas.*

INTRODUCCIÓN

En las Sierras Pampeanas los distritos por-

tadores de fluorita constituyen fajas de amplia extensión regional delimitadas entre la llanura Chacopampeana y el domi-

nio andino. La mayor parte de los depósitos se hospedan en plutones graníticos devónico-carboníferos (Coniglio 2006)

que conformaron el magmatismo tardío a postorogénico, respecto de la orogenia Famatiniana (Sato *et al.* 2003). Sin embargo, las concentraciones económicas de fluorita no se relacionan con esta orogenia sino que están restringidas al Mesozoico (Galindo *et al.* 1997). Las vetas se emplazan en estructuras regionales, subverticales, que registran varios estadios de apertura y relleno con mineralizaciones predominantemente conformadas por fluorita-calcedonia. En todos los casos estos depósitos son descriptivamente comparables con los mundialmente conocidos como vetas de fluorita-cuarzo de baja temperatura formados en ambiente epitermal (Van Alstine 1976, Harben y Bates 1988). En las Sierras Pampeanas de Córdoba los principales depósitos de fluorita epitermal se desarrollan principalmente en el batolito Cerro Áspero, batolito de Achala y plutón Capilla del Monte (Fig. 1). En un contexto regional se destacan las mineralizaciones del Grupo San Martín, en el batolito de Las Chacras-Piedras coloradas en San Luis, mina Dal en Catamarca y el Grupo Bajo de Las Minas en La Rioja, entre otros (Coniglio 2006). Con más de 1.000.000 t de reservas totales y leyes entre 40 y 60% de CaF_2 , el batolito Cerro Áspero, sierra de Comechingones, es portador de las mayores concentraciones de fluorita de las Sierras Pampeanas (Coniglio 2006) y prácticamente el único sector productor de fluorita de Argentina desde el año 1991. Las reservas mencionadas se consideran significativas para esta tipología de depósitos. No obstante, representan apenas el 20% de las reservas determinadas para el distrito fluorítico de Santa Catarina, Brasil, que es el mayor productor de América del Sur (Bastos Neto *et al.* 1992) y que comparte características geológicas con las mineralizaciones motivo del presente estudio.

En las mineralizaciones de fluorita de las Sierras Pampeanas los aspectos genéticos comenzaron a tratarse a finales de la década del 80 realizándose una actualización del conocimiento por distritos y minas en numerosos trabajos recopilados en

Zappettini (1999). Para la región Centro-Cuyo, Magliola Mundet (1990) identifica controles direccionales de primer orden de rumbos $\text{N}60^\circ\text{O}$ y $\text{N}30^\circ\text{E}$, a los que le atribuye un origen asociado con una tectónica de transcurrancia. Este autor indica que estas discontinuidades son coincidentes con el esquema subcontinental de fracturamiento (redes regmáticas) definidas para la región gondwánica por Bassi (1988). Con excepción de estos trabajos, los estudios estructurales han abordado aspectos descriptivos, a escala minera, no de distrito, y no han sido realizados modelos estructurales regionales.

En el presente estudio se efectúa un análisis estructural basado en descripciones de las características lito-estructurales, morfológicas y cinemáticas de los depósitos de fluorita del batolito Cerro Áspero. Jébrak *et al.* (1983), Bastos Neto y Savi (1985), Bastos Neto *et al.* (1992) y Coniglio *et al.* (2000, 2009) mostraron que las características lito-estructurales de las vetas y la cronología relativa de emplazamiento de las distintas generaciones de fluorita pueden ser utilizadas para correlacionar eventos mineralizados dentro de un distrito y entre distritos. Por lo tanto la comprensión de estos aspectos es importante al momento de efectuar análisis regionales y también para planificar la prospección y exploración de este recurso mineral.

RESEÑA GEOLÓGICA

En la región Centro-Cuyo de Argentina se ha definido un dominio fluorítico de aproximadamente 400 km de ancho que se extiende hacia el oeste hasta la cordillera de Los Andes, en donde el control estructural de los depósitos es coincidente con lineamientos tectónicos de primer orden (Magliola Mundet 1990). Dentro de este dominio fluorítico las mineralizaciones están casi exclusivamente restringidas a granitos pertenecientes al magmatismo tardío a post-famatiniano de las Sierras Pampeanas (Llambías *et al.* 1998, Sato *et al.* 2003), también denominados como achalianos por Sims *et al.* (1998), formados

durante el Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Dorais *et al.* 1997, Pinotti *et al.* 2006, Dahlquist *et al.* 2006, Grosse *et al.* 2008). Estos granitos intruyeron en rocas metamórficas de medio y alto grado, en amplios sectores retrabajados por fallas de cizalla, y son claramente discordantes con las estructuras formadas durante los eventos metamórficos cámbrico (orogenia pampeana) y ordovícico (orogenia famatiniana) (Rapela *et al.* 1998, Ramos 1999).

Comúnmente integran grandes batolitos de composición monzogranítica y están enriquecidos en K, Rb, U, LREE, Nb e Y (Rapela *et al.* 1998, Grosse *et al.* 2008) y F (Dorais *et al.* 1997, Coniglio *et al.* 2006, Rapela *et al.* 2008).

En las sierras de Córdoba el basamento plutónico-metamórfico está localmente cubierto por depósitos continentales y rocas volcánicas máficas de edad cretácica (Gordillo y Lencinas 1979). Todo este conjunto de rocas fue ascendido como bloques N-S durante la orogenia ándica.

Geología del batolito Cerro Áspero

El batolito Cerro Áspero (440 km²) fue construido por el emplazamiento sucesivo de tres plutones que individualmente desarrollan variaciones faciales (unidades internas, externas, cuspidales y cortejo de diques asociados). Las unidades internas conforman más del 60% de la superficie del batolito Cerro Áspero y están representadas por monzogranitos biotíticos de grano grueso a muy grueso, porfíricos (Pinotti *et al.* 2002). En las unidades externas, cuspidales y diques dominan leucogranitos de dos micas o exclusivamente muscovíticos, cuyas composiciones varían entre monzogranitos y granitos alcalifeldespáticos (Coniglio 2006).

Los granitos del batolito Cerro Áspero pertenecen a la serie granítica de alto K y las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son superiores a 0.704, lo que sugiere derivación de los magmas por anatexis cortical (Pinotti *et al.* 2006). Estos autores determinaron una edad de 369 ± 9 Ma por el método Rb/Sr en roca total. Los granitos de las unidades internas del batolito Cerro

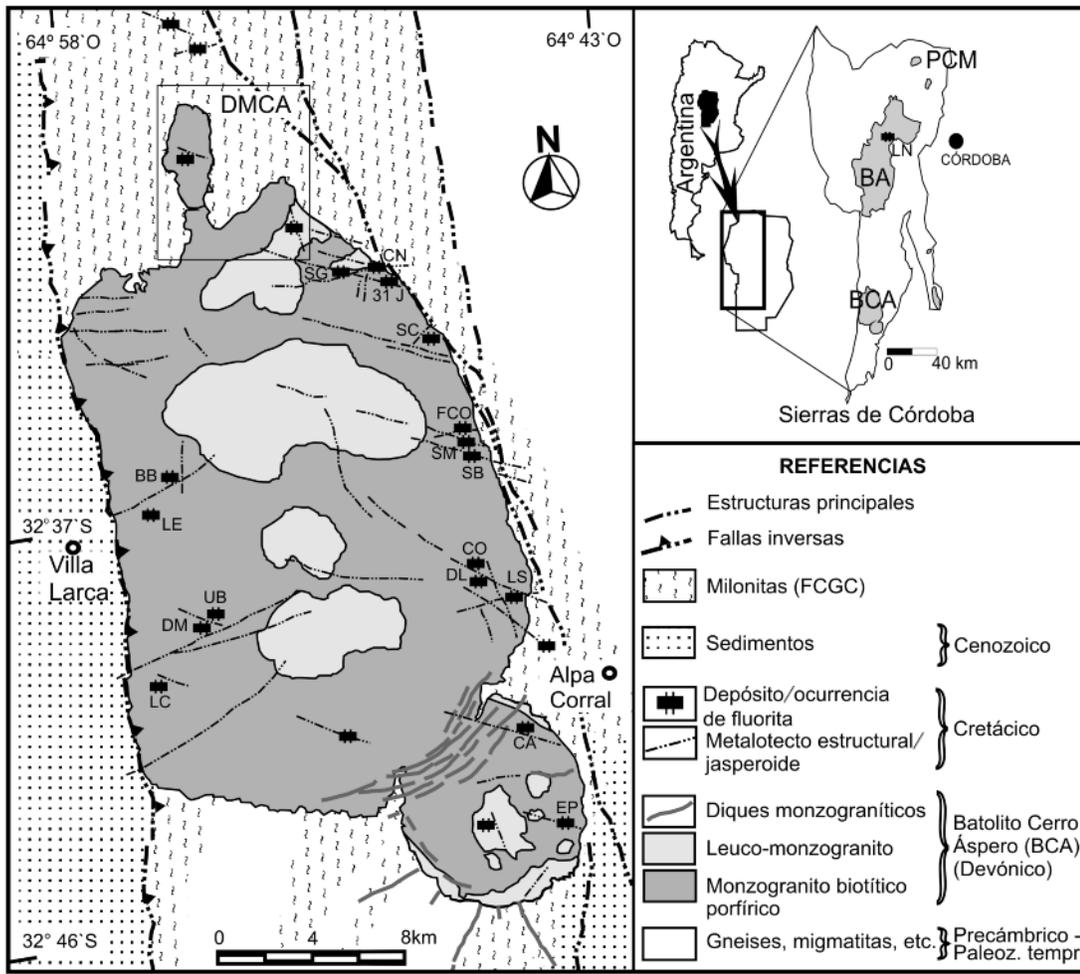


Figura 1: Geología simplificada del batolito Cerro Áspero (BCA), sierra de Comechingones, y ubicación de los principales depósitos de fluorita epitermal y metalotectos estructurales. Abreviaturas: Bubú (BB); La Estela (LE); Ubaldina (UB); Don Miguel (DM); La Cabecita (LC); El Pantanillo (EP); Carlos (CA); La Saida (LS); Confianza (CO); Doña Laura (DL); San Basilio (SB); Santa María (SM); Francisco (FCO); San Cayetano (SC); San Guillermo (SG); 31 de Julio de 1896 (31J); Los Cerros Negros (CN); La Nueva (LN); batolito de Achala (BA); plutón Capilla del Monte (PCM); faja de cizalla Guacha Corral (FCGC); distrito minero Cerro Áspero (DMCA).

Áspero poseen un contenido promedio de F de 1.210 ppm, que es dos veces más elevado que el de las rocas metamórficas encajantes y que el de otros granitos no mineralizados de las sierras de Córdoba (Coniglio *et al.* 2006). El batolito Cerro Áspero muestra una evolución geoquímica caracterizada por un progresivo aumento de la alcalinidad y peraluminosidad del magma (Coniglio 2006). Esta evolución es el resultado del fraccionamiento extremo de una serie granítica de alto K, cuyos términos menos diferenciados se asemejan a la serie calcoalcalina y los más diferenciados poseen una marcada afinidad con los granitos ricos en sílice y aluminio, de tipo A (*aluminous A-type granites*, King *et al.* 1997).

La característica estructural principal del batolito Cerro Áspero es la conspicua circularidad de sus plutones y estructuras internas, desarrolladas completamente ba-

jo condiciones de presión menores a 2 Kb (Pinotti *et al.* 2002). Estas estructuras cortan en alto ángulo la foliación milonítica submeridional de la faja de cizalla Guacha Corral (Martino 2003, Pinotti *et al.* 2006, Fagiano 2007).

Mineralizaciones hidrotermales en el batolito Cerro Áspero

Coniglio (2006) ha reconocido dos épocas metalogénicas principales:

1) Sinbatolítica, rica en mineralizaciones de W-Mo-F magmático-hidrotermales, formadas bajo presiones entre 1,75 y 1,25 Kb. Estos depósitos se concentran al norte del batolito Cerro Áspero (distrito minero Cerro Áspero; Fig. 1) y se relacionan espacial y genéticamente con el emplazamiento del magmatismo tardío y más diferenciado (Coniglio 2006). Para estos depósitos Mutti y González Chiozza (2005) obtuvieron una edad K-Ar de $343,8 \pm$

10,8 Ma en sericita de la alteración hidrotermal.

2) Postbatolítica, que originó las mineralizaciones de fluorita más importantes de las Sierras Pampeanas, formadas en ambiente epitermal. Poseen relación espacial pero no genética con el magmatismo devónico. A continuación se describen sus principales características.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE FLUORITA POSTBATOLÍTICOS

Edad de las mineralizaciones y modelo genético

Las relaciones de campo indican que los depósitos vetiformes de fluorita constituyen el último evento hidrotermal registrado en la comarca, sólo afectado por la tectónica del ciclo Ándico. La exhumación de las rocas metamórficas supraya-

centes y posiblemente de parte de la porción cuspidal del batolito Cerro Áspero, anterior al emplazamiento de las mineralizaciones epitermales de fluorita, posibilitó la implantación de este sistema sobre el magmático-hidrotermal del Paleozoico (Coniglio 2006).

Galindo *et al.* (1997) obtuvieron dos edades Sm-Nd de 117 ± 26 Ma y 131 ± 22 Ma, en fluoritas provenientes del batolito Cerro Áspero (mina Bubú) y del batolito de Achala (mina La Nueva), respectivamente (Fig. 1). Estos autores advierten que no son edades muy precisas debido al pequeño rango en las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Lamentablemente estas edades preliminares no han podido ser corroboradas por otros métodos geocronológicos ni por evidencias estratigráficas en razón que, en las áreas estudiadas, los depósitos se hospedan exclusivamente en rocas paleozoicas.

Galindo *et al.* (1997) sugieren además que la composición isotópica de Sr y Nd en las fluoritas fue heredada de las rocas hospedantes. En particular, el rango de composición $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ determinado en las fluoritas es similar a la de los granitos porfíricos hospedantes ($\epsilon\text{Sr} = 176\text{-}317$ y $151\text{-}291$, respectivamente). De este modo atribuyeron que la mayor parte del Sr del fluido hidrotermal fue aportado por la alteración hidrotermal de los granitos a partir de la disolución incongruente de feldespatos.

Coniglio *et al.* (2000, 2004, 2006), basados en estudios mineralógicos, geoquímicos y de isótopos estables, propusieron un origen por fluidos meteóricos calentados, que por procesos de interacción fluido-roca se intercambiaron isotópicamente con los granitos hospedantes y lixiviaron parte del contenido de flúor. El flúor fue aportado principalmente por la destrucción de biotita y apatita en las zonas de alteración hidrotermal controladas estructuralmente.

Modo de ocurrencia

Las mineralizaciones poseen una distribución intrabatolítica y se hospedan en los tres plutones que componen el bato-

lito Cerro Áspero. Cuando se emplazan en el entorno metamórfico encajante pierden expresión y desaparecen gradualmente a pocas decenas o centenas de metros del contacto con el granito. Excepcionalmente se han registrado manifestaciones hospedadas en la faja de cizalla Guacha Corral, aproximadamente a 3 km del contacto norte del batolito Cerro Áspero.

En el sector oriental las mineralizaciones económicas se localizan en la periferia del batolito, muy próximas al contacto con las rocas metamórficas encajantes (milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral). Contrariamente, en el sector occidental, las mayores acumulaciones de fluorita (mina Bubú) y otras de menor importancia como Don Miguel, La Cabecita y Ubaldina (Fig. 1) se emplazan más internamente en el batolito y su posición respecto del contacto es difícil de inferir debido a que el contacto plutón-roca de caja está cubierto en el bloque hundido de la falla cenozoica que levantó la sierra.

Las menas están constituidas predominantemente por fluorita-calcona con leyes entre 40 y 60% de CaF_2 . En la mina La Estela la fluorita se asocia espacialmente con pechblenda y otros minerales de uranio. Las minas más importantes son Bubú y Los Cerros Negros. La mina Los Cerros Negros es la única en Argentina que está en producción continua desde 1991 a un ritmo de 1.500 t/mes y leyes promedio de 50% de CaF_2 . La mina Bubú operó hace más de 50 años, pero es considerada como la principal del distrito con reservas totales de 485.000 t de las cuales 65.000 t corresponden a reservas probadas (Menoyo y Brodtkorb 1975).

Metalotectos estructurales

Las vetas son subverticales, generalmente poseen potencias menores a los 3 m aunque localmente pueden alcanzar 12 metros. El comportamiento de las mineralizaciones en profundidad es poco conocido. Perforaciones de exploración (5 en Los Cerros Negros y 5 en Bubú) han intersectado las vetas a profundidades de 200 m y los datos provenientes de los testigos recuperados permiten establecer

que las potencias se mantienen entre 2 y 6 m y las leyes entre 30 y 50% de CaF_2 . El desarrollo de las alteraciones hidrotermales (silicificación y argilitización) está exclusivamente controlado por las estructuras. En superficie los metalotectos estructurales quedan revelados por procesos de silicificación penetrativa de los granitos, o eventualmente de las rocas metamórficas, con formación de jaspeoides. La silicificación dominó durante todo el evento de mineralización incluyendo el estadio premineral. La erosión diferencial y el color rojizo oscuro hacen fácilmente identificable estos metalotectos. La distribución de esta alteración hidrotermal dentro del batolito Cerro Áspero se manifiesta en una alternancia de sectores profusamente alterados con otros en los que no existe ninguna evidencia de actividad hidrotermal. Los sectores alterados ocurren separados por distancias de aproximadamente cinco kilómetros.

En los sectores con evidencias de actividad hidrotermal, las zonas de alteración pueden alcanzar un desarrollo de hasta 5 km a lo largo del rumbo de la estructura y hasta 10 m de potencia.

Estructuras mineralizadas

El relevamiento estructural realizado en todos los depósitos del distrito permitió determinar que el sistema mineralizado está integrado por seis juegos de discontinuidades: los rumbos de mayor frecuencia son $\text{N}70^\circ\text{E}$, $\text{N}65^\circ\text{O}$ y $\text{N}35^\circ\text{E}$ y los de menor frecuencia son $\text{N}15^\circ\text{E}$, $\text{N}40^\circ\text{O}$ y $\text{N}20^\circ\text{O}$ (Figs. 2a y b).

El buzamiento general de las estructuras es siempre cercano a la vertical, frecuentemente entre 70° y 85° ; excepcionalmente se han medido buzamientos de 60° (Fig. 2b). El juego de rumbo $\text{N}65^\circ\text{O}$ buza preferentemente hacia el SO, el de rumbo $\text{N}35^\circ\text{E}$ buza preferentemente hacia el NO y el de rumbo $\text{N}70^\circ\text{E}$ hacia el SSE. En el resto de los juegos se han medido buzamientos tanto hacia el este como hacia el oeste.

Excepto para el juego de rumbo $\text{N}20^\circ\text{O}$, los máximos definidos son coincidentes

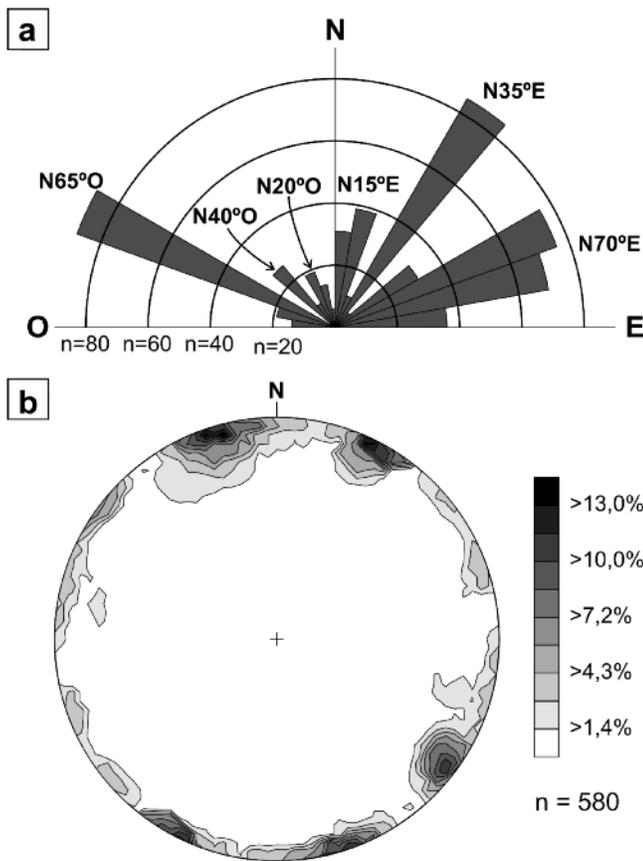


Figura 2: a) Diagrama de fracturación mostrando los 6 máximos de distribución de metalotectos de los depósitos epitermales de fluorita en el batolito Cerro Áspero; b) proyecciones estereográficas expresadas en densidades de polos de planos de los metalotectos estructurales. Proyección equiareal de polos, hemisferio inferior. Realizados sobre la base de 580 datos relevados en el campo. n = número de mediciones.

métrico), crustiforme, con variaciones rítmicas de color, predominando el púrpura, blanco y violeta. La relación La/Yb varía entre 14,0 y 3,6. La temperatura de formación varía entre 140 y 130°C. El final del estadio II es marcado por una variación de la textura crustiforme a coliforme, desarrollo de cocardas y cambios importantes en el color de las fluoritas (desde violeta oscuro hasta negro localmente con ocurrencia de antozonita-). Este estadio es el que predomina regionalmente.

Estadio III: Está caracterizado por dos generaciones de fluorita de colores púrpura y amarillo, con crustificación milimétrica, textura esferoidal, geodas y drusas, depositadas principalmente entre 122 y 103°C. La relación La/Yb varía entre 3,6 y 2,8.

Estadio IV: El cambio del estadio III al IV está indicado por un profuso proceso de reemplazo de las menas previamente depositadas, por cuarzo o calcedonia con generación de texturas de tipo enrejado laminar (*lattice bladed texture*; Dong *et al.* 1995). Estas texturas y la ocurrencia de geodas y drusas de cuarzo variedad cristal de roca o fluorita verde coliforme, marcan el final del proceso de mineralización del sistema epitermal.

La calcedonia es el mineral de ganga predominante y está presente en todo el proceso de mineralización. Las depositaciones más importantes se registran al final de los estadios I e inicio del estadio III (Fig. 3), con desarrollo de vetas de hasta 1 m de potencia. La calcedonia del estadio I es blanca, por sectores translúcida, y muestra un brillo vítreo a céreo, en tanto que la del estadio III posee color blanco de porcelana distintivo y brillo mate. Cuando la calcedonia se asocia con fluorita finamente bandeada del estadio II ocurre como vetillas (normalmente entre 5 y 10 mm de potencia). Particularmente las desarrolladas al final del estadio II son oscuras, grises a pardo rojizas, y frecuentemente contienen inclusiones de pirita menores a 3 mm que, a su vez, suele poseer inclusiones de coffinita (Coniglio *et al.* 2000). La secuencia de depositación descrita fue establecida primeramente en Los Ce-

con los determinados para el sector centro-oriental del batolito de Achala en las áreas de las minas La Nueva, La Blanca, 20 de Setiembre y Las Tres Hermanas (Paredes 1987).

Una característica repetitiva de las estructuras mineralizadas es la de presentar frecuentes flexuras en el rumbo y localmente en el buzamiento, lo cual le confiere geometrías alabeadas.

Estructura interna de las vetas

El análisis de detalle de las estructuras mineralizadas muestra que presentan una historia hidrotermal polifásica con varias fases de apertura y relleno. Coniglio *et al.* (2000) basados en datos de cronología relativa, mineralógicos, geoquímicos y de inclusiones fluidas, determinaron 11 generaciones de fluorita. En el presente trabajo estas generaciones fueron agrupadas en 4 estadios de formación (3 estadios principales dominados por texturas de relleno y 1 estadio tardío dominado por texturas de reemplazo). Estos estadios están

limitados por reactivaciones tectónicas y están marcados por cambios texturales y en el patrón de elementos tierras raras de las fluoritas. La secuencia de depositación de las diferentes generaciones de fluorita del batolito Cerro Áspero se muestra en la figura 3 y se describen a continuación por orden de emplazamiento:

Estadio I: Está caracterizado por cuatro generaciones de fluorita con texturas macizas que gradualmente pasan a groseramente bandeadas, depositadas entre 187 y 150°C. La relación La/Yb en estas fluoritas varía entre 1,7 y 1,4. En las macizas el color varía de amarillo, blanco a rosa. En las groseramente bandeadas (bandeado de 2 a 3 cm de espesor) predominan los colores azul claro y verde. La crustificación bandeada de la fluorita verde se resuelve localmente en cocardas. Este cambio marca el final del estadio I y el inicio del estadio II.

Estadio II: Está caracterizado por cuatro generaciones de fluorita finamente bandeadas (en un arreglo milimétrico-centi-

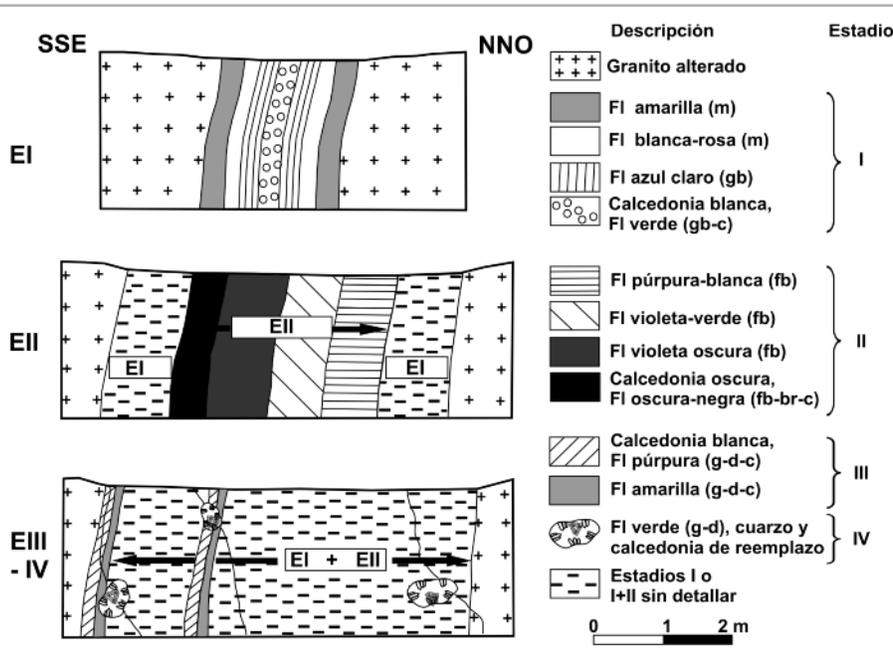


Figura 3: Sección geológica esquemática simplificada que muestra la relación espacial de la secuencia de depositación de las once generaciones de fluorita del batolito Cerro Áspero con los 4 estadios expuestos en un mismo nivel. Sección tipo: nivel 3 de la mina Los Cerros Negros; 1252 metros sobre el nivel del mar. Modificado de Coniglio *et al.* (2000). Abreviaturas: FI=fluorita; m=maciza; gb= groseramente bandeada; br=brechosa; fb=finamente bandeada; g=geoda; d=drusa; c=cocarda.

ros Negros, porque es donde la veta presenta las mejores exposiciones, y posteriormente fue corroborada en todos los depósitos del batolito Cerro Áspero. Con excepción de la mina Bubú, esta secuencia no se presenta completa en el resto de los depósitos. Algunas vetas presentan variaciones texturales locales relacionadas con la posición de fases tectónicas intraminerales de menor envergadura, cuya ocurrencia depende fundamentalmente del mecanismo que originó los espacios abiertos en las estructuras. Estas variaciones se manifiestan por perturbaciones en el bandeamiento de las fluoritas y por transiciones hacia texturas brechosas y sacaroides. En el caso de las brechas intraminerales la calcedonia puede formar parte tanto de los clastos como del cemento. En la textura sacaroides la fluorita y la calcedonia se presentan intercrecidas con tamaño de grano menor a 2 milímetros.

Los cambios en las texturas de las fluoritas de macizas a ricas en espacios abiertos, del estadio I al IV, van acompañados por un enfriamiento gradual del fluido

hidrotermal y composiciones isotópicas que indican que las aguas meteóricas circularon en condiciones progresivamente más someras dentro de la corteza (Coniglio *et al.* 2000 y 2004). Estas evidencias sugieren condiciones de depositación de las menas en niveles sucesivamente más someros respecto de la paleosuperficie, con la exposición actual de los cuatro estadios en el mismo nivel. Estos autores han sugerido la ocurrencia de procesos erosivos durante la vida del sistema hidrotermal como un escenario posible para explicar la evolución textural de estas mineralizaciones.

Características lito-estructurales, morfológicas y cinemáticas de las estructuras mineralizadas

Juego de rumbo N70°E: Las vetas emplazadas en este juego presentan morfología tabular, regularidad en sus espesores y corridas menores a un kilómetro. Los principales ejemplos son las minas Los Cerros Negros, San Guillermo, Francisco y La Saida. De todas las áreas investigadas la estructura de Los Cerros Negros

es la que registra la historia hidrotermal más completa y mejor documentada. Las minas Francisco y La Saida registran el estadio II de mineralización y la mina San Guillermo contiene solamente los estadios III y IV.

Como lo muestra la figura 4, aunque el rumbo general de la veta de los Cerros Negros es N70°-80°E, una característica remarcable es que la veta presenta frecuentes inflexiones cortas (de hasta 20 m) hacia las principales orientaciones anteriormente definidas (NE-SO y NO-SE). En las inflexiones el espesor de la veta pierde regularidad y particularmente cuando la inflexión es hacia el NE, la veta se ensancha y adquiere su máxima potencia (12 metros). La estructuración interna de la veta sigue fielmente ese diseño, particularmente marcado por la continuidad en el bandeamiento de las fluoritas del estadio II (ver esquemas de mayor detalle en la figura 4). Esta característica es compartida también por las minas San Guillermo, Francisco y La Saida.

En los Cerros Negros el arreglo simétrico de las fluoritas del estadio I (Fig. 3), la variación gradual de los cambios texturales y el dominio de texturas bandeadas con crustificación perpendicular a la pared de la veta, indican que la estructura tuvo un comportamiento extensional dominante durante toda la vida del sistema hidrotermal. La yacencia de las fluoritas macizas amarilla y rosa restringida a los primeros 50 m superiores de la veta (desde el nivel 3 hasta el cielo abierto), indican una zonación vertical.

La transición entre los estadios de mineralización está marcada por discordancias en el bandeamiento o por la ocurrencia de brechas tectónicas con formación de texturas en cocardas, características de fallas normales. Los destapes producidos por los laboreos han permitido reconstruir un perfil de aproximadamente 80 m, en donde las cocardas ocupan la parte media de la veta (nivel 3); hacia arriba, en el sector del cielo abierto, se observan evidencias de fallamiento normal y en las porciones inferiores de la veta (nivel 4) esta estructura se resuelve en brechas de

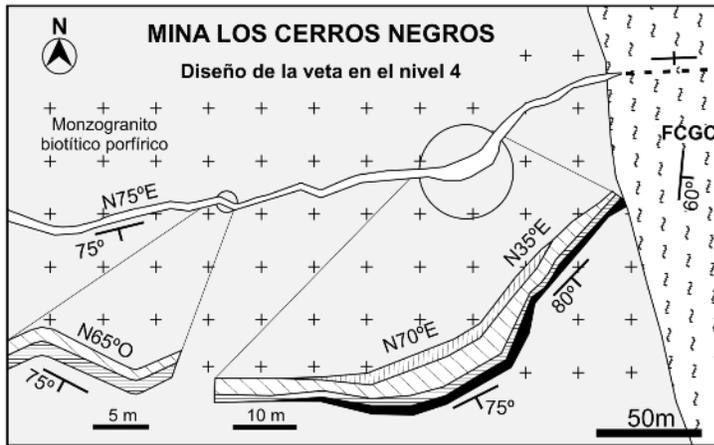


Figura 4: Diseño de la veta en la mina Los Cerros Negros en el nivel 4 (1270 m s.n.m.) según los avances de explotación del año 2003. Este nivel intersecta la veta a los 70 m de profundidad. En la zona de mayor inflexión en el rumbo la potencia de la veta alcanza 12 metros. Los esquemas de mayor detalle en los sectores de las inflexiones muestran el arreglo del relleno de la veta. Para las generaciones de fluorita se utilizaron las mismas referencias que en la figura 3. FCGC=faja de cizalla Guacha Corral.

colapso. En este caso las cocardas están constituidas por clastos de calcedonia gris cementados por fluorita crustiforme, finamente bandeada, del final del estadio II. Este fallamiento normal posee un desarrollo local afectando solamente la parte occidental de la veta y llegó a producir desplazamientos de hasta 50 centímetros. El predominio de texturas bandeadas, cocardas y variaciones verticales acentuadas en Los Cerros Negros permite compararlo con el tipo vetas extensionales (*filons en extension*) de los depósitos de fluorita-baritina varíscicos de Europa (Jébrak *et al.* 1983, Lhégu *et al.* 1988, Sizaret *et al.* 2004).

Juegos de rumbo N65°O y N35°E: Las vetas emplazadas en estos juegos se presentan con morfologías de lentes biconvexas, alineadas, con zonas de ensanchamiento y estrangulamiento a lo largo de las corridas (disposición en rosario). Respecto de los otros juegos mineralizados adquieren las corridas más largas alcanzando hasta 5 km.

El juego de rumbo N65°O en planta presenta saltos y patrones escalonados y anastomosados, producidos por ramificaciones y entrelazado de las estructuras en la zona de falla (Figs. 5a, b, c y d). Los principales ejemplos son las minas San Basilio, Santa María, 31 de Julio de 1896, sector SO de mina San Cayetano, El Panta-

nillo, Carlos y Ubaldina, entre otras. Estos ejemplos registran en general el estadio II de mineralización, con predominio de brechas tectónicas intraminerales y texturas sacaroides en las zonas de estrangulamiento de las estructuras y texturas bandeadas en los ensanchamientos. El cemento de las brechas es calcedonia o fluorita del final del estadio II. En los ejemplos mencionados, las leyes promedio son inferiores a 40% de CaF₂ y, con excepción de la mina 31 de Julio de 1896, los clavos mineralizados excepcionalmente alcanzan reservas probadas superiores a 1.000 t de CaF₂ (Coniglio *et al.* 2009).

La mina 31 de Julio de 1896 termina contra el encajante metamórfico con una abrupta inflexión izquierda en el rumbo de prácticamente 90°, hasta ubicarse en posición submeridional (“terminación en gancho”) (Figs. 5e y f). Hacia el sector NO, la morfología del depósito es lenticular, lentes dispuestas en rosario, con dominio de texturas bandeadas y brechosas de la etapa inicial del estadio II. En esa dirección la ley disminuye y la estructura es resaltada por un proceso de silicificación penetrativo que se extiende aproximadamente 3,5 kilómetros. Hacia el sector SE la morfología del depósito varía gradualmente de lenticular a tabular y, en la zona de la inflexión, se han acumulado exclusivamente fluoritas del final del estadio II

(antozonita) y los estadios III y IV. Este sector constituye el clavo que ha alojado la mayor cantidad de mineral formado en los últimos estadios de mineralización en el ámbito del batolito Cerro Áspero, llegando a producir 1.600 t mensuales de mena entre los años 2006 y 2008, con una ley promedio de 35% CaF₂.

En el juego de rumbo N65°O las observaciones cinemáticas indican una componente de movimiento horizontal izquierdo. Los principales indicadores del sentido de movimiento son el salto derecho “en cierre” y grietas extensionales escalonadas con rumbo aproximado N70-80°E (Fig. 5a y b); la deflexión antihoraria en el rumbo de la foliación milonítica de la faja de cizalla Guacha Corral y desplazamientos sinestrales de hasta 20 cm de elementos estructurales intraminerales. Ejemplos de esto último son el desplazamiento de venillas de calcedonia por fluorita del final del estadio II en mina San Basilio y el desplazamiento de jasperoides de rumbo N20°E por jasperoides de rumbo N60°O (ver esquema de detalle en Fig. 5b). Asimismo, el salto izquierdo “en apertura” y la “terminación en gancho” de la mina 31 de Julio poseen las características de una zona en extensión producida por una inflexión en apertura (*releasing bends*) (Davis y Reynolds 1996), asociado con un movimiento sinetral de la estructura.

En el juego de rumbo N35°E los ejemplos más sobresalientes son las minas San Cayetano y Bubú.

En San Cayetano, en el sector SO, la veta principal presenta una inflexión derecha “en apertura”, rellena con fluoritas bandeadas del estadio II. Hacia el sector NE la estructura mineralizada se resuelve en lentes biconvexas subparalelas a la zona de cizalla, con patrón en rosario (Fig. 5g y h), rellenas con fluorita sacaroides. Esta situación permite inferir que este conjunto de estructuras está asociado con un fallamiento dextral de acuerdo a los conceptos de Davis y Reynolds (1996).

La mina Bubú se desarrolla en una estructura de rumbo general N35°E, pero presenta cambios en el rumbo hasta casi

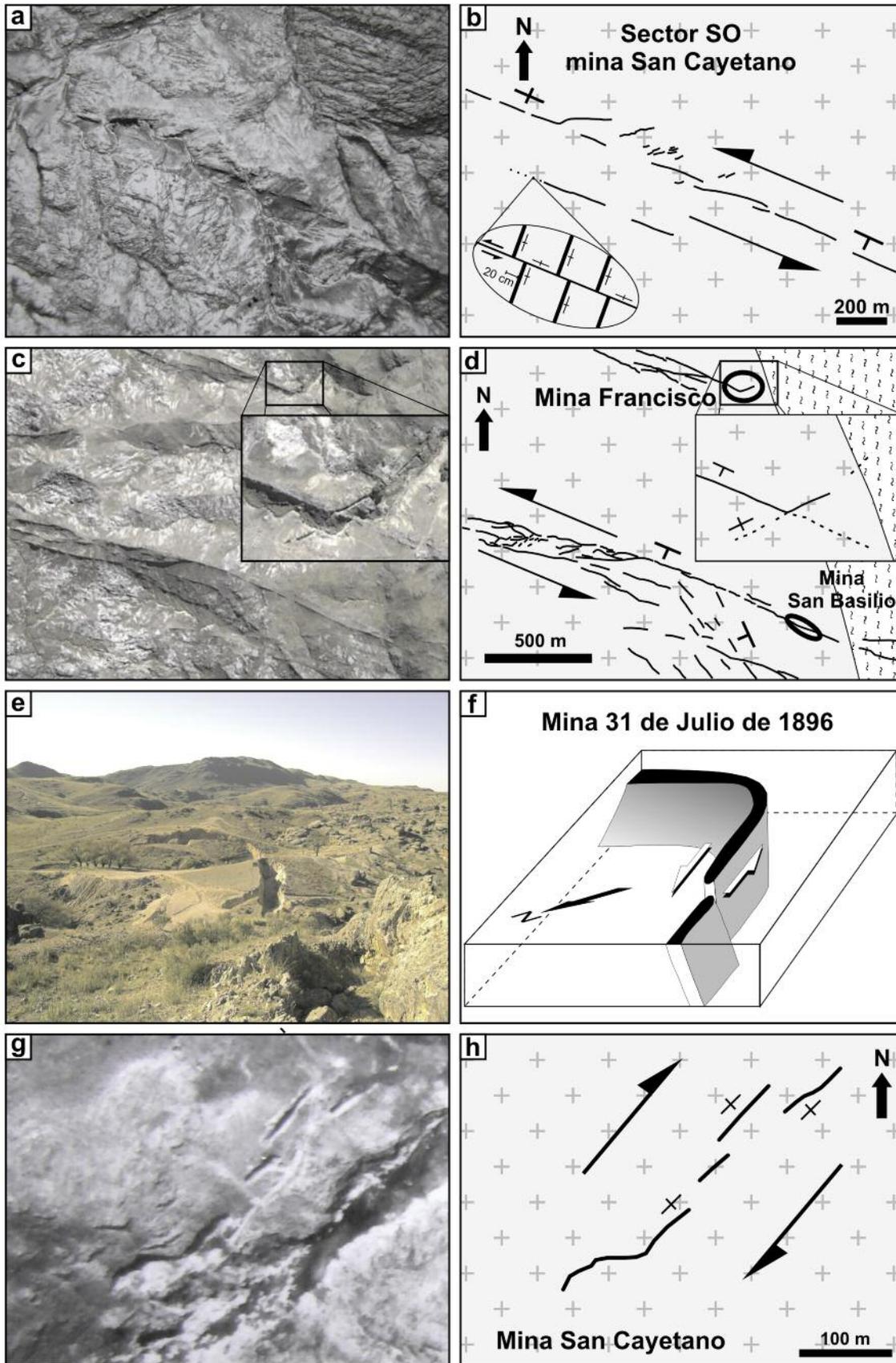


Figura 5: Diseño de afloramiento de los metalotectos estructurales y esquemas de la geometría de las vetas de fluorita. a) y b) crestones de jaseroide (granito brechado y silicificado), localmente mineralizado, en juegos de rumbo N65°O. Afloramiento ubicado a 1500 m al SO de la mina San Cayetano. Se observa el salto derecho de la estructura principal y grietas extensionales escalonadas con rumbo aproximado N70-80°E (fotografía aérea); c) y d) patrón anastomosado en jaseroideos de la mina San Basilio (juego de rumbo N65°O). En detalle se observan también geometrías de lazo sigmoide y la estructura de rumbo ENE de la mina Francisco destacada por las labores sobre veta. En la parte inferior de la figura se observan jaseroideos asociados con el juego de rumbo N40°O (imagen Google Earth); e) y f) vista NO-SE del frente de explotación de la mina 31 de Julio de 1896 (juego de rumbo N65°O), mostrando el salto izquierdo “en apertura”, la terminación “en gancho” y el alabeo de la estructura (fotografía); g) y h) inflexión derecha “en apertura” y lentes biconvexas mineralizadas subparalelas a la zona de cizalla destacadas por los frentes de explotación en la mina San Cayetano (juego de rumbo N35°E), (fotografía aérea).

E-O y bifurcaciones cortas en la dirección N0°-20°E (Fig. 6a). La conjugación de las estructuras NE y E-O le confiere al depósito una morfología lenticular-tabular (morfología combinada). La mineralización ocurre en una zona de falla de más de 500 m de longitud, en donde el monzogranito biotítico porfírico adquiere una marcada foliación tectónica de rumbo N35°E producida por un juego de fracturas paralelas a la zona de deformación. En sectores próximos a la estructura principal han sido medidos desplazamientos dextrales, intraminerales, menores a 50 centímetros. Esta mina presenta los 4 estadios de mineralización, pero de manera saltuaria debido a la mala exposición de los afloramientos en los antiguos frentes de explotación. Las figuras 6b y c muestran simplificada la creación de la estructura filoniana y la secuencia de relleno de las estructuras de la mina Bubú. Las zonas tabulares de dirección N70°E están rellenas con fluoritas macizas y bandeadas, con leyes mayores a 75% de CaF₂. Estas leyes caen abruptamente a menos de 40% de CaF₂ en los estrangulamientos de las estructuras lenticulares de rumbo N35°E, donde la mineralización se torna brechosa (brechas mineralizadas hipersilícicas). Las bifurcaciones cortas, de rumbo submeridional, están rellenas con texturas brechosas y sacaroides del estadio III. Hacia el NE, donde la estructura hace una inflexión hacia el norte, la mineralización bandeada desaparece gradualmente, transformándose primero en una brecha hipersilícica para terminar en una silicificación penetrativa del granito con formación de jaseroide.

La génesis y evolución tectónica mostrado para la mina Bubú (Fig. 6a, b y c), asociado con una zona de cizallamiento dextral, es notoriamente similar a la propuesta para la creación del filón Cocal, distrito fluorítico Santa Catarina, uno de los más importantes de ese distrito, con reservas probadas superiores a 200.000 t (Bastos Neto *et al.* 1992).

Juego de rumbo N20°E: Este juego submeridional se observa en la mina Bubú, como ya fue descrito, y también en varios

sectores de las minas La Saida, Francisco y Los Cerros Negros; su desarrollo en potencia y corrida es siempre menor respecto de los juegos principales. La mayor parte de estas estructuras están silicificadas y escasamente mineralizadas. En Los Cerros Negros, las vetas poseen una potencia entre 20 y 60 cm y están rellenas con fluoritas del estadio II. La asociación con fracturas extensionales en *écbelon* (< 5 cm de potencia) de rumbo N65°E, rellenas con calcedonia o fluorita crustiforme, indican una componente de movimiento horizontal derecho para el juego N15°E.

Juegos de rumbo N40°O y N20°O: estos juegos no presentan mineralización de interés, pero sí una alteración silícica penetrativa con formación de jaseroide. El juego de rumbo N40°O se muestra en las figuras 5c y d, en el sector SO de la mina San Basilio. En ese sector las observaciones cinemáticas indican una componente de movimiento horizontal izquierdo, con desplazamientos de hasta 20 cm de venillas intraminerales. El juego N20°O posee escasa distribución regional, pero en la mina La Saida es donde mejor se desarrolla y es uno de los juegos predominantes alcanzando corridas de hasta 250 metros.

DISCUSIÓN

Modelo estructural

El análisis estructural efectuado en todo el ámbito del batolito Cerro Áspero y entorno metamórfico encajante indica que la distribución y el emplazamiento de las mineralizaciones de fluorita responde a un sistema regional de fracturación, con los esfuerzos máximo y mínimo, σ_1 y σ_3 , ubicados en posición horizontal.

De acuerdo con los conceptos de Silvester (1988) y Davis y Reynolds (1996), entre otros, la presencia de estructuras con patrones anastomosados, bifurcaciones, inflexiones, aperturas, saltos, cierres, fallas y fracturas en *écbelon* asociadas, sugieren la instalación de una tectónica transcurrente durante el periodo mineralizado. La geometría de la deformación y la cine-

mática de los juegos descritos son consistentes con una mecánica de deformación por cizalla simple, de sentido horario, con el eje extensional principal orientado hacia el NNO (Fig. 6d).

De este modo la dirección principal de deformación se sitúa en la dirección NNE y se asocia con una foliación tectónica penetrativa en el granito, estructuras tipo Riedel, desplazamientos dextrales y grandes concentraciones de mineral (mina Bubú). Los juegos de rumbo N65°O que presentan desplazamientos sinestrales corresponden a las cizallas Riedel antitéticas (cizallas R2 en la figura 6d). Están conspicuamente desarrolladas en el sector oriental del batolito Cerro Áspero pero hospedan menor cantidad de mineralización respecto de las estructuras sintéticas (R1). Sin embargo, en el batolito de Achala constituyen las estructuras que más mineral han alojado (mina La Nueva; Paredes 1987). La orientación de los juegos sintéticos y antitéticos es coincidente con la orientación de la red regmática definida por Bassi (1988) para este sector de las Sierras Pampeanas y no se descarta que estas discontinuidades previas hayan ejercido un control en la geometría de la deformación.

El juego extensional se desarrolla como fracturas y fallas normales orientadas en la dirección ENE (fracturas T en la figura 6d); en el área de estudio es un metalotecto de relevancia (mina Los Cerros Negros) comparable con el juego sintético. Las vetas de rumbo N15°E y N40°O, se corresponden con las fallas de rumbo secundarias sintéticas y antitéticas (P) y (X), respectivamente (Harding 1974, Silvester 1988).

Se han reconocido numerosas geometrías propias de zonas dilatantes que muestran condiciones preferenciales de extensión y que han acumulado importantes cantidades de mineral. Entre estos ejemplos se destacan los diseños de las vetas en las minas Bubú, característico de inflexiones en apertura de una zona de falla transcurrente dextral, y en la mina 31 de Julio de 1896, característico de la terminación de una falla transcurrente sinestral.

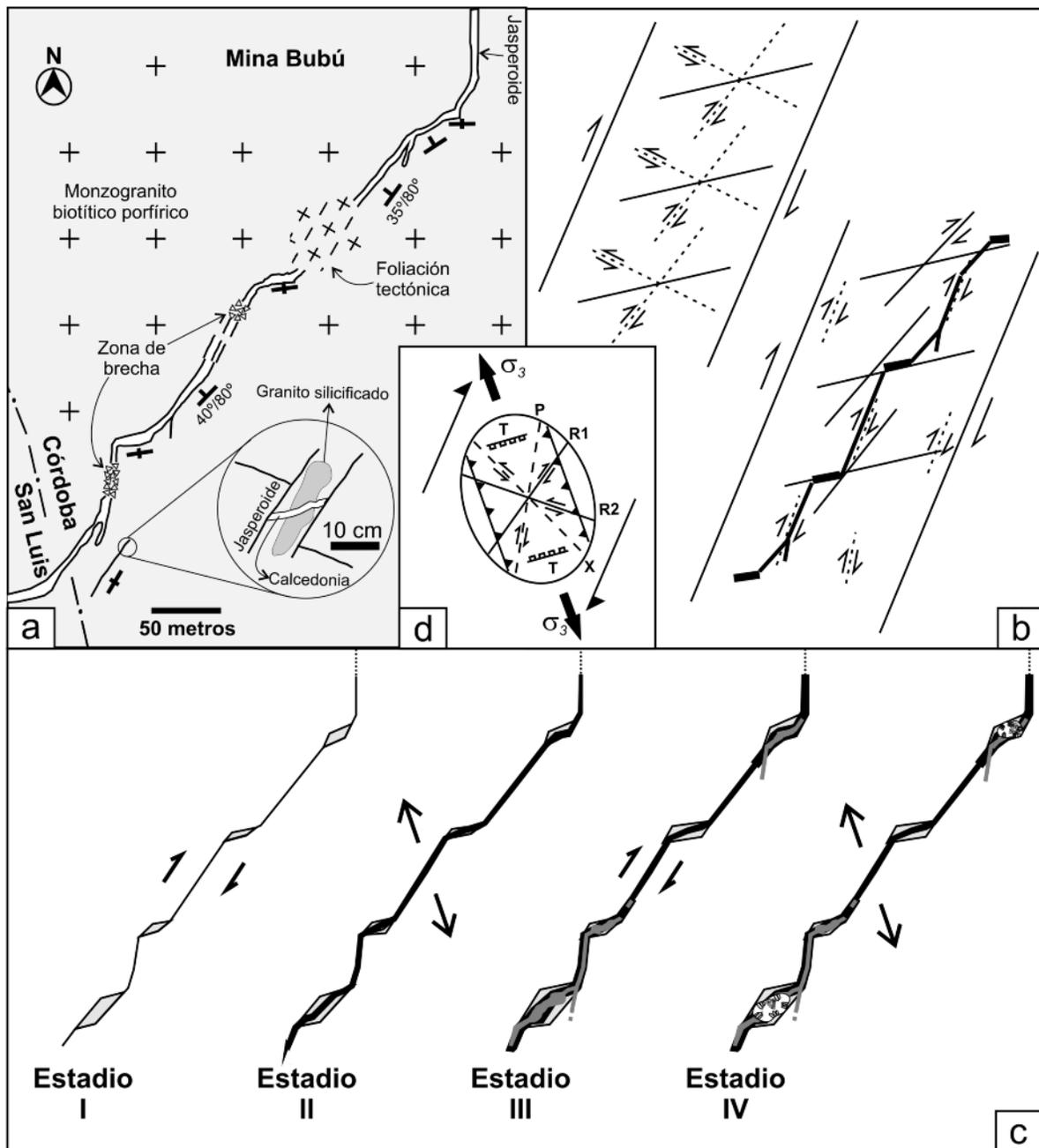


Figura 6: a) Bosquejo geológico de la mina Bubú. En sentido del rumbo NE el diseño de la veta presenta frecuentes deflexiones hacia el rumbo E-O, semejante al mostrado en la figura 5g; b) zona de cizallamiento dextral y esquema de generación de las estructuras en la veta de la mina Bubú; c) secuencia de relleno simplificada de las estructuras de la mina Bubú; d) elipsoide de deformación (modelo Riedel de cizalla simple de sentido horario, Silvester 1988) mostrando los principales controles estructurales de los depósitos de fluorita epitermal del batolito Cerro Áspero.

Cronología y dinámica del emplazamiento

De acuerdo al registro del relleno hidrotermal en los distintos depósitos del batolito Cerro Áspero es posible reconstruir la historia de apertura de las estructuras y por ende la historia hidrotermal del distrito.

El inicio del proceso de depositación de las menas del estadio I comenzó con la apertura del juego extensional de Los Cerros Negros y de los sectores extensionales de la mina Bubú. Las evidencias de campo no indican que otros juegos hayan estado disponibles para alojar estas primeras generaciones de fluorita.

Las fluoritas del estadio II, a diferencia de las del estadio anterior, poseen una amplia distribución regional y pueden estar total o parcialmente registradas en todas las vetas investigadas. El predominio de fluoritas con bandedo crustiforme, inclusive copiando fielmente las inflexiones de las estructuras, sugiere que fueron

depositadas en un período de extensión regional que mantuvo abierto todos los juegos estructurales.

El estadio III se ha desarrollado en zonas de cizalla como relleno de brechas y en las estructuras extensionales y flexiones dilatantes de las zonas de falla. Alcanzó las mayores acumulaciones en la terminación de la mina 31 de Julio de 1896 y en la mina San Guillermo. Este estadio también se registra en las estructuras cortas submeridianales de la mina Bubú, lo que sugiere que estas estructuras (P) tuvieron una apertura tardía en la secuencia de relleno (Fig. 6c).

Los procesos de reemplazo y relleno de cavidades que caracterizan el estadio IV, están presentes en todo el distrito con intensidad variable y se consideran que se generaron bajo un nuevo régimen extensional.

Las relaciones entre los movimientos tectónicos, la apertura y el relleno mostrado en la figura 6c sintetiza la evolución estructural del distrito y resalta el hecho que la depositación de los estadios I y III ocurrió en momentos de mayor actividad de la cupla dextral, respecto de los estadios II y IV, en los que predominan la extensión en todos los juegos de estructuras debido a una relajación generalizada del sistema. Por otra parte, el registro hidrotermal en Los Cerros Negros indica un comportamiento extensional durante la historia de relleno y estas evidencias en conjunto sugieren que este régimen alterante de actividad de la cupla se produjo sin cambios importantes en la orientación del esfuerzo mínimo σ_3 .

La evolución tectónica en cuatro estadios principales propuesta para las mineralizaciones del batolito Cerro Áspero muestra amplias similitudes con la que se registra en el distrito fluorítico Santa Catarina (Bastos Neto *et al.* 1991 y 1992); autores que han relacionado la sucesión de pulsos compresivos-extensivos en el régimen tectónico, con una propagación discontinua del rift que originó la apertura del océano Atlántico Sur.

La historia de formación polifásica descripta, planteada en este marco geotectó-

nico, abre el interrogante de la duración del proceso metalogénico. Para el distrito fluorítico Santa Catarina esta duración se ha estimado en 55 Ma, a partir de datos de trazas de fisión en apatita en muestras de granito próximo a las vetas (Jelinek *et al.* 1999). Estos autores obtuvieron tres grupos de edades: 131-107 Ma; 98-93 Ma y 89-76 Ma, que asignaron a los estadios I, II y III, respectivamente; rango que abarca gran parte del Cretácico. De este análisis comparativo se deduce que las edades Sm/Nd obtenidas en fluoritas del batolito Cerro Áspero y batolito de Achala (Galindo *et al.* 1997), si bien han permitido ubicar las mineralizaciones dentro del ambiente tectono-térmico extensional del Mesozoico, son demasiado imprecisas para discriminar los eventos mineralizados descriptos.

En este contexto de una evolución tectónica prolongada en el tiempo, se refuerza la interpretación propuesta para explicar el arreglo de los cuatro estadios de mineralización en relación con la ocurrencia de procesos erosivos durante la vida del sistema hidrotermal. Este escenario probablemente estuvo condicionado por procesos de meteorización profunda y el desarrollo de dos grandes superficies de erosión que afectaron las Sierras Pampeanas desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Carignano *et al.* 1999, Carignano y Cioccale 2008).

Metalotectos estructurales y modelo genético

La vinculación inferida de las mineralizaciones con paleo-superficies erosivas, la presencia de fluidos hidrotermales derivados de aguas meteóricas y el carácter regional postulado para las estructuras, parecen difíciles de conciliar con la distribución intrabatolítica de los depósitos y la falta de mineralizaciones en las rocas metamórficas encajantes.

Martino y Guerreschi (2009) atribuyen un control por contraste reológico en el contacto granito/metamorfitas para explicar la distribución periférica de los depósitos en el sector oriental del batolito Cerro Áspero. Este control litológico fue

destacado también por Coniglio *et al.* (2000), pero en razón que en la comarca no siempre está presente, se lo considera un atributo permisivo pero no diagnóstico del modelo descriptivo-genético, de acuerdo a la propuesta de Adams (1985); aunque indudablemente ejerce una influencia como un metalotecto local.

Nosotros pensamos que la distribución intrabatolítica puede ser explicada por el carácter químico de los granitos devónicos que, además de aportar el flúor al sistema epitermal, produjeron una convección hidrotermal gobernada por una fuente de calor localizada. Coniglio (2006) mostró que los granitos del batolito Cerro Áspero y batolito de Achala, por sus relativamente elevados contenidos en K, Th y U, poseen una capacidad de producir calor radiogénico similar a la que presentan los granitos de la categoría HHP (*high heat production*) como el batolito de Cornwall, Inglaterra, cuyo flujo calórico se manifiesta por más de 200 Ma (Jackson *et al.* 1989). De este modo, si la actividad hidrotermal se concentró dentro del batolito Cerro Áspero las estructuras cretácicas en las rocas metamórficas no fueron rellenadas y son difíciles de reconocer debido a la tectónica compresiva sobreimpuesta del ciclo Ándico.

Contexto geotectónico

La geometría de la deformación y la cinemática determinada en los depósitos de fluorita del batolito Cerro Áspero podrían explicarse como el resultado de la rotación horaria de América del Sur durante la apertura del océano Atlántico Sur, consistente con el modelo de deformación propuesto por Tankard *et al.* (1995). Este modelo estructural es similar a aquellos planteados para mineralizaciones de fluorita emplazadas en otros sectores del continente en la misma época, entre los que se destacan el correspondiente al distrito fluorítico Santa Catarina, Brasil (Ferreira y De Almeida 1989, Bastos Neto *et al.* 1991, 1992); al Macizo Norpatagónico (Ciciarelli 1984, Demichelis *et al.* 1991); y el formulado por Leal *et al.* (2008) para las mineralizaciones de manganeso del

norte de Córdoba, que poseen como ganga fluorita y baritina. Asimismo, depósitos epitermales de fluorita asociados con ambientes geodinámicos extensionales han sido documentados en otras partes del mundo, como en el *rift* del Río Grande, EE.UU. (Van Alstine 1976, Hill *et al.* 2000), en Transbaikalia, Siberia, (Chabiron *et al.* 2001) y en el Macizo Central Francés (Sizaret *et al.* 2004).

CONCLUSIONES

La información estructural obtenida permite explicar ciertos aspectos de la distribución de las mineralizaciones a escala regional y minera.

En una perspectiva regional, las mineralizaciones epitermales de fluorita de las Sierras Pampeanas están controladas por estructuras transcurrentes, producidas por una mecánica de deformación por cizalla simple, dextrógira, probablemente relacionada con el ambiente tectono-térmico extensional establecido durante el Mesozoico. No obstante, estos metalotectos estructurales regionales son revelados casi exclusivamente cuando interesan a rocas ricas en flúor, pertenecientes al magmatismo de alto K (granitos tardío a postfamatinianos).

En el batolito Cerro Áspero las estructuras que mayor interés revisten desde el punto de vista económico son aquellas de rumbo NNE, que conforman la dirección principal de deformación, y las fallas normales y fracturas de rumbo N70°E. Importantes acumulaciones de mineral se presentan en aquellos sectores orientados aproximadamente E-O, generados en las inflexiones en apertura de fallas transcurrentes de rumbo NE o NO, particularmente cuando registran la secuencia mineralizada completa. Por el contrario, las acumulaciones son subeconómicas cuando las inflexiones de estas estructuras se orientan con rumbo submeridional.

La presencia de texturas macizas-bandeadas, características de morfologías tabulares y combinadas, reflejan zonas extensivas dentro de las estructuras, y son las

más prometedoras en cuanto a leyes (40-60% de CaF₂) y reservas totales (de hasta 500.000 t). Contrariamente, el predominio de texturas brechosas y sacaroides, características de morfologías lenticulares, se relacionan con zonas de falla en las que la extensión fue menos importante y en este caso las menas son de menor volumen (1.000 t) y leyes (< 45% de CaF₂), en general sub-económicas.

Las numerosas reaperturas de los juegos y las evidencias de una historia hidrotermal polifásica y prolongada en el tiempo sugieren que la persistencia del esfuerzo de una cupla dextral instalada regionalmente, ha mantenido abierto total o parcialmente los metalotectos estructurales. La comprensión de la evolución de las texturas ha permitido reconstruir la cronología relativa de emplazamiento de las distintas generaciones de fluorita y establecer correlaciones entre las distintas vetas del batolito Cerro Áspero. El hecho de que no todas las generaciones de fluorita estén presentes en las vetas investigadas confirma que las estructuras tuvieron diferentes tiempos de apertura y relleno y son fiel registro de la historia hidrotermal.

La aplicación de estos conceptos se considera fundamental para optimizar las tareas de prospección y exploración de esta tipología de depósitos.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado a partir de dos programas de investigación (18/C 219 2007-2008 y 18/C 360 2009-2010) financiados por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto (SeCyT-UNRC); por el proyecto PICTO-30464, financiado por la Agencia Nacional Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) y SECYT-UNRC, el proyecto PICT-2008- 1477, financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica (ANPCyT) y el proyecto PIP-CONICET-0916 financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Los autores desean agradecer a la empre-

sa Fluorita Córdoba S.A. por permitir el acceso al área de la mina Los Cerros Negros y por el apoyo logístico brindado. Se agradece muy especialmente a los Dres. Fernando Hongn y Raúl Lira por los detallados arbitrajes y valiosos comentarios realizados que permitieron mejorar la presentación del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adams, S.S. 1985. Mineral deposit modeling in exploration. International Workshop on Gold Deposits Modeling in Exploration, 12 p., Golden.
- Bassi, H.G. 1988. Hypotheses concerning a tectonic network controlling metallogenic and other geologic events in South American Austral Cone. *Geologische Rundschau* 77(2): 495-511.
- Bastos Neto, A. y Savi, C.N. 1985. Observações sobre mecanismos de abertura e fases de preenchimento de alguns filões de fluorita do sudeste catarinense. 2º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Anais 1: 215-228, Florianópolis.
- Bastos Neto, A., Charvet, J., Touray, J.C. y Dardene, M. 1991. Evolution tectonique du district à fluorine de Santa Catarina (Brasil) en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France* 162(3): 503-513.
- Bastos Neto, A., Touray, J.C., Charvet, J. y Dardene, M. 1992. Contrôle tectonique des minéralisations à fluorine du district de Santa Catarina, Brésil (filons en extension et en décrochement). *Chronique de la Recherche Minière* 507: 43-52.
- Carignano, C. y Cioccale, M. 2008. Geomorfología de la Sierra Norte-Ambargasta, provincia de Córdoba y Santiago del Estero, Argentina. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1189-1190, San Salvador de Jujuy.
- Carignano, C., Cioccale, M. y Rabassa, J. 1999. Landscape antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphic Evolution since Gondwana Times. *Zeitschrift für Geomorphologie: Annals of Geomorphology* 118: 245-268, Berlin.
- Chabiron, A., Alyoshin, A.P., Cuney, M., Deloule, E., Golubev, V.N., Velitchkin, V.I. y Poty, B.

2001. Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Stretsovka caldera (Transbaikal, Russia): A melt inclusion study. *Chemical Geology* 175: 273-290.
- Ciciarelli, M.I. 1984. Análisis estructural del sector oriental del Macizo Norpatagónico y su significado metalogénico. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 179 p., La Plata.
- Coniglio, J.E. 2006. Evolución petrológica y metalogénica del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 163 p., Río Cuarto.
- Coniglio, J.E., Xavier, R.P., Pinotti, L.P. y D'Eramo, F.J. 2000. Ore forming fluid of vein-type fluorite deposits of Cerro Áspero batholith, southern Córdoba Province, Argentina. *International Geology Review* 42(4): 368-383.
- Coniglio, J.E., Perez Xavier, R.P., Pinotti, L.P. y D'Eramo, F.J. 2004. Estudio de isótopos estables aplicado a los depósitos de fluorita del batolito Cerro Áspero. Córdoba. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 171-176, Río Cuarto.
- Coniglio, J.E., D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Demartis, M. y Petrelli, H.A. 2006. Magmatismo devónico de las Sierras de Córdoba: fuente posible de flúor de las mineralizaciones mesozoicas. El ejemplo del batolito Cerro Áspero. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 227-232, Buenos Aires.
- Coniglio, J.E., D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Demartis, M., Agulleiro, L.A. y Petrelli, H.A. 2009. Análisis de texturas epitermales en depósitos de fluorita de las Sierras Pampeanas Orientales: su aplicación como criterio de prospección. 9° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 1: 293-300, Catamarca.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P.H. y Baez, M. 2006. The San Blas Pluton: An Example of the Carboniferous Plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 341-350.
- Davis, G.H. y Reynolds, S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. Wiley, 776 p., New York.
- Demichelis, A., Haller, M. y Meister, C. 1991. Tectónica de basamento y mineralización de fluorita en el subdistrito "El Moro", Macizo Norpatagónico, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas I: 106-110, Viña del Mar.
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland. Classification, origin and implications. *Economic Geology* 90 (6): 1841-1856.
- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.
- Fagiano, M. 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédito), 380 p., Río Cuarto.
- Ferreira, A.C. y De Almeida, T.I.R. 1989. Tectónica transcorriente e imagens TM-Landsat aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 19(2): 207-223.
- Galindo, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Coniglio, J.E., Baldo, E., Rapela, C. y Saavedra, J. 1997. Age, Sr and Nd isotope systematics, and origin of two fluorite lodes, Sierras Pampeanas, Argentina. *International Geology Review* 39: 948-954.
- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C.M. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 577-650, Córdoba.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y de la Rosa, J. 2008. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)* 92: 1-25.
- Harben, P.W. y Bates, R. 1988. Fluorspar. *Industrial Minerals Geology and World Deposits*. Redwood Burn Ltd. Trowbridge, 110-119 p., Wiltshire.
- Harding, T.P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 58(7): 1290-1304.
- Hill, G., Campbell, A. y Kyle, P. 2000. Geochemistry of southern New Mexico fluorite occurrences implications for precious metals exploration in fluorite-bearing systems. *Journal of Geochemical Exploration* 68: 1-20.
- Jackson, N., Willis-Richards, J., Manning, D. y Sams, M. 1989. Evolution of the Cornubian ore-field, southwest England: Part II Mineral Deposits and ore-forming processes. *Economic Geology* 84: 1101-1133.
- Jébrak, M., Leghu, J. y Touray, J. 1983. Filons en extension et filons en décrochement: deux familles de minéralisations F-Ba et Pb-Zn des hercynides françaises et marocaines. *Bulletin de la Société Géologique de France* 103: 181-186.
- Jelinek, A.R., Bastos Neto, A.C., Lelarge, M.L.V. y Soliani Jr., E. 1999. Apatite fission track dating of fluorite ore veins from Santa Catarina state, Brazil: a complex hydrothermal evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 367-377.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W. y Allen, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38: 371-391.
- Leal, P.R., Correa, M.J., Ametrano, S., Echegaray, R. y Brodtkorb, M. 2008. The Manganese Deposits of the Pampean Ranges, Argentina. *The Canadian Mineralogist* 46: 1449-1467.
- Lhégu, J., Jébrak, M. y Touray, J. 1988. Fluorite and barite deposits in France. En Zachrisson, E. (ed.) *Proceedings of the 7th IAGOD Symposium*, 297-307, Stuttgart.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142: 325-341, London.
- Magliola Mundet, H. 1990. Regmagénesis y mineralizaciones de fluorita de la región Centro-Cuyo, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 439-444, San Juan.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Martino, R. y Guerreschi, A. 2009. Contraste reológico granito-encajonante metamórfico en el control regional de las mineralizaciones de flúor del batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Argentina central. 14° Reunión de Tectónica, Actas de resúmenes: 25, Río

- Cuarto.
- Menoyo, E. y Brodtkorb, A. 1975. Fluorita y siderurgia en Argentina. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 3: 235-258, Buenos Aires.
- Mutti, D. y González Chiozza, S. 2005. Evolución prototectónica del distrito minero Cerro Áspero y modelo de emplazamiento de los depósitos wolframíferos, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 159-173.
- Paredes, R. 1987. Manifestaciones fluoríticas de la Concesión "La Blanca" y prospección aluvional de su entorno geológico (Pedanías Santiago, San Roque y Rosario, Departamento Puntilla, Provincia de Córdoba). Tesis de Grado, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito), 67 p., Córdoba.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A., D'Eramo, F.J. y Llambías, E.J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels. Cerro Aspero Batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2): 251-265.
- Pinotti, L.P., Tubía, J.M., D'Eramo, F.J., Sato, A.M., Vegas, N., Coniglio, J.E. y Vegas, N. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28: 834-849.
- Ramos, V.A. 1999. Ciclos Orogénicos y Evolución Tectónica. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, 29-49, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998. Early evolution of the proto-andean margin of South America. *Geology* 26(8): 707-710.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. 2008. The Devonian Achala Batholith of the Sierras Pampeanas: F-Rich, Aluminous A-Types Granites. 6° South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 8 p. (CD), San Carlos de Bariloche.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 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.
- Silvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America, Bulletin* 100: 1666-1703.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. 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.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 259-281, London.
- Sizaret, S., Marcoux, E., Jébrak, M., y Touray, J. 2004. The Rossignol Fluorite Vein, Chaillac, France: Multiphase Hydrothermal Activity and Intravein Sedimentation. *Economic Geology* 99: 1107-1122.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Franca, A.B., Milani, E.J., Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cibián, M., Lopez Paulse, O., Germs, G.J.B., de Wit, M.J., Machata, T. y Miller, R.McG. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52, Tulsa.
- Van Alstine, R. 1976. Continental rift and lineaments associated with major fluorspar districts. *Economic Geology* 71(6): 977-987.
- Zappettini, E. (ed.) 1999. *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, 2172 p., Buenos Aires.

Recibido: 22 de marzo, 2010

Aceptado: 8 de noviembre, 2010