

Evolución petrotectónica del distrito minero Cerro Áspero y modelo de emplazamiento de los depósitos wolframíferos, Córdoba

Diana MUTTI¹ y Sebastián GONZÁLEZ CHIOZZA¹

¹Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria, Pab. 2, (1428) Buenos Aires.

RESUMEN. La geología relacionada con la intrusión granítica Cerro Áspero expone en el faldeo oriental de la sierra de Comechingones, mineralización metalífera diseminada y en brechas hidráulicas, conectada genéticamente a un grupo minero integrado por un sistema de enjambres de venas, vetas y mantos cuarzosos con direcciones NNO, ONO y N. La comarca presenta polimetamorfismo y al menos, dos eventos de cizallamiento simple (D_3 y D_4) y estructuras penetrativas (S_2 , S_3 y S_4) que se desarrollaron desde el Pampeano hasta el Famatiniano inclusive, favoreciendo la intrusión anorogénica del batolito Cerro Áspero a partir del Devónico tardío. Como consecuencia del evento magmático fueron reactivadas las estructuras, movilizándose fluidos hidrotermales por las anisotropías del terreno y debajo de un nivel de anfíbolitas macizo que actuó como una barrera impermeable. La acción de un esfuerzo máximo σ_1 (330°) contribuyó al desarrollo del sistema mineralizado siguiendo el patrón de fracturamiento del modelo de Riedel y propició la construcción del lineamiento mineral principal en una faja de cizalla simple dextral de posición 285° (S_5). El fluido magmático – hidrotermal evolucionó mediante numerosos pulsos de ruptura y apertura de las inhomogeneidades rocosas, con sellado de cavidades por mecanismos de cierre con fracturamiento y relleno y disolución por presión. Estos mecanismos precipitaron sílice con hábito fibroso y reconcentraron elementos metálicos bajo un régimen de tracción y presión de fluido de poro estimada en 195 MPa. La edad de la mineralización de uno de sus estadios fue determinada en $343,8 \pm 10,8$ Ma, mediante una datación K/Ar en muscovita.

Palabras clave: Depósitos wolframíferos, Basamento, Control estructural, Sierras Pampeanas

ABSTRACT. *Petrotectonic evolution of the Cerro Aspero mining district and emplacement model of the wolframiferous deposits, Córdoba.* Metalliferous mineralization, disseminated and in hydraulic breccias, in connection with a mining group composed of three swarm systems of quartz veinlets, veins and sills striking NNW, WNW and N, is exposed in the geological setting related to the Cerro Aspero granitic intrusion located in the eastern part of the Sierra de Comechingones. The region was affected by polimetamorphism during the Pampean and Famatinian cycles. At least two events of simple shearing (D_3 and D_4) and penetrative structures (S_2 , S_3 and S_4) were developed, favouring the anorogenic intrusion of Cerro Aspero batholith since late Devonian. This magmatic event was followed by a reactivation of deformation structures and circulation of hydrothermal fluids through rocks underlying a massive amphibolite level belonging to La Aguada formation, which mainly acted as an impermeable barrier in the area. A maximum stress s_1 directed 330° promoted the development of mineralized systems following the fracturing pattern of Riedel's model, and also the development of a principal mineralized path related to a simple dextral shear belt, 285° in direction (S_5). During the evolution of the magmatic-hydrothermal system, a high number of stages of fracturing and opening along rocks were registered, with sealing of cavities by mechanism of crack seal and pressure dissolution. By these mechanisms, fibrous habit silica was precipitated and metallic elements were concentrated, under a traction regime and a pore fluid pressure estimated in 195 MPa. The age of one of the mineralizing stages was determined in $343,8 \pm 10,8$ Ma through K/Ar dating in muscovite.

Key words: *Wolframiferous deposits, Basament, Structural control, Sierras Pampeanas*

Introducción y antecedentes

El distrito minero Cerro Áspero pertenece a la unidad morfoestructural de las Sierras Pampeanas de Córdoba y se ubica en el departamento Calamuchita en el faldeo oriental de la sierra de Comechingones, a unos 15 km al oeste de la localidad de Río de los Sauces (Fig. 1). Está comprendido entre los $32^\circ22'$ y $32^\circ48'S$ de latitud sur y los $64^\circ58'$ y $64^\circ45'S$ de longitud oeste y pertenece a la provincia wolframífera occidental de las sierras de Córdoba (Mutti *et al.* 2003). Cubre una superficie próxima a 1.125 km² y contiene depósitos wolframíferos que se concentran entorno a los $64^\circ52'$ de longitud oeste y los $32^\circ28'$ de latitud sur (Fig. 2a). Participan del distrito los

grupos portadores de fluorita: Los Cerros Negros, Bubu, Francisco y Alpa Corral (Bonalumi *et al.* 1999).

El área fue conocida por su mineralización wolframífera desde fines del siglo XIX y Fernández Lima *et al.* (1963) agruparon la población de vetas, mantos y cuerpos de brecha portadores de wolframita y minerales de metales base en siete grupos mineros. González Díaz (1972) sintetizó la geología de la comarca centro norte y Brodtkorb (1999), Coniglio *et al.* (2001), Mutti *et al.* (2001), González Chiozza y Mutti (2002), Mutti *et al.* (2002 a), González Chiozza *et al.* (2002) y González Chiozza (2004) contribuyeron con información concerniente a la evolución composicional del sistema magmático hidrotermal.

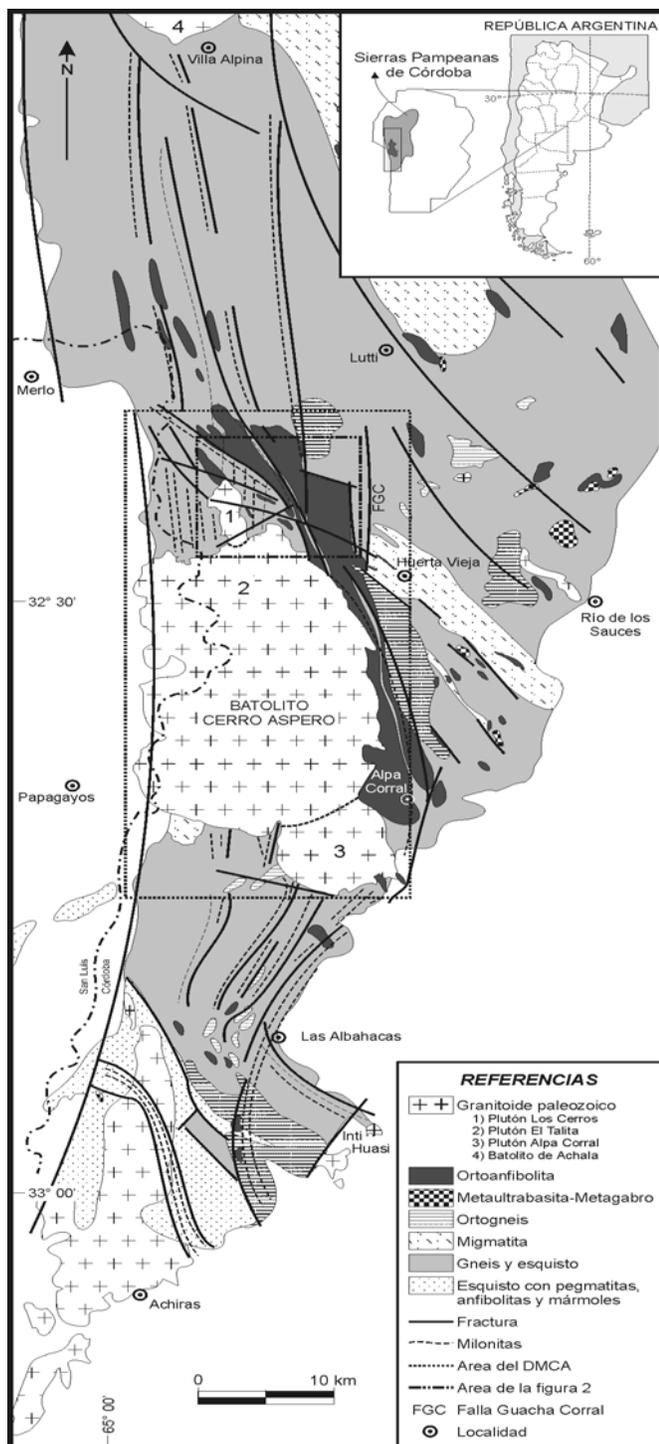


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la sierra de Comechingones y ubicación del distrito minero Cerro Áspero.

Con excepción del dato aportado por Pinotti *et al.* (2002) sobre una edad devónica tardía para el batolito Cerro Áspero, la escasez de dataciones radiométricas para esta porción de basamento impide establecer una fehaciente sucesión de acontecimientos premineralizantes, sinmineralizantes y postmineralizantes con relación a las manifestaciones wolframíferas. No obstante, a partir de la información

petrográfica y estructural sintetizada en esta contribución y de su correlación con datos aportados por Guerreschi y Martino (1998 y 2002), Otamendi *et al.* (1996 y 2000) y Pinotti *et al.* (2002), entre otros, para regiones próximas de la sierra de Comechingones, se postula una sucesión de eventos que dio origen a conspicuas anisotropías en el basamento y propició la dispersión de soluciones magmático hidrotermales a través de un pronunciado control estructural desde el Famatiniano tardío, luego del magmatismo calcoalcalino y postorogénico de Cerro Áspero.

Se analizan las megaestructuras, macroestructuras y microestructuras vinculadas con los depósitos de elementos metálicos en forma de óxidos, sulfuros y sulfosales en una ganga cuarzosa, con la finalidad de establecer además los mecanismos tectónicos involucrados durante la depositación de los elementos de mena y elaborar una propuesta de modelo cinemático para aquellos sectores de alta ley ($1\% W_2O_3$).

Geología del distrito minero Cerro Áspero

La región está compuesta por gneises tonalíticos biotíticos granatíferos, migmatitas, ortogneises y potentes cuerpos de anfíbrolita. Se destaca por presentar polimetamorfismo y extensos niveles de rocas de la serie milonítica en una faja de orden regional con rumbo N a NNO, cuyo espesor es próximo a 12 kilómetros y alcanza por el occidente la provincia de San Luis (Fig. 1). La faja de deformación, denominada de Guacha Corral (Martino 1993, Masquère 2001 y Fagiano *et al.* 2002), controló el emplazamiento del batolito granítico Cerro Áspero a partir del Devónico tardío de acuerdo con Pinotti *et al.* (2002), véase figura 1.

Fuera del área de estudio, la faja de rocas miloníticas se resuelve mediante fajas individuales más estrechas, de un espesor del orden de las centenas de metros, que se extienden sin interrupciones al norte del distrito hasta el granito de Achala, mientras que al sur lo hacen hasta el ámbito del granito de Inti Huasi (Fig. 1). Al este de la región y a partir de las cataclitas ándicas que controlan el río de Guacha Corral, el basamento plutónico y metamórfico está compuesto por gneises biotíticos granatíferos, migmatitas estromatíticas y diatexitas, esquistos, ortogneises, aislados bancos de mármoles y anfíbolitas, rocas ultramáficas desmembradas en fajas con rumbo NNO y ONO, metagabros y afloramientos de rocas graníticas (Guerreschi y Martino 1998 y 2002; Mutti 1998 y Sosa 2001).

Caracterización litológica de la comarca

A continuación se presentan las características esenciales de las litologías expuestas en la región centro norte del distrito minero Cerro Áspero (Fig. 2).

Gneises tonalíticos biotíticos granatíferos: afloran en el este y al sur de la región; poseen color gris oscuro y la textura es granoblástica desde fina a gruesa, con variedades lepidoblásticas. Se presentan en estructura foliada y maciza, pasando por grados intermedios. Están compuestos por plagioclasa, cuarzo y biotita, con presencia subordinada de

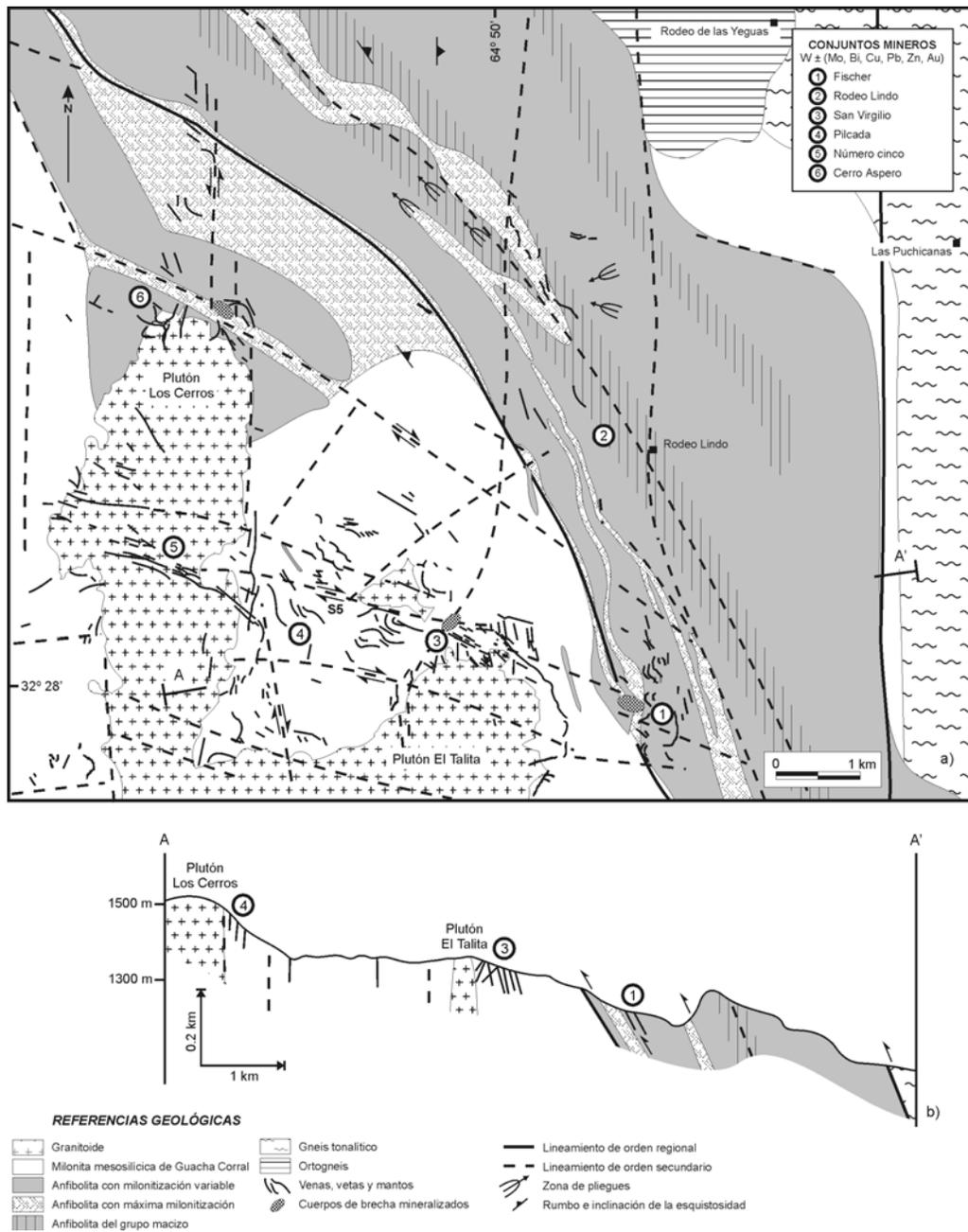


Figura 2: a) Mapa geológico simplificado de la región centro norte del distrito minero Cerro Aspero y b) sección geológica.

granate almandínico, muscovita, sillimanita y feldespato potásico. Las variedades bandeadas tienen folias leucocráticas integradas por cuarzo y plagioclasa, que alternan con otras melanocráticas compuestas por los minerales micáceos principalmente. En ocasiones poseen una foliación migmatítica, con desarrollo de bandas leucocráticas que destacan a pliegues ptigma. La foliación en los gneises es de azimut general 332°, con una dispersión entre los 317° y 15°, mientras la inclinación promedio es de 42° E. En particular, el granate forma fenoblastos de hasta 1 cm de diámetro en cercanías de la localidad de Puchicanas y en afloramientos sobre el camino de acceso norte al distrito.

Ortogneises: se ubican principalmente en el ámbito del puesto Rodeo de las Yeguas e integran afloramientos con forma de erosión redondeada (Fig. 2 a). Tienen una estructura maciza granoblástica gruesa a mediana definida por plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita, granate y sillimanita ocasional. Conservan enclaves subangulosos de hasta 4 cm de diámetro, de anfibolita foliada y con micropliegues ptigmáticos que se destacan por sus bordes de reacción con espesor inferior al centímetro y por su composición feldespática.

Anfibolitas: estas rocas forman una faja de 100 km de extensión y rumbo N a NNO (Fig. 1), es la faja más extensa y conti-

nua descripta para las sierras de Córdoba (Mutti *et al.* 2002). En el ámbito norte del distrito minero Cerro Áspero afloran en el este y norte del batolito de nombre homónimo y la faja adquiere un rumbo local de 337° con una potencia variable entre 1,5 y 5 kilómetros (Fig. 2 a). Estas mafitas integran la Formación La Aguada y se asignan al Complejo Metamórfico Monte Guazú que aflora al sur del distrito (Mutti *et al.* 2002 b). El Complejo Metamórfico Monte Guazú es atribuido por Otamendi *et al.* (1996 y 1998) y Skirrow *et al.* (2000) al Ciclo Pampeano. Las anfibolitas de la Formación La Aguada se disponen en cuerpos lentiformes a tabulares, paralelos y concordantes con las estructuras penetrativas de las metamorfitas aledañas. Definen lineamientos de orden regional y están controladas por la zona de cizalla de Guacha Corral (Fig. 2). Estas rocas conforman cordones serranos que se destacan en el relieve por su dureza, coherencia y resistencia. Presentan una estructuración interna definida al menos por dos fajas secundarias con máxima deformación que exponen conspicuos niveles miloníticos de espesor inferior a las centenas de metros y vergencia occidental (Fig. 2).

Las anfibolitas de la Formación La Aguada son rocas en general foliadas y su posición promedio es $341^\circ/51^\circ$ NE; presentan pliegues con longitud de onda de escasos centímetros a centenas de metros (Fig. 3 a), estos últimos se destacan en las fotografías aéreas en el ámbito NE del distrito minero (Fig. 2a).

El estudio mineralógico y textural de las rocas máficas de la región, junto a las tareas de campo, permitió identificar cinco variedades de anfibolitas, que se designan como: 1) grupo leucocrático, 2) grupo esquistoso, 3) grupo gnéisico, 4) grupo melanocrático y 5) grupo macizo; el pasaje entre variedades suele ser transicional aunque se resuelve dentro del orden del metro.

Los diversos grupos de anfibolitas yacen en el terreno en forma concordante, acompañando a la foliación milonítica de rumbo NNO; definen un marcado bandeamiento con dominios mapeables a escala desde megascópica hasta macroscópica. Los grupos leucocrático y esquistoso se ubican en las fajas secundarias con máxima milonitización, en tanto que el grupo macizo adquiere especial relevancia en la zona central de los cuerpos (Fig. 2); junto a esta última variedad, afloran niveles poco potentes y lentiformes de anfibolitas del grupo melanocrático. En cuanto al grupo gnéisico, sus exposiciones están ampliamente difundidas y en particular, domina cuando los cuerpos máficos adquieren el espesor máximo; en este último caso ocupan una posición espacial intermedia entre los restantes grupos de anfibolita citados.

Desde un punto de vista químico, la población estudiada de 40 muestras de anfibolitas indica un contenido de SiO_2 variable entre 45,80 % y 64,90 %, términos desde basálticos hasta andesíticos afines con series de rocas calcoalcalinas y toleíticas subordinadamente, y ocasionalmente con términos alcalinos. En cuanto al ambiente geodinámico de formación, la aplicación de diagramas petrotectónicos a partir de elementos traza las ubica en el campo de las rocas del tipo MORB-E y de intraplaca, y se las vincula con poblaciones geoquímicas de rocas próximas a límites convergentes o derivadas de fuentes anómalas en el manto (Méndez 2003, González Chiozza 2004).

A continuación se sintetizan las características esenciales

que define a cada grupo de anfibolitas reconocido en el distrito.

Grupo leucocrático: es de color blanco grisáceo a verdoso y con tonalidades castañas; posee minerales leucocráticos en una proporción superior al 50 % y una textura granoblástica fina a gruesa, aunque en ocasiones presenta textura maciza, esquistosa, bandeada o gnéisica. Está integrado por plagioclasa (36 %), cuarzo (20 %), feldespato potásico (10 %), hornblenda y tremolita – actinolita (20 %), biotita (10 %), apatita (3 %), titanita (3 %) y la clorita domina como mineral de alteración.

Grupo esquistoso: tiene color verde a gris y está compuesto por proporciones equivalentes de anfíboles y minerales leucocráticos con textura granoblástica a nematoblástica fina. Son rocas esquistosas y en ocasiones exhiben un bandeamiento fino. Este grupo de rocas está integrado por hornblenda (30 %), plagioclasa (30 %), cuarzo (20 %), diópsido (10 %) y feldespato potásico (5 %), junto a epidoto, apatita, circón y titanita (< 5 %). Presenta arcilla y sericita como productos secundarios.

Grupo gnéisico: es de color verde oscuro a gris azulado y está compuesto por proporciones equivalentes de anfíboles y minerales leucocráticos. Son rocas con textura granoblástica y nematoblástica fina a mediana. Se caracteriza por mostrar un bandeamiento gnéisico que con frecuencia adquiere rasgos migmáticos. Está formado por hornblenda (35 %), plagioclasa (30 %), cuarzo (20 %), tremolita – actinolita (5 %) y feldespato potásico (5 %), junto a circón, apatita, titanita, ilmenita y hematita (< 5 %). Participan arcillas, sericita y clorita como minerales de alteración. En esta variedad litológica, la titanita se localiza en coronas en torno a individuos de ilmenita portadores de hematita en exsoluciones lamelares.

Grupo melanocrático: tiene color gris oscuro a negro y su rasgo sobresaliente es el marcado predominio de hornblenda y la estructura maciza. Está integrado por hornblenda (> 40 %) y plagioclasa (35 %), y como accesorios participan apatita, titanita y magnetita. La textura es granoblástica gruesa, aunque se observan variedades de grano fino con porfiroblastos de anfíbol.

Grupo macizo: se presenta de color verde a gris oscuro y con foliación débil o ausente. Su textura es granoblástica fina a mediana con esporádica alternancia de bandas nematoblásticas. Se destaca por su tenacidad, dureza y estructura maciza. Está compuesto por anfíboles (33 %), plagioclasa (10 %), cuarzo (5 %), feldespato potásico (3 %) epidoto (25 %), clinopiroxeno (15 %), carbonatos (5 %) y apatita, circón, titanita e ilmenita – hematita (< 5 %). Esta variedad desarrolla un agregado granoblástico inequigranular, con participación de individuos poligonales, con bordes sinuosos y pronunciadas deformaciones intracrystalinas; conserva también, dominios con texturas de recristalización simplectítica y en corona que aíslan al clinopiroxeno y a la hornblenda de una plagioclasa básica e ilmenita (Fig. 3 b). Los minerales que componen estas microestructuras fueron investigados cuantitativamente por microsonda electrónica Cameca BMX de la Universidad del País Vasco. En el caso de las estructuras simplectíticas se estableció la presencia de vermes o gotas de cuarzo (< 300 nm) en epidoto₈₅; y para las coronas que separan los núcleos relictos de diópsido con composición En_{32}

Fs₁₉ Wo₄₉ de una plagioclasa de composición variable entre Ab_{53,2} An_{45,6} Or_{1,2} y Ab_{44,2} An_{55,1} Or_{0,7}, se estableció la partición de bandas (< 3000 µm) de magnesio - hornblenda junto a tschermarkita - hornblenda y de epidoto_{ss} simplectítico. Los intercrecimientos de ilmenita y hematita se aíslan de los anfíboles cálcicos a través de un borde externo de titanita. Este grupo litológico, define por sectores un bandeado debido a la presencia de folias de epidoto isoorientado y progredido a hornblenda que alternan con otras de minerales leucocráticos.

Milonitas: bajo esta nomenclatura se incluye al grupo dominante en la comarca de rocas de la serie milonítica y que afloran en una faja de rumbo N de 12 km de ancho; el límite occidental excede los límites mapeados (Fig. 2 a). De acuerdo a la clasificación textural de Sibson (1977), en el distrito se reconocen términos protomiloníticos, miloníticos y ultramiloníticos a modo de fajas estrechas con disposición submeridiana y espesor cercano a los 100 metros. Los primeros afloramientos identificados de esta serie de rocas en la región norte se ubican al oriente a unos 5 km al oeste de la falla de Guacha Corral y corresponden a protomilonitas (Fig. 1). Estos afloramientos adoptan una disposición N-S en el norte del distrito, mientras que hacia el sur adquieren rumbo NNO y determinan un lineamiento conspicuo, categorizado en el trabajo como de orden regional (Fig. 2a). Las milonitas incrementan su participación y frecuencia desde el sector central del área mineralizada hacia el occidente, destacándose aquellos afloramientos ubicados alrededor del plutón Los Cerros por su espesor y continuidad (Fig. 2).

Las protomilonitas son rocas coherentes de color gris rosado a gris oscuro, con estructura de fluxión, foliadas y con un porcentaje de matriz que varía entre un 10 y 50 %; el tamaño de grano varía entre 2 mm y 0,2 mm, tienen porfiroclastos lentiformes de plagioclasa, cuarzo - feldespato y granate que se orientan en forma paralela. La foliación está dada por la alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas, las primeras formadas por porfiroclastos y las restantes por minerales micáceos. Estas últimas folias adquieren mayor continuidad y espesor que las leucocráticas y tienen estructura de fluxión en torno a los porfiroclastos. Presentan además, lentes o cintas de cuarzo con bordes suturados, orientados según la foliación milonítica y cuya abundancia es relevante en las regiones centro norte y noroccidental.

En cuanto a los rasgos microscópicos de las protomilonitas, la plagioclasa además de estar alterada a sericita y arcillas posee inclusiones de cuarzo y biotita, maclas polisintéticas deformadas, mirmequitas e individuos fracturados. El cuarzo forma parte de lentes y también integra los componentes de la matriz; muestra bordes suturados, recristalización y forma parte de colas de presión en los porfiroclastos. La matriz es de textura lepidoblástica a granolepidoblástica y está compuesta por biotita, muscovita y en menor medida por cuarzo, feldespato, sillimanita, clorita, sericita y minerales opacos. Algunos individuos de filosilicatos poseen pliegues en acordeón subcentimétricos (*kink bands*).

Las milonitas, de color gris rojizo a verdoso, poseen textura de fluxión formada por superficies S, un porcentaje de porfiroclastos que varía entre un 10 y 20 % y un contenido de

matriz que comprende entre el 90 y 80 % de la roca (Fig. 3 c). Tienen foliación dada por la alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas, mostrando la primera textura porfiroclástica en ojos, con un tamaño comprendido entre 0,1 y 8 cm y en su mayoría compuestas por plagioclasa con cuarzo subordinado. Las bandas melanocráticas están definidas por biotita y muscovita, alteradas a clorita y sericita, con la participación de cuarzo recristalizado y donde los filosilicatos presentan pliegues en acordeón subcentimétricos (*kink bands*).

Rocas graníticas: constituyen el batolito Cerro Áspero principalmente, el cual aflora con forma elipsoidal y posee una orientación N y una superficie próxima a los 440 km² (Fig. 1). El cuerpo batolítico a escala local exhibe contactos poligonales, es discordante con las metamorfitas y está formado por tres plutones que de acuerdo con Pinotti *et al.* (2002) se denominan Alpa Corral, El Talita y Los Cerros (Fig. 1). El emplazamiento del batolito Cerro Áspero, en base a una datación isotópica y relaciones de campo presentadas por Pinotti *et al.* (2002), se inicia a partir del Devónico tardío. Dichos autores indican la presencia de unidades internas que varían en composición desde monzogranítica biotítica hasta leucogranodiorítica. La roca dominante es un monzogranito biotítico grueso y equigranular de color gris rosado, con participación de fenocristales de microclino y de plagioclasa subordinada. El Granito Cerro Áspero pertenece a la serie de rocas calcoalcalinas de alto potasio y tiene un elevado contenido de elementos litófilos, fósforo y titanio (Porta 1992; Pinotti 1998). Posee alteración hidrotermal perflusiva en áreas restringidas y cuarzo junto a wolframita, molibdenita y fluorita en venas y diseminaciones.

Los plutones El Talita y Los Cerros dominan en el norte del distrito minero; el primero de ellos cubre una superficie circular de 385 km², mientras que el restante es elongado y de 5 km². En el plutón El Talita son frecuentes los enclaves máficos y la presencia de titanita, allanita, circón, apatita y fluorita como minerales accesorios; en su unidad externa se desarrolla una conspicua foliación discordante en relación a la foliación metamórfica de las rocas de caja.

En torno al batolito Cerro Áspero, próximo a los plutones el Talita y Alpa Corral, en el sur del distrito minero, Esparza *et al.* (1997) describen una aureola térmica de contacto con un espesor próximo a los 500 metros; participan de ella rocas de las facies de hornfels hornblendífero (con sillimanita + biotita + cordierita + andalucita) y de albita - epidoto.

De acuerdo con Llambías *et al.* (1998) y Rapela *et al.* (1998), el batolito Cerro Áspero participó del evento magmático y anorogénico que caracteriza la evolución petrotectónica tardío - famatiniana de las sierras de Córdoba y San Luis. Al respecto, Pinotti *et al.* (2002) proponen la construcción del cuerpo batolítico mediante sucesivos eventos de emplazamientos de un magma granítico a partir del Devónico. Estos eventos según dichos autores se iniciaron con el emplazamiento del plutón Alpa Corral, continuaron con el emplazamiento sincrónico de dos intrusiones circulares coalescentes que formaron el plutón El Talita y concluyeron con el emplazamiento del plutón Los Cerros siguiendo una trayectoria NNO. Pinotti *et al.* (2002) postulan además para el emplazamiento del cuerpo

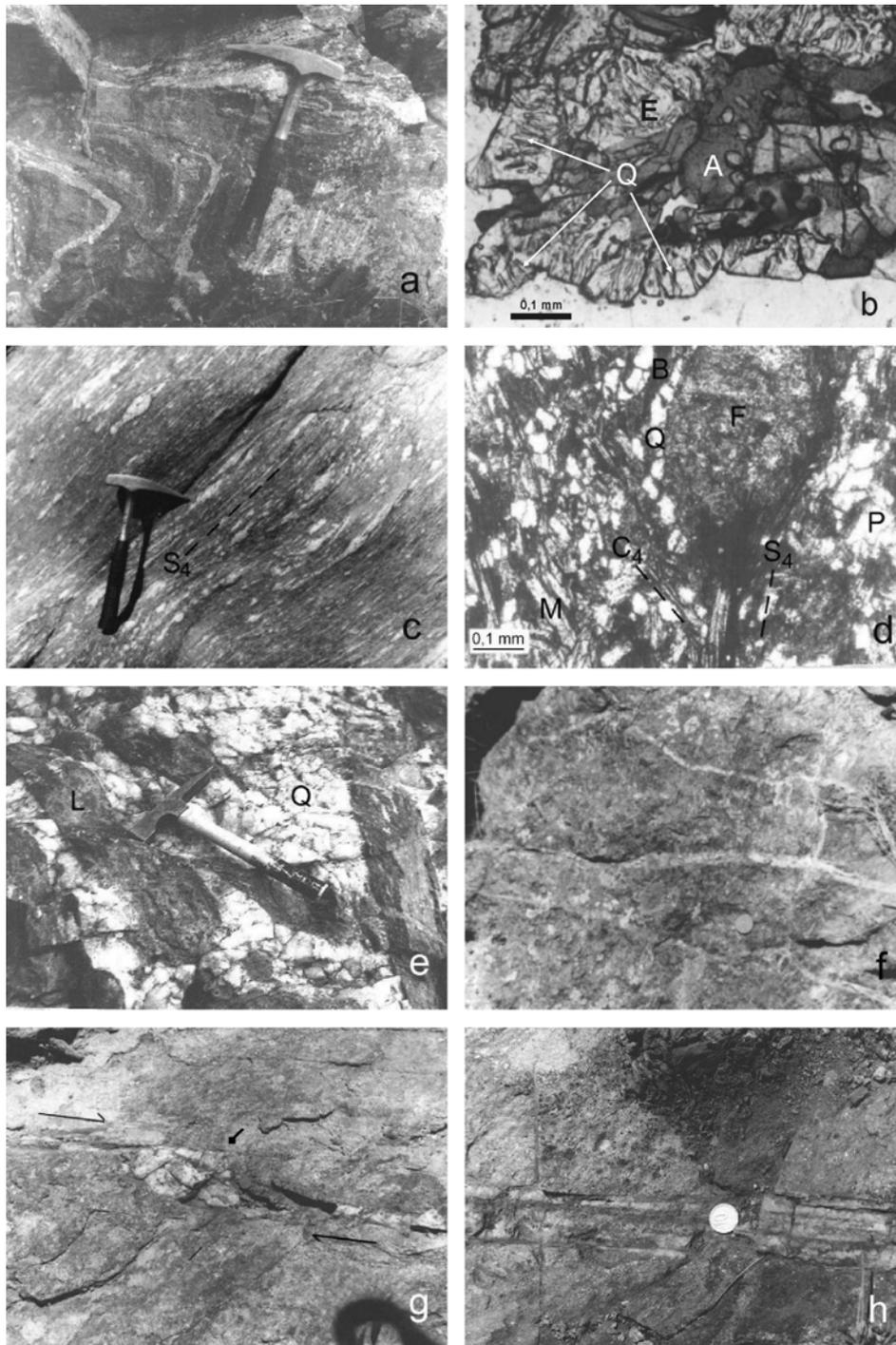


Figura 3: **a)** Anfibolita foliada y plegada de la Formación La Aguada. **b)** Imagen microscópica (nicos paralelos) de una textura en corona alrededor de diópsido (D) integrada por anfíbol (A) y una simplectita de vermes de cuarzo (Q) en epidoto (E). **c)** Milonita con fluxión, donde se indica las trazas de la superficie S_4 . **d)** Imagen microscópica (nicos paralelos) de milonita con porfiroclasto de feldespato alterado (F) y matriz compuesta de cuarzo (Q), plagioclasa (P), muscovita (M) y biotita (B). Se indican las trazas de la superficie S_4 y del clivaje de transposición C_4 . **e)** Vista de un sector de la brecha San Virgilio, con fragmentos líticos (L) y cemento de cuarzo (Q). **f)** Venillas extensionales y rectilíneas de cuarzo. **g)** Vena de cuarzo sigmoidal con indicación de dirección de desplazamiento relativo sobre el plano de cizalla. Se señala un sitio de tracción. **h)** Vena de cuarzo afectada por fracturamientos sucesivos y textura laminada (véase detalle en figuras j y l). **i)** Detalle de una veta laminada de cuarzo (Q), turmalina (T) y wolframita (W). **j)** Fotomicrografía de cuarzo con inclusiones de minerales y fluidas en planos paralelos a la laminación de la vena de la figura h. **k)** Vista de un tabique de roca de caja en una vena de cuarzo debilmente laminada. **l)** Fotomicrografía (nicos cruzados) que ilustra una porción de un cristal de cuarzo recrystalizado en bandas paralelas a la laminación de la vena y con bordes aserrados. **ll)** Fotomicrografía de inclusiones fluidas (nicos paralelos) dispuestas en un plano paralelo a la laminación de la vena de la figura h. **m)** Fotomicrografía (nicos cruzados) de un sector de una vena de cuarzo de grano mediano (Q) que ilustra espejos de fricción (*slickensides*) (s) con cuarzo de grano fino recrystalizado (Qr).

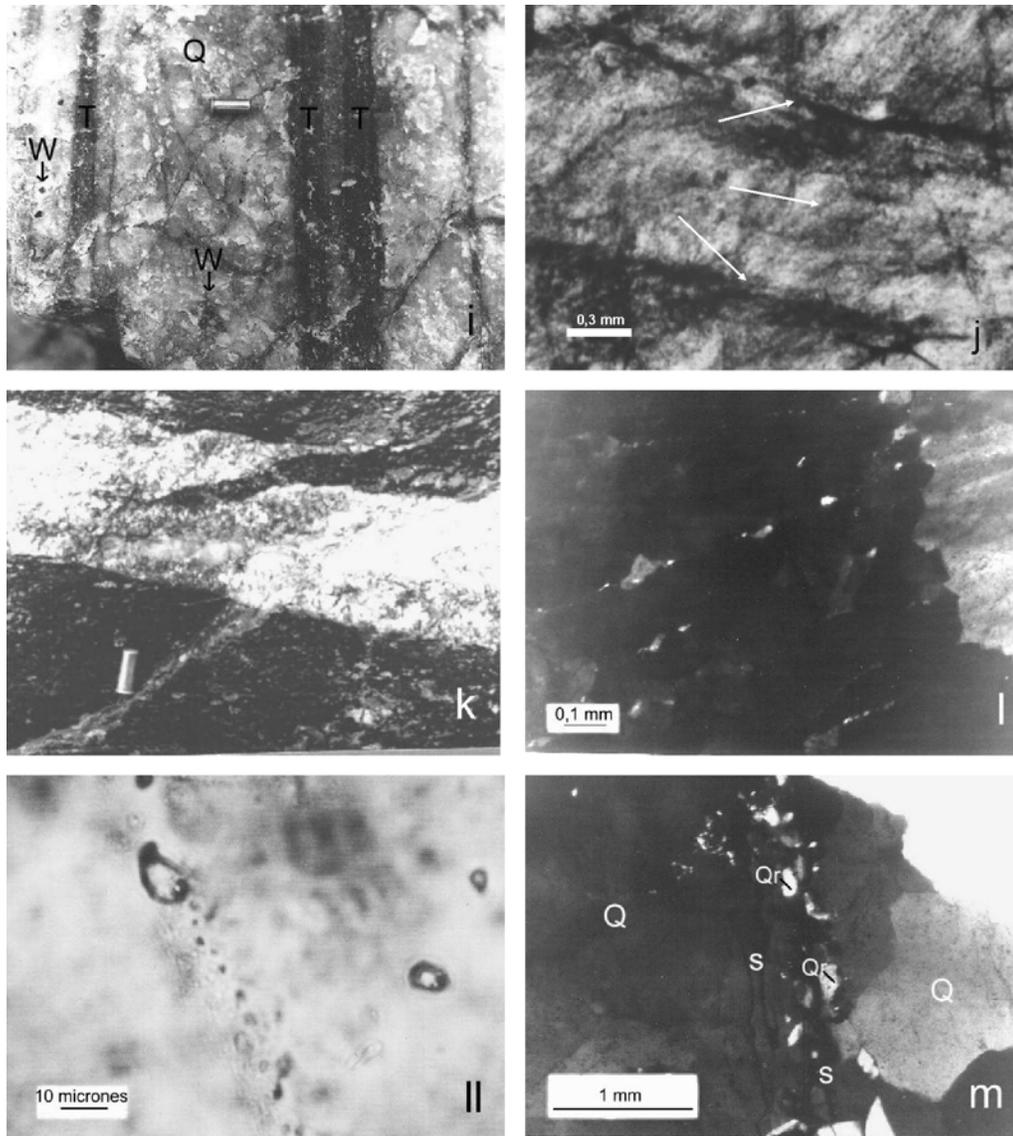


Figura 3: Continuación.

de dimensiones batolíticas, una profundidad inferior a los 7 kilómetros, un mecanismo de asimilación y ascenso magmático (*Aufstimmung = stoping*) con un importante control estructural ejercido por el movimiento de fracturas maestras en un régimen tectónico extensional.

En cuanto a otras manifestaciones de rocas graníticas, en la región norte del distrito minero se reconocen cuerpos aplíticos y pegmatíticos simples constituidos por agregados de cuarzo y feldespato, con escasa muscovita y biotita, y Pinotti *et al.* (2002) describen para el sur del distrito diques sin-magmáticos, tardío-magmáticos y post-magmáticos con textura aplítica a granosa mediana y pegmatítica y con una composición monzogranítica.

Cataclasitas: son rocas de la serie cataclástica producto de una deformación frágil y con una fábrica cohesiva isótropa que están expuestas en una faja regional de rumbo N de 70 km de extensión y aproximadamente 400 m de ancho. Afloran

en el ámbito del cauce del río Guacha Corral (Fig. 1), y más al norte, al de los ríos del Durazno, Yacanto y San Miguel (Martino 1993). Las cataclasitas limitan por el este el área de estudio. Son rocas de falla que poseen una importante reducción del tamaño de grano y un color gris verdoso debido a la presencia de clorita, mineral que alcanza una proporción próxima al 60 % en la roca.

Propuesta de evolución estructural y metamórfica del distrito

La evolución de las etapas de deformación y metamorfismo para esta porción de corteza de las Sierras Pampeanas de Córdoba es compleja; no obstante, considerando las foliaciones, pliegues y lineamientos se pueden definir seis eventos deformacionales y metamórficos relacionados con tres ciclos tectónicos principales.

Evento deformacional 2 (D_2 - M_2)

Se reconoce a través de una foliación metamórfica identificada como S_2 por Mutti *et al.* (2001), la cual coincide con el bandeamiento y las estructuras migmatíticas de las metamorfitas e involucra la asociación de cuarzo + plagioclasa + biotita + granate \pm sillimanita \pm feldespato potásico de los gneises biotíticos granatíferos con sillimanita y migmatitas.

La foliación S_2 posee una actitud estadística general $341^\circ/51^\circ$ ENE (Fig. 4 a) y se vincula con el polo estadístico medio $344^\circ/44^\circ$ ENE descripto para la foliación migmatítica de las estromatitas de Huerta Vieja por Guerreschi y Martino (1998) que afloran al este del área, véase figura 1. Esta foliación relictica se atribuye a la deformación D_2 y al pico metamórfico regional M_2 que habría alcanzado condiciones de alto grado (776°C y 790 MPa) en la región centro oriental de la sierra de Comechingones (Guerreschi y Martino 2002). Estos últimos autores reconocen una deformación y metamorfismo previo de grado medio (D_1 , M_1) que se conserva en estructuras relicticas en el granate.

Evento deformacional 3 (D_3 - M_3 y M_4)

El evento deformacional D_2 - M_2 evolucionó en una etapa sin-migmatítica a pos-migmatítica mediante un intenso retrabajo y transposición de la foliación. Esta evolución involucró la generación de una foliación milonítica S_3 , cuya actitud estadística media es $332^\circ/48^\circ$ NE (Fig. 4 a). La deformación dinámica produjo fajas anisótropas en una amplia gama de escalas de observación del terreno, desde milimétrica hasta del orden kilómetro. Entre las fajas de deformación se destaca la zona de cizalla de magnitud regional que controló el emplazamiento tectónico de las rocas máficas de la Formación La Aguada con un rumbo general NNO ($\sim 337^\circ$); aunque en el ámbito oriental del distrito se detalla una actitud cambiante y comprendida entre 341° en la zona del conjunto Fischer y 327° al NO del puesto Rodeo Lindo (Fig. 2).

La deformación milonítica se habría producido a altas temperaturas e involucró un metamorfismo de alto a mediano grado M_3 , que se conserva por la asociación relictica clinopiroxeno + anfíbol + plagioclasa + ilmenita-hematita + espinelo verde de las anfíbolitas y cuarzo + plagioclasa + biotita + granate + sillimanita \pm feldespato potásico de gneises y migmatitas. También se vincula a venas de material leucocrático, nódulos con estructura s, lineación mineral (L_3) de cuarzo, sillimanita, anfíbol y clinopiroxeno y a bandas granoblásticas de cuarzo y feldespato poligonales. No obstante, el pasaje en las anfíbolitas del grupo macizo de la Formación La Aguada de clinopiroxeno a hornblenda y de hornblenda a epidoto + cuarzo, junto al de los óxidos de hierro y titanio (ilmenita + hematita) a titanita en microestructuras coroníticas y simplectíticas, indica una retrogradación metamórfica (M_4) que alcanzó la facies de epidoto – anfíbolita o de esquistos verdes. La retrogradación se localiza principalmente en fajas extensas pero estrechas ubicadas a lo largo de la zona central de la Formación La Aguada y a través de la participación de muscovita con una lineación L_3 en las restantes metamorfitas de la comarca.

Los eventos M_3 y M_4 se interpretan asociados a fajas dinamometamórficas que afectaron la comarca y se correlacionan con un cizallamiento simple que, de acuerdo con Yardley (1989) y White y Clarke (1997), podría promover el desarrollo de canales conductores de fluidos con un gradiente de presión de H_2O relativamente alto (con formación de minerales hidratados como los anfíboles y el epidoto hallados) y áreas circundantes sometidas a una descompresión que incrementarían en grado metamórfico (como lo indica la presencia de clinopiroxeno y plagioclasa cálcica en las anfíbolitas).

Se interpreta además, que durante el evento de cizallamiento simple D_3 y como consecuencia de un acortamiento tectónico, se desarrollaron pliegues (P_3) preservados en las anfíbolitas con una yacencia estadística media de plano axial $323^\circ/8^\circ$ NE y ejes buzantes hacia el SSE (Mutti *et al.* 2001). Guerreschi y Martino (1998) describen en Huerta Vieja la presencia de pliegues abiertos dispuestos con planos axiales $322^\circ/60$ - 90° NE y ejes orientados $316^\circ/20^\circ$ ESE, pliegues intrafoliares de orientación $140^\circ/10^\circ$ y pliegues mayores definidos por una foliación dispersa entre los polos $135^\circ/9^\circ$ ESE y $142^\circ/17^\circ$ ESE que se homologan en actitud a la deformación señalada para el distrito.

Se destaca que los eventos D_2 - M_2 y D_3 - M_3 , M_4 definieron la estructuración más antigua NNO reconocida en la comarca y se interpreta que su evolución se efectuó a través de una trayectoria metamórfica dentro de un dominio cortical común y relacionado con un ambiente reológico dúctil - frágil asignable al Ciclo Pampeano en acuerdo con las propuestas de Martino *et al.* (1995), Guerreschi y Martino (1998 y 2002) y Mutti *et al.* (2002 b).

Evento deformacional 4 (D_4 - M_5 y M_6)

La foliación S_3 en el distrito fue afectada por una foliación milonítica S_4 con orientación estadística media $348^\circ/40^\circ$ ESE que se dispersa en un abanico de 45° hacia el cuadrante NNE (Fig. 4 a). Los rasgos miloníticos que definen la faja de cizalla de Guacha Corral (Martino 1993; Fagianio *et al.* 2002 y Masquère 2001) se extienden aproximadamente unos 120 km desde la culminación austral de la sierra de Comechingones hasta el sur del batolito de Achala, generando foliaciones, fábricas S-C y pliegues mesoscópicos de un estilo muy variado. En el distrito la faja de cizalla está expuesta con un ancho de 12 km y la deformación dúctil – frágil involucrada muestra un aumento progresivo desde el este hacia el oeste. Investigaciones recientes de los autores permiten sugerir una continuación norte de la faja milonítica a través de las fajas de deformación Ambúl - Mussi, Los Túneles y Guasapampa (Mutti *et al.* 2003).

Durante la deformación cizallante submeridional se desarrollaron pliegues mesoscópicos ($P_{4.1}$) apretados e isoclinales y del tipo similar, con ejes orientados al NNE (15° a 30°), N y NNO (340° a 330°) que buzán en general hacia el cuadrante N y con planos axiales subverticales, los cuales poseen una foliación de plano axial paralela a la foliación milonítica. Se observan estructuras menores como una lineación mineral (L_4) y pliegues en acordeón subcentimétricos (*kink bands*) ($P_{4.1}$). Masquère (2001) identifica lineación de filosilicatos con orien-

tación variable entre N 20° y 50° y pliegues en acordeón subcentimétricos con posición 15°/ 25° ESE paralela a la esquistosidad de las rocas gnéisicas con mayor porcentaje de filosilicatos. Al sur del distrito, en rocas equivalentes del Complejo Monte Guazú, Otamendi *et al.* (1996) reconocen pliegues centimétricos a métricos tardíos (P_{4.2}) con un estilo deformacional muy variado, de orientación ~ E - O y ejes dispersos entre los polos 264° y 305°.

A la foliación S₄ se asocian porfiroclastos de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y granate en los gneises milonitizados (Fig. 3 d) y de hornblenda y epidoto en las anfibolitas, y su registro macroscópico más conspicuo se destaca en rocas de protolito gnéisico. La deformación habría involucrado de manera secuencial dos tipos de asociaciones mineralógicas en la matriz de las milonitas de protolito gnéisico y anfibólico, una de facies de anfibolita (M₅) compuesta por neobiotita + sillimanita acicular + muscovita y por hornblenda + epidoto + biotita ± actinolita ± clinozoicita respectivamente y otra retrógrada de facies de esquistos verdes (M₆) constituida por clorita + sericita y por clorita + tremolita – actinolita + carbonatos + arcillas + hematita + goethita respectivamente. De acuerdo con Spear (1995) las asociaciones M₅ pertenecen a la serie de milonitas generadas en un dominio dúctil y facies de anfibolita, mientras que las M₆ al dominio frágil y facies de esquistos verdes.

De acuerdo con los indicadores cinemáticos, incluyendo sombras de presión, fabricas S-C y estructuras σ y δ , se interpreta que la deformación submeridiana de Guacha Corral responde a una cizalla de tipo inverso con una dirección de transporte tectónico hacia el oeste, tal como fue señalado por Fagiano *et al.* (1997 y 2002), entre otros autores. En cuanto a la deformación y metamorfismo involucrado, sus relaciones temporales y características permiten establecer una correlación con la evolución de eventos acontecidos desde el dominio D₃ hasta el dominio D₄ durante el ciclo Famatiniano (Ordovícico temprano- pre-Devónico tardío) por Rapela *et al.* (1998) y Baldo *et al.* (1999).

Evento deformacional 5 (D₅)

La intrusión granítica Cerro Áspero generó perturbaciones tectónicas y la reactivación de tectolíneas; involucró la movilización de soluciones hidrotermales en su etapa tardía a través de estructuras primarias y secundarias del basamento, la alteración hidrotermal de las rocas y la depositación de cuarzo en estructuras bandeadas (*ribbon*), laminadas y brechosas, entre otras, durante sucesivos pulsos de cristalización relacionados con mecanismos de extensión y de cizalla en torno a los plutones El Talita y Los Cerros.

En particular, la fábrica planar submeridiana de Guacha Corral (S₄) controló el emplazamiento del magma granítico (Pinotti 1998 y Pinotti *et al.* 2002). Sin embargo, la trayectoria NNO destacada por Pinotti *et al.* (2002) para el emplazamiento de los tres plutones que integran el cuerpo batolítico, se interpreta controlada por las anisotropías S₂ y S₃ descriptas para esta porción del basamento. Se destaca además, que la geometría de los plutones de forma circular se resuelve en detalle mediante polígonos, cuyos segmentos medidos son de azimut 340°, 330°, 305°, 280°, 0°, 20° y 30°. Estas direcciones son equi-

valentes a las indicadas para los lineamientos surgidos de la tectónica pampeana y famatiniana. Al respecto, las tectolíneas que se revelan mediante fotografías aéreas en el distrito son numerosas y es notorio el control ejercido por ellas en los cuerpos mineralizados. El azimut predominante es ONO (305°, 295° y 315°) y ~ N (5°), aunque se destacan con menor frecuencia, pero con mayores dimensiones las orientadas al NNO y NNE (Figs. 2 y 4 b).

Los rasgos descriptos sustentan a partir del Devónico tardío y durante el famatiniano tardío o el post – famatiniano (Baldo *et al.* 1999) un comportamiento reológico frágil – dúctil a frágil para las rocas del basamento y una mineralización que sigue un patrón de distribución condicionado por anisotropías previas del basamento.

Evento deformacional 6 (D₆)

Comprende la reactivación de los lineamientos antiguos a partir del Jurásico superior – Cretácico inferior e involucra a los ciclos Gondwánico y Andico. A este evento corresponde la formación gondwánica de los grupos mineros portadores de fluorita: Los Cerros Negros, Bubu, Alpa Corral y Francisco (Bonalmi *et al.* 1999) y la principal estructura ándica que se ubica al este del distrito y que define a las cataclásitas del Guacha Corral, por donde drena actualmente hacia el norte el río homónimo (Martino 1993). Los lineamientos en conjunto controlaron el diseño de la red de drenaje y las geoformas, luego del alzamiento tectónico y del basculamiento de los bloques de basamento en el Cenozoico.

Los depósitos del distrito minero Cerro Áspero

Los depósitos wolframíferos del distrito tienden a concentrarse próximos al contacto norte del batolito Cerro Áspero; se emplazan en milonitas, ortoanfibolitas de la Formación La Aguada y en el granito subordinadamente (Fig. 2). Dada la amplitud del distrito y el patrón de distribución de los depósitos, se los subdividió en 6 conjuntos para facilitar su caracterización, que de este a oeste son: Fischer, Rodeo Lindo, San Virgilio, Pilcada, Número Cinco y Cerro Áspero. Los conjuntos combinan tres estilos de mineralización: diseminada, en cuerpos de brecha del tipo chimenea (*pipe*) y en enjambre de venas, vetas y mantos (González Chiozza y Mutti 2002).

La *mineralización diseminada* alcanza un 2 % del volumen de roca y se concentra en la roca granítica y en los conjuntos Cerro Áspero y Número Cinco principalmente. Está representada por molibdenita junto a escasa wolframita y sulfuros de metales base.

Los *cuerpos de brecha tipo chimenea* constituyen conductos verticales desarrollados a modo de cilindros en las metamorfitas y se localizan en los conjuntos Fischer, San Virgilio y Cerro Áspero (Fig. 2). Se ubican próximos a la roca granítica, en sitios de intersección entre lineamientos tectónicos de orden regional y secundarios interpretados como ambientes dilatacionales. La Brecha San Virgilio sobreyace el Granito El Talita y aflora a 1.803 m s.n.m., se extiende en profundidad unos 120 m de acuerdo con los datos obtenidos por perforaciones (Aguilar S.A. 1983). En

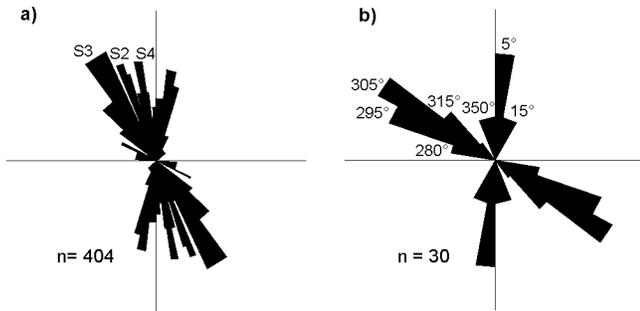


Figura 4: a, Diagrama estadístico de foliaciones para la región centro norte del distrito y b, diagrama estadístico de rumbos de lineamientos L_5 - L_6 tomado de Masquère (2001). Se indica número de datos (n).

planta el cuerpo es de sección elipsoidal y alcanza 310 m en la dirección NNE (25°), mientras su eje menor es de 70 metros. Este cuerpo de brecha se ubica en la intersección entre dos fajas de cizalla secundarias, una de ellas con posición 285° y la restante de azimut 25° , aunque esta última faja prosigue hacia el norte con actitud meridional. Las direcciones de estos lineamientos se interpreta que fueron condicionadas por el evento deformacional D_4 , pues poseen posiciones coincidentes con el clivaje de plano axial de estructuras $P_{4.2}$ y $P_{4.1}$ y con la foliación milonítica S_4 respectivamente.

La Brecha Fischer o Cerro Rico aflora en la Formación La Aguada y cerca del Granito El Talita a los ~ 1.615 m s.n.m. En planta es de sección elipsoidal, con un eje de azimut 285° y 80 m de extensión y otro de rumbo N 20° y 50 m de longitud. Se emplaza en la intersección entre el lineamiento de envergadura regional y azimut 337° que controló la disposición de las Anfibolitas La Aguada y la cizalla secundaria de dirección 285° que alberga la Brecha San Virgilio (Fig. 2). Estas orientaciones se vinculan con el patrón de lineamientos S_3 y $P_{4.2}$ desarrollados durante las deformaciones D_3 y D_4 respectivamente.

La Brecha Cerro Áspero está expuesta al norte del Granito Los Cerros y aflora a los 1.650 m s.n.m.; en planta adquiere forma elipsoidal con un eje de azimut $\sim 295^\circ$ y 50 m de extensión y otro de rumbo \sim N 20° y 30 m de longitud. Se ubica en la intersección entre una cizalla secundaria de dirección N y otra con orientación 303° . Estas direcciones responderían a estructuras generadas durante la deformación D_4 y se emparentan con el rumbo de la foliación S_4 y del clivaje de plano axial de estructuras $P_{4.1}$ y $P_{4.2}$ respectivamente.

Los cuerpos de brecha están constituidos por un $\sim 85\%$ de fragmentos angulosos de milonita, ortoanfíbrolita, aplita y cuarzo de veta, con tamaño entre escasos centímetros y 4 metros (Fig. 3 e). El $\sim 15\%$ restante es cemento que involucra cuarzo con diseminaciones de wolframita, pirita, calcopirita, molibdenita, apatita, muscovita, fluorita y turmalina. En los sectores más externos de las brechas, los fragmentos tienen escaso desplazamiento y/o rotación, mientras que hacia el centro evidencian contornos difusos y redondeados indicando un transporte intenso, alteración hasta perfusiva y estructuras de re-empaquetamiento mecánico. El cemento define cuerpos filonianos de espesor variable entre el centímetro y el metro. La muscovita se ubica en salbandas con una orientación transversal a los contactos y en individuos de grano fino a grueso. El cuarzo, principal componente del cemento, de-

sarrolla agregados macizos de grano mediano a grueso, de color blanco lechoso y gris, y en ocasiones se observan drusas y geodas con muscovita, fluorita y cuarzo ahumado y rosado.

Los rasgos señalados para los cuerpos de brecha del distrito, de acuerdo con la clasificación descriptiva y genética de Corbett y Leach (1997) y Sibson (1986), indican cuerpos con estructura hidráulica en mosaico y rotacional subordinada que habrían sido generados durante un proceso magmático - hidrotérmico con una alta presión inicial de volátiles en el fluido.

Las *vetas*, *venas* y *mantos* son las formas de cuerpos más difundidas en el distrito y su participación es significativa en todos los conjuntos mineros. Poseen potencia variable entre 0,80 y 0,01 metro, longitudes entre 800 y 3 metros, una profundidad próxima a 100 m y dominan las yacencias subverticales. Son cuerpos extensionales que ocupan fracturas y grietas discontinuas y están acompañados por venillas que se ramifican y entrelazan (Fig. 3 f); las vetas y venas integran filones de unos 5 m de potencia y cada paquete mineralizado forma fajas de unos 25 m de espesor. Los cuerpos cuarzosos desarrollan estructura escalonada (en *échelon*), sigmoidal, y se afinan hacia los extremos haciéndose prácticamente imperceptibles dentro de las metamorfitas o la roca granítica (Fig. 3 g). En esta última litología, la mineralización desarrolla frecuentes microestructuras brechosas y puentes ligantes oblicuos y rectilíneos con respecto a la traza principal de la fisura.

Estos tipos de depósitos se distribuyen en tres sistemas que definen un lineamiento principal y dos subordinados. El lineamiento principal es de dirección ONO (285°) y de él participan los conjuntos Fischer, San Virgilio, Pilcada y Número Cinco; mientras que los restantes están determinados por la dirección NNO (337° a 341°) y los conjuntos Fischer y Rodeo Lindo, y por la orientación N (0°) y los conjuntos Pilcada y Cerro Áspero (Fig. 2).

La corrida ONO (285°) tiene ~ 7 km de longitud, un ancho variable entre 1 y 2 km y aflora entre los 2.170 y 1.635 metros sobre el nivel del mar. La Brecha San Virgilio se ubica hacia su zona central. Esta corrida está dominada por vetas y venas hospedadas en rocas de la serie milonítica y subordinadamente, en granito.

La corrida NNO (337°) es discontinua y se aloja en las ortoanfíbrolitas de la Formación La Aguada, su longitud es de unos 3,5 km y está caracterizada por la participación de mantos y cuerpos subconcordantes con las foliaciones S_2 y S_3 de las anfíbrolitas. En el conjunto Fischer la mineralización se ubica dentro de una zona de 1,5 km de corrida por 0,9 km espesor y se dispone en el sector occidental de la faja de ortoanfíbrolitas, próxima al contacto con los gneises miloníticos. En este conjunto la mineralización aflora entre los 1.470 y 1.615 m s.n.m. y reaparece al norte aproximadamente a los 1.670 m s.n.m. en las anfíbrolitas del conjunto Rodeo Lindo. Al oriente, los depósitos están limitados por milonitas poco potentes y conspicuos niveles de anfíbrolita del grupo macizo con actitud media $337^\circ/36^\circ$ NE.

En cuanto a la corrida N (0°), tiene una longitud próxima a 10 km y participan vetas y mantos alojados en granito, milonita y anfíbrolita. Los depósitos afloran entre los 1.650 y 2.000 m s.n.m. y la Brecha Cerro Áspero se ubica próxima a la zona central de la corrida.

La observación macroscópica y microscópica de los cuerpos tabulares mineralizados en la comarca indica la participación de salbandas muscovíticas con cuarzo granoso fino, homologables a las descriptas para los cuerpos de brecha y una paragénesis precipitada a partir de múltiples episodios mineralizantes e integrada por wolframita, molibdenita, bismutinita, wittichenita, bismuto, miharaíta, geffroyita, estanoídita, bornita, calcopirita, pirita, esfalerita, galena, altaíta, oro, cuarzo, muscovita, turmalina, feldespato potásico, apatita, topacio, fluorita y albita (González Chiozza y Mutti 2002, y González Chiozza 2004). Los cuerpos poseen a escala mesoscópica paredes planas y paralelas, aunque también pequeñas irregularidades que indican el vector de apertura o la dirección de extensión (Fig. 3 g). En ocasiones, las vetas y mantos en el contacto con la roca de caja contienen pequeños tabiques de metamorfitas o roca granítica y conservan una microestructura brechosa con wolframita diseminada. Se observan tanto cuerpos de relleno con crecimiento simple y textura maciza, bandeada, en peine, en diente de perro y de geodas, así como cuerpos de relleno con múltiples episodios de crecimiento (Fig. 3 h). Estos últimos cuerpos poseen cuarzo y mica recrystalizada y las mayores leyes de elementos metálicos ($> 1\% \text{ W}_2\text{O}_3$, 0,18 g/t Au). Tienen textura maciza, laminada (Figs. 3 h e i) y del tipo bandeado (*ribbon*) y están integrados por cristales elongados que alcanzan unos 4 cm de longitud, de modo tal que se clasifican con el término genérico de cuerpos fibrosos de acuerdo con Mügge (1928) y serán motivo del análisis que se expone a continuación.

Significado de los cuerpos fibrosos mineralizados del distrito

El término de venas, vetas o mantos fibrosos fue incluido por Mügge (1928) y Durney y Ramsay (1973) para definir cuerpos minerales integrados por cristales de hábito fibroso; de acuerdo con dichos autores, los cristales fibrosos son aquellos cuyo eje de mayor crecimiento se dispone paralelo a la dirección de mayor distensión de la roca, son cristales extremadamente elongados y con una relación largo / ancho aproximadamente constante e igual a 100/1. Los cristales de hábito fibroso también se citan en la literatura como fibras (*fibres*, término empleado por Cox y Etheridge 1983) o cristales estirados (*stretched crystals*, término aplicado por Durney y Ramsay 1973), y dependiendo de que su crecimiento se efectúe desde ambas salbandas hacia el centro de la cavidad o desde una sola de ellas se denomina a los cuerpos minerales bitaxiales o unitaxiales (*bitaxial or unitaxial*) respectivamente.

Los cristales fibrosos determinan una clase particular de relleno asociado con sitios de extensión; es una microestructura que preserva información sobre la condición del campo de esfuerzo durante el crecimiento mineral y define la dirección del esfuerzo mínimo (σ_3) como paralela al eje de alargamiento del agregado cristalino y además, indica sucesivos incrementos en la trayectoria de estiramiento de la cavidad que alberga la mineralización (Cox y Etheridge 1983; Ramsay y Huber 1983; Jessell *et al.* 1994). El mecanismo conducente a la formación de cristales fibrosos de acuerdo con Ramsay (1980), es el de cierre con fracturamiento y relleno (*crack seal*) y requiere de

un ambiente donde la producción del fluido derive de la disolución de los minerales por presión, a partir de los constituyentes de la roca en puentes compresivos (Principio de Riecke) y de una acreción continua del material dentro de un sistema cerrado de fluidos. De acuerdo con Ramsay (1980), los cuerpos minerales gestados mediante mecanismos de cierre con fracturamiento y relleno (*crack seal*) involucran el crecimiento sucesivo a través de numerosos ciclos de apertura de la discontinuidad (*crack*), seguidos por el relleno de la cavidad mediante fluido y un sobrecrecimiento o acreción de los cristales pre-existentes (*seal*). Este mecanismo de crecimiento se manifiesta en los cuerpos tabulares del distrito mediante rasgos similares a los descriptos por Ramsay (1980), Jessell *et al.* (1994) y Robert y Poulsen (2001) para otras localidades y que son: 1) entrapamiento de inclusiones de minerales que integran la roca de caja (Fig. 3 j), 2) tabiques o puentes de roca de caja (Fig. 3 k), 3) desarrollo de bordes cristalinos aserrados por disolución e interferencia entre cristales (Fig. 3 l) y 4) participación de inclusiones fluidas que se alinean en los cristales guardando una orientación paralela y transversal a la interfase roca de caja – cuerpo mineralizado (Fig. 3 ll).

Se destaca que dentro de la clasificación de cristales fibrosos, una de las morfologías cristalinas detectada en los depósitos de alta ley del distrito con mayor frecuencia, corresponde a la subcategoría de cristales elongados en bloque (*elongate – blocky crystals*). Este término redefinido por Fisher y Brantley (1992), y más recientemente por Bons y Jessell (1997) y Bons (2001), comprende cristales de tamaño y forma variada, con una relación largo / ancho inferior a 100 / 1 pero, que en promedio cada individuo cristalino desarrolla un ancho de grano que se incrementa hacia la dirección de su crecimiento progresivamente.

Las investigaciones efectuadas por Bons y Jessell (1997), Bons (2001) y Urai *et al.* (1991) demuestran que los cristales elongados en bloque no sólo se originan a partir de soluciones supersaturadas que rellenan y cristalizan minerales interfiriéndose mutuamente dentro de la cavidad (Tang *et al.* 1990, Bennema 1996), sino que también se generan por el mecanismo de cierre con fracturamiento y relleno, cuando la velocidad de crecimiento del agregado cristalino es aproximadamente igual a la velocidad de apertura de la cavidad. Por lo tanto, si se aplica la metodología de trabajo de Hilgers *et al.* (1997) a los cuerpos tabulares de alta ley del distrito, empleando el patrón de inclusiones en cristales de cuarzo de hábito fibroso y elongados en bloque, se puede estimar una velocidad de crecimiento de las cavidades del distrito de ~ 20 órdenes, donde cada orden de apertura significa unos ~ 100 micrómetros. Los rasgos hallados reflejan además, un equilibrio continuo entre el volumen de fluido liberado y portador de los elementos metálicos removilizados, la velocidad de crecimiento de los minerales y el vector de extensión de las cavidades del sistema. La edad correspondiente a uno de estos ciclos mineralizantes en el distrito ha sido determinada en $343,8 \pm 10,8$ Ma, mediante una datación K/Ar realizada sobre muscovita en venillas que afectan al cuarzo macizo (análisis efectuado en *Activation Laboratories Ltd.*, Canadá). Finalmente se destaca para una parte de los cuerpos cuarzosos del distrito, una etapa de mineralización tardía, la cual estuvo vinculada con grietas y estrías en los espejos de fricción

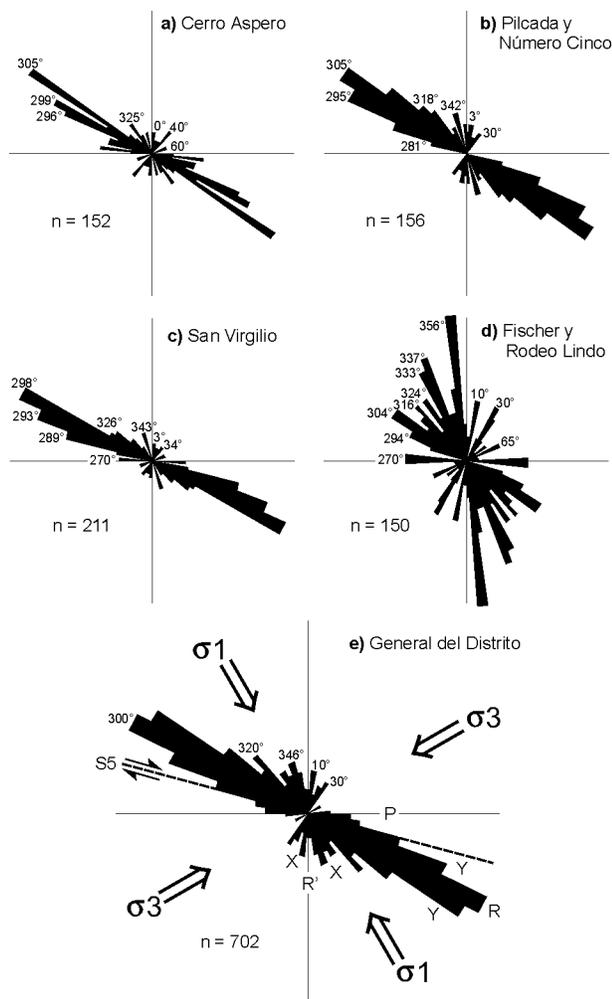


Figura 5: Diagramas estadísticos de rumbos de vetas, venas y mantos para los conjuntos mineralizados portadores de wolframita. Se indica número de datos (n).

(*slickensides*) con superficies C_5 , a lo largo de las cuales la mineralización se reconcentró y el cuarzo fue deformado y recrystalizado dinámicamente con un tamaño de grano más fino que en el resto del agregado (Fig. 3 m). Esta deformación frágil en el medio rocoso habilitó probablemente, la última generación de cuarzo, muscovita, turmalina, wolframita y sulfuros de metales base, determinándose así el último incremento de ley de los depósitos (véase González Chiozza y Mutti 2002 y Mutti *et al.* 2002 a).

Discusión

Disposición de los cuerpos mineralizados y discusión de la cinemática asociada

Como se indicó en los capítulos precedentes, la mineralización del distrito forma tres sistemas de lineamientos integrados por vetas, venas y mantos, cuyo patrón de deformación interno corresponde al de relleno de fisuras del tipo ligadas con curvatura sigmoidal a simple y en escalón subor-

dinadamente. Pero, para precisar el patrón de deformación macroscópico se procedió a la observación y medición de 702 posiciones en cuerpos minerales, incluyéndose entre ellos a los cuerpos de brecha, considerados en escalas de trabajo variables entre 1: 25.000 y 1:10. El tratamiento estadístico para los principales conjuntos mineros se sintetiza en la figura 5 y establece la orientación 300°/ 87° SSO y 78° NNE como la de mayor frecuencia; en importancia le siguen las posiciones 320°/ 31° NE, 346°/ 23° ENE, 10°/ 31° ONO y 30°/ 15° ESE (Fig. 5 e). Se señala una dispersión de valores en torno a las direcciones 300° y 346°, con orientaciones comprendidas entre 270° - 318° y 324° - 0° respectivamente.

La dirección 300° y sus subsidiarias domina en los cuerpos de los lineamientos con rumbo ONO y N (conjuntos San Virgilio- Pilcada - Número Cinco - Fischer y Pilcada -Cerro Áspero respectivamente), mientras que las orientaciones 356°/ 38° ENE, 343°/ 86° ENE, 337°/ 47° NE y 333°/ 44° NE cobran especial relevancia en el lineamiento NNO que gobierna los conjuntos Fischer y Rodeo Lindo (Fig. 5).

Los datos estadísticos, junto a la forma y distribución de los cuerpos mineralizados en cada sistema se ajustan notablemente con un patrón de fracturamiento discontinuo y acorde con el modelo de Riedel definido para un ambiente frágil - dúctil de la corteza (Riedel 1929; Ramsay 1977).

De acuerdo con el modelo propuesto y sobre la base de los indicadores cinemáticos hallados durante este estudio, las direcciones estadísticas 300° y ~ 0° corresponden a los juegos conjugados Riedel (R) yanti-Riedel (R') respectivamente, donde las fracturas R de dirección ONO (~ 300°) son sintéticas y dextrales, mientras que las R' de rumbo N (~ 0°) son antitéticas y sinestras (Figs. 2 y 5 e). Estas fracturas guardan una relación angular teórica de ~ 15° y ~ 75° respectivamente, con respecto a la zona de cizallamiento (S_5) que las generó y cuya traza se ubica con azimut 285° dentro de la comarca estudiada (Fig. 2). Esta faja de cizalla simple y dextral (S_5) controló el principal sistema o lineamiento mineralizado y su carácter rotacional determinó cuerpos de mena con un sentido horario de movimiento dentro de la faja y luego de la aplicación de un campo de esfuerzo sostenido en el tiempo. Al respecto, la bisectriz aguda formada por el sistema conjugado de juegos Riedel y anti-Riedel define una posición de 330° para la dirección del esfuerzo principal máximo (σ_1) responsable de la zona de transcurrencia (S_5) y la posición 60° para el esfuerzo principal mínimo (σ_3), véase figura 5e .

Como en sistemas transcurrentes evolucionados o maduros, se reconocen en el distrito otros juegos de discontinuidades que también fueron favorecidos por las anisotropías del basamento y el comportamiento reológico de los materiales rocosos. Entre ellos se destaca: 1) el juego sintético P, con actitud 270° y participación en los conjuntos Fischer y San Virgilio principalmente, 2) los juegos X, complementarios de los juegos Anti-Riedel y con modas en valores 346°, 10° y 30°, y 3) los juegos Y que expresan en escala subordinada la posición y cinemática de la faja de cizallamiento principal (S_5) y se dispersan entre las posiciones 270° y 320° aproximadamente.

En particular, entre los juegos complementarios X se destaca la dirección 346°, porque evolucionó hasta generar nuevos juegos de fracturas R, P y R' con direcciones 0°, 333° y 60°

respectivamente, dentro de las anfibolitas de la Formación La Aguada en los conjuntos Fischer y Cerro Áspero.

Cálculo de la presión de fluido en los conjuntos Fischer y Rodeo Lindo mediante la aplicación de un modelo teórico

El distrito minero Cerro Áspero manifiesta evidencias de un fracturamiento hidráulico por la presencia de enjambres de estructuras extensionales, venas, vetas y mantos con texturas laminada, bandeada (en *ribbon*) y fibrosa, originados por reiterados pulsos de cementación y sellado de canales conductores de fluidos.

La mineralización del distrito se resuelve dentro de un espesor aparente próximo a 600 metros, limitada las anfibolitas del grupo macizo y la cúpula de los Granitos El Talita y Los Cerros (Fig. 2 b). La anfibolita maciza ocupa la posición central de la Formación La Aguada y se interpreta que actuó como un nivel poco permeable, restringiendo la circulación de los fluidos a los niveles subyacentes de la comarca durante la evolución magmático - hidrotermal iniciada a partir del Famatiniano tardío o post - Famatiniano. En particular, en los conjuntos Fischer y Rodeo Lindo, el distrito expone el sistema basal a través de una faja mantiforme mineralizada, de espesor próxima a 100 m y subhorizontal, que yace directamente bajo el nivel de las anfibolitas impermeables de La Aguada (Fig. 2b).

En el distrito, el sellado de las cavidades favoreció la sobrepresurización del fluido y condiciones de un esfuerzo de tracción efectivo cuando

$$P_f \geq P_h \geq \sigma_3 + K \quad (1),$$

donde P_f es la presión de fluido de poros, P_h es la presión hidrostática, σ_3 es el esfuerzo mínimo y K es la constante de tracción uniaxial de la roca, y valores de un esfuerzo diferencial $(\sigma_1 - \sigma_3) \leq 4K$ (2) para un factor de presión de fluido de poros de valor próximo a 1 ($\lambda_v \geq 1$) de acuerdo con el modelo teórico de Jaeger (1963), Sibson (1990) y Cox y Etheridge (1989). No obstante, la participación de microestructuras brechosas en sectores restringidos del distrito indican áreas mixtas o híbridas, en donde actuaron mecanismos de extensión como de desplazamiento de rumbo milimétricos cuando el esfuerzo diferencial excedió un valor de 4 K.

Al respecto cabe precisar, que la presión hidrostática depende para un área considerada de la densidad de la roca (ρ_r), aceleración de la gravedad (g) y profundidad a la cual se encuentra el área (z), y puede ser expresada mediante la siguiente ecuación:

$$P_h = \rho_r \times g \times z \quad (3).$$

Por lo tanto si se analizan los conjuntos con cuerpos de mena subhorizontales, como Fischer y Rodeo Lindo, se puede establecer al menos que para estas áreas la presión de fluido de poros debió igualar o superar a la presión hidrostática. Es por ello, que a partir de lo expuesto se puede establecer una presión de fluido de 195 MPa y valores de esfuerzos mínimo (σ_3) y máximo (σ_1) inferiores o iguales a 185 y 225 MPa respectivamente, durante al menos una de las etapas de presurización del fluido en la zona basal del sistema expuesto en

la comarca, si se consideran las ecuaciones 1, 2 y 3, y una ρ_r de 2.700 kg/m³ (dato tomado de Gaboury y Daigneault 2000), un valor de g equivalente a 9,8 m/s², una z máxima de 7.000 metros (dato tomado de Pinotti *et al.* 2002) y un valor de K de 10 MPa (dato tomado de Gaboury y Daigneault 2000). Al respecto, se señala que valores similares de presión de fluido fueron obtenidos por González Chiozza (2004) mediante cálculos termodinámicos aplicados en el estudio de las inclusiones fluidas del distrito wolframífero.

Conclusiones

La acción de un esfuerzo máximo σ_1 de dirección 330° contribuyó, en el distrito minero Cerro Áspero, al desarrollo de sistemas mineralizados wolframíferos en venas, vetas y mantos, controlados por el patrón de fracturamiento del modelo de Riedel. Estos depósitos definen un lineamiento mineralizado principal que se vincula con una faja de cizalla simple dextral de posición 285° (S_c).

Luego de la intrusión del batolito Cerro Áspero, los fluidos magmático - hidrotermales migraron por anisotropías del basamento. El sistema evolucionó mediante numerosos pulsos de ruptura y apertura de las inhomogeneidades rocosas, con sellado de cavidades por mecanismos de cierre con fracturamiento y relleno y disolución por presión. Estos mecanismos precipitaron sílice en cristales con hábito fibroso y reconcentraron elementos metálicos entre otros componentes, bajo un régimen de tracción y con una presión de fluido de poro que se estima próxima a 195 MPa. La edad de la mineralización fue determinada en 348,8 ± 10,8 Ma mediante una datación K/Ar efectuada en muscovita y se atribuye al modelo de depósitos hidrotermales en cinturones orogénicos definido por Groves *et al.* (2003)

De acuerdo con la definición metalogenética de grupo de Routhier (1980) y las evidencias presentadas en este trabajo, se destaca por lo tanto la existencia de un único grupo wolframífero para el ámbito centro norte del distrito minero Cerro Áspero, debido a que las manifestaciones de wólfam y sus metales base asociados poseen como factor de control para su ubicación la existencia de una estructura en común.

Agradecimientos

Este estudio se ha desarrollado en el marco de los proyectos UBACyT x068 y x138 de la Universidad de Buenos Aires. Los autores desean agradecer a Fernando Tornos, Francisco Velasco, Armando Massabie, Eduardo Rossello, Ernesto Bjerg y a Ricardo Sureda por su generosa cooperación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguilar S.A., 1983. Brecha San Virgilio. Informe de Exploración, (inédito).42 p.
 Baldo, E. G., Saavedra, J., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C. y Galindo, C., 1999. Síntesis geocronológica de la evolución paleozoica

- inferior del borde sur occidental de Gondwana en las Sierras Pampeanas, Argentina. *Acta Geológica Hispana*, 32 (1-2): 17-28.
- Bennema, P., 1996. On the crystallographic and statistical mechanical foundations of the forty-year old Hartman-Pedrock theory. *Journal of Crystal Growth*, 166: 17-28.
- Bonalumi, A., Sfragulla, J. y Jerez, D., 1999. Fluorita de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Zappettini, O (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1015-1020, Buenos Aires.
- Bons, P. D., 2001. Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model. *Journal of Structural Geology*, 23: 865-872.
- Bons, P. D. y Jessell, M. W., 1997. Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine*, 61: 53-63.
- Brodtkorb, M. K. de, 1999. El distrito wolframífero Cerro Áspero, Córdoba. En: E. O. Zappettini (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 35: 581-583.
- Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L., Eramo, F. D., Petrelli, H. y Ducart, D., 2001. Evolución de fluidos hidrotermales y la formación de vetas de cuarzo-wolframita del distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. *Actas 7º Congreso Argentino de Geología Económica*, I: 87-93, Salta.
- Corbett, G. y Leach, T., 1997. Southwest Pacific gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. En: Corbett & Leach (Eds): *Short course manual*, 225 p.
- Cox, S. F. y Etheridge, M. A., 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics*, 92: 147-170.
- Cox, S. F. y Etheridge, M. A., 1989. Coupled grain-sacle dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyle, Tasmania. *Journal of Structural Geology*, 11: 147-162.
- Durney, D. W. y Ramsay, J. G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. In: de Jong, K. A., Scholten, R (Eds.): *Gravity and Tectonics*. Wiley, 67-99 p, New York.
- Esparza, A. M., Fagiano, M. y Pinotti, P., 1997. Contac aureole in the south portion of Cerro Áspero's Batholith (Córdoba, R. Argentina). Extended abstract 2º International Symposium on granites and associated mineralizations, 193-194.
- Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. M., 1997. Estudio geológico de las rocas metamórficas en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 3: E1627-E1630.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A. M. y Martino, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Actas 15º Congreso Geológico Argentino*, en CD, Calafate.
- Fernández Lina, J. C., Jutoran, A., Kroger, J. y Aspilueta, J., 1963. Informe preliminar de los grupos wolframíferos Cerro Áspero, Lambaré, Constancia y Fischer, Distrito Minero Cerro Áspero, Pedanía Río de los Sauces, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, (inédito). 77 p.
- Fisher, D. M. y Brandley, S. L., 1992. Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 97: 20043-20061.
- Gaboury, D. y Daigeneault, R., 2000. Fault vein formation in a transitional crustal setting by self-induced fluid pressure equilibrium – an example from the Géant Dormant gold mine, Canadá. *Ore Geology Reviews*, 17: 155-178.
- González Chiozza, S., 2004. Geología y metalogenia del Distrito Minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito). 205 p.
- González Chiozza, S. y Mutti, D. I., 2002. Depósitos mesotermiales y Zonación del Distrito Minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba. *15º Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 294-499.
- González Chiozza, S., Wiechowski, A. y Brodtkorb, M., 2002. Determinaciones mineralógicas en la fase de sulfuros del Distrito Minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba. 6º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 169-172, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1972. Estudio geológico del distrito minero del Cerro Áspero, prov. de Córdoba. Subsecretaría de Minería, Servicio Nacional Minero Geológico. Buenos Aires. (inédito).
- Groves, D., Goldfarb, R., Robert, F., y Harrt, C., 2003. Gold deposits metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research and exploration significance. *Economic Geology*, 98(1): 1-29.
- Guereschi, A. B. y Martino, R. D., 1998. Las migmatitas estromatolíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 101-116.
- Guereschi, A. B. y Martino, R. D., 2002. Geotermobarometría de la paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 365-375.
- Jaeger, J. C., 1963. Extension failures in rocks subject to fluid pressure. *Journal of Geophysical Research*, 68: 6006-6067.
- Jessell, M. W., Willman, C. E. y Gray, D. R., 1994. Bedding parallel veins and their relationship to folding. *Journal of Structural Geology*, 16: 753-767.
- Hilgers, C., Urai, J. L., Post, A. D. y Bons, P. D., 1997. Fibrous vein microstructure: experimental and numerical simulation. *Aaedkundige Mededelingen*, 8: 107-109.
- Llambias, E. J., Sato, A. M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the sierra de San Luis. In: Pankhurst, R. J. & Rapela, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 325-341.
- Martino, R. D., 1993. La faja de deformación "Guamanes"; petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48: 21-32.
- Martino, R. D., Kraemer, P. E., Escayola, M. P., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las sierras Pampeanas de Córdoba a los 32º LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Masquère, S., 2001. Geología y Estructura entre Lutti y el Batolito de Cerro Áspero, Faldeo Oriental de la Sierra de los Comechingones, provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito) 116 p.
- Méndez, C., 2003. Las anfíbolitas del Distrito Minero Cerro Áspero en la evolución geológica de la Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito). 107 p.
- Mügge, O., 1928. Über die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsformen. *Neuws Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 58ª: 303-348.
- Mutti, D. I., 1998. Rocas de arco en el Distrito Cerro San Lorenzo, Provincia de Córdoba. Actas 4º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas Máfica y Ultramáficas, Universidad Nacional del Sur: 291-299, Bahía Blanca.
- Mutti, D. I., González Chiozza, S., y Méndez, C., 2001. Structural control of mineralization in Cerro Áspero, Argentina. En Adam Piestrzyski et al. (eds): *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*: 905-908. A.A.Balkema, Lisse.
- Mutti, D. I., Iglesias, S. E. y González Chiozza, S., 2002 a. Dispersión de las soluciones hidrotermales del Distrito Minero Cerro Áspero, provincia de Córdoba, Argentina. VI Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 287-294, Buenos Aires.
- Mutti, D. I., González Chiozza, S., y Méndez, C., 2002 b. Las Ortoanfíbolitas de la formación La Aguada como indicadoras de la evolución tectonometamórfica del Distrito Minero Cerro Áspero. *15º Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 47-50.
- Mutti, D. I., Tourn, S.M., González Chiozza, S. y Herrmann C. J., 2003. Importance of late Famatinian deformation in the exploration for wolfram deposits in Sierras de Córdoba, Argentina. In: Eliopoulos, D. (Ed): *Mineral Exploration and Sustainable Development*, p.

- 795-798. Balkema, Rotterdam.
- Otamendi, J. E., Nullo, F. E., Fagiano, M. y Aragón, E., 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 249-266, Buenos Aires.
- Otamendi, J. E., Fagiano, M. R., Nullo, F. E. y Patiño Douce, A. E., 1998. Petrología, geoquímica y metamorfismo del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 27-40.
- Otamendi, J. E., Fagiano, M. R. y Nullo, F. E., 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 265-279.
- Pinotti, L. P., 1998. El batolito Cerro Áspero, Provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina, (inédito). 203 p., Córdoba.
- Pinotti, L. P., Coniglio, J. E., Esparza, A. M., Eramo, F. J. D. y Llambías, E. J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 251-265.
- Porta, G. R., 1992. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito Cerro Áspero – Alpa Corral. (32°34'–32°42' LS y 64°43'–64°52' LO), Provincia de Córdoba, Argentina. *Revista Estudios Geológicos*, 48: 237-245.
- Ramsay, J. G., 1977. Plegamiento y fracturación de rocas. H. Blume Ediciones, 590 p., Madrid.
- Ramsay, J. G., 1980. The crack-sreal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284: 135-139.
- Ramsay, J. G. y Huber, M., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume I: Strain Analysis*. Academic Press, 700 p. Londres.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142: 181-217, London
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentrabl. Mineral. Geol. Paläontol., Abh B*: 354-368.
- Robert, F. y Poulsen, K. H., 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Society of Economic Geologists – Reviews*, 14: 111-155.
- Routhier, P., 1980. Ou sont les métaux pour l'avenir?. *Memorie de BRGM*, 105p., Orléans.
- Sibson, R. H., 1977. Fault rock and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Sibson, R. H., 1986. Brecciation processes in fault zones; interference from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124p.
- Sibson, R. H., 1990. Faulting and fluid flow. Fluids in Tectonically Active Regimes of Continental Crust. In: Nesbitt, B. E. (Ed.). *Mineral Association Canadian Short Course*, 18: 93-132.
- Skirrow, R. G., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Sims, J. P., Stuart-Smith, P. G. y Miró, R., 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, ⁴⁰Ar–³⁹Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag – Pb – Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews*, 17: 39-81.
- Sosa, M., 2001. Geología y Caracterización Evolutiva del Distrito Cromífero Cerro San Lorenzo, Provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito). 74 p.
- Spear, F. S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Society of America; Monography*, 799 p., Washington.
- Tang, C., Alexander, S. y Bruinsma, R., 1990. Scaling theory for the growth of amorphous films. *Physical Review*, B 45: 8650-8656.
- Urai, J. L., Williams, P. F. y van Roermund, H. L. M., 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, 13: 823-836.
- White, R. W. y Clarke, G. L., 1997. The role of deformation in Aiding Recrystallization: an Example from a High-pressure Shear Zone, Central Australia. *Journal of Petrology*, 38 (10): 1307-1329.
- Yardley, B. W., 1989. *Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical. Zussman, J. y MacKenzie (Eds). 243 p., New York.

Recibido: 18/07/03

Aceptado: 01/09/04