

# CONTROL ESTRUCTURAL EN EL EMPLAZAMIENTO DEL VOLCANISMO Y MINERALIZACIONES NEÓGENAS, DISTRITO CAÑADA HONDA, SAN LUIS

María Silvia JAPAS<sup>1</sup>, Nilda Esther URBINA<sup>2</sup> y Patricia SRUOGA<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, INGEODAV, LANEО. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. Email: msjapas@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> Universidad Nacional de San Luis, San Luis. Email: urbina@unsl.edu.ar

<sup>3</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas – SEGEMAR, Buenos Aires. Email: patysruoga@gmail.com

## RESUMEN

Emplazada en la zona de transición sur del segmento de *flat-slab* pampeano y directamente vinculada a la horizontalización de la placa de Nazca, la faja volcánica terciaria de San Luis delata la migración que experimentó el arco magmático andino a la latitud de los 33° S en tiempos mio-pliocenos. Esta faja volcánica comprende una serie de distritos metalogenéticos de gran importancia en las Sierras Pampeanas de San Luis. Las rocas volcánicas y mineralizaciones de la faja volcánica terciaria se encuentran representadas en los campos volcánicos La Carolina, Cañada Honda - Cerros Largos, Cerros del Rosario y El Morro, dispuestos saltuariamente según una dirección ONO-NO. Las edades K-Ar disponibles indican que el volcanismo se habría iniciado más tempranamente en el sector occidental de esta faja, y que habría finalizado ~ 10 Ma más tarde en la región oriental. El distrito Cañada Honda, el más antiguo y longevo de esta faja volcánica, registra eventos volcánicos e hidrotermales cuyas edades varían entre 12-13 Ma y 7,3 Ma, abarcando facies lávico-hipabisales y volcánicas. Los resultados del análisis estructural demuestran el importante control que, directa o indirectamente, habrían ejercido las estructuras previas en el emplazamiento de las rocas volcánicas y mineralizaciones. Análisis de fábrica deformacional y cinemático han permitido reconocer dos asociaciones volcano-tectónicas diferentes. Una de estas asociaciones se vincularía a la reactivación dextral de estructuras paralelas a la foliación del basamento. La asociación principal estaría vinculada con el desarrollo de dos depresiones volcano-tectónicas alineadas en dirección ONO-NO. Sus estructuras principales, de orientación ONO-NO, revelan componentes de desplazamiento senestral y normal tanto a escala del distrito Cañada Honda como de la faja volcánica terciaria.

Palabras clave: *Flat-slab pampeano, Sierras Pampeanas, faja volcánica terciaria, mineralización.*

**ABSTRACT:** *Structural control on Neogene volcanism and related ore deposits at Cañada Honda District, San Luis province.* Located at the transitional southern end (33° S) of the Pampean flat-slab, the records the eastward migration of the Andean volcanic arc due to the flattening of the Nazca Plate in Mio-Pliocene times. The tertiary volcanic belt encompasses several very important metallogenetic districts in the San Luis Pampean Ranges. Volcanic rocks and associated ore-deposits crop out following a NW-WNW trending belt at La Carolina, Cañada Honda - Cerros Largos, Cerros del Rosario and El Morro volcanic fields. The available geochronological data indicate that the volcanic activity began early at the western end of the belt and ended ~ 10 Ma later at its eastern border. Cañada Honda district represents the oldest and longest-lived volcanic field of the tertiary volcanic belt. It records eruptive events and related hydrothermal alteration from 12-13 Ma to 7.3 Ma, including lavas and volcanoclastic products. Preliminary structural analysis shows that previous structures have strongly controlled, either directly or indirectly, the emplacement of volcanic rocks and related mineral deposits. Kinematic and strain fabric analyses allow to recognize two volcano-tectonic associations. One of these associations would be related to dextral reactivations of structures parallel to basement foliation. On the other hand, the main one would be linked with the generation of two volcano-tectonic depressions which are aligned in a NW-WNW direction. Their dominant structures trend NW-WNW and reveal sinistral-normal motions, both at local and TVB scales.

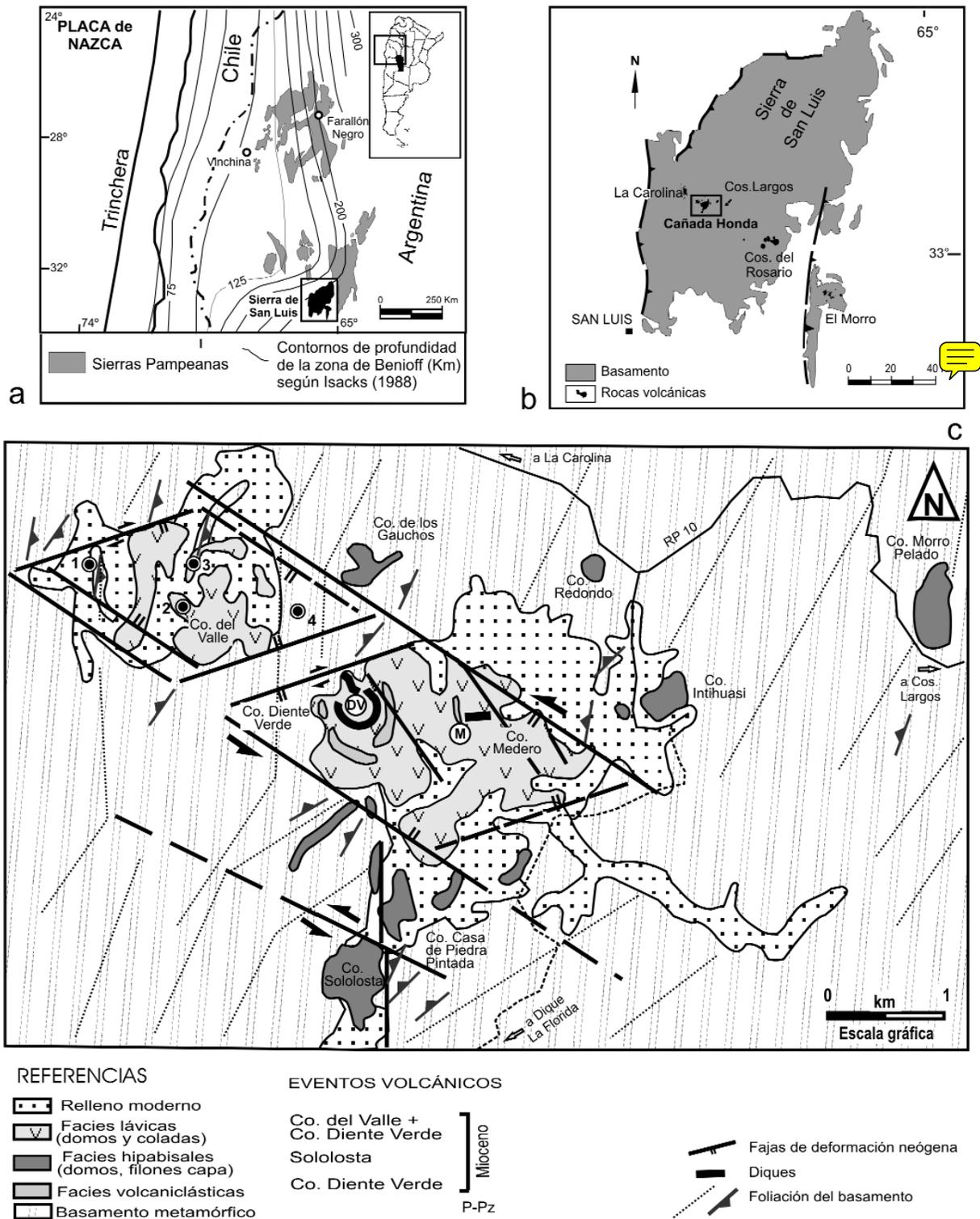
Keywords: *Pampean flat-slab, Pampean Ranges, tertiary volcanic belt, ore-deposits.*

## INTRODUCCIÓN

El arribo e indentación de la dorsal asísmica de Juan Fernández, ocurrida aproximadamente a los 18 Ma, marcó el inicio

de una etapa de subducción plana en el segmento comprendido entre los 27° S y los 33° 30' S de los Andes Centrales (Barazangi e Isacks 1976) (Fig. 1a). El progreso de la somerización de la placa infe-

rior generó en este sector un cambio en la estructura térmica del margen (Gutscher 2002) y trajo aparejado notables cambios en la evolución de la placa superior (Jordan *et al.* 1983). Como resultado de la



**Figura 1:** a. *Flat-slab* pampeana (adaptado de Ramos *et al.* 2002); b) distribución regional de las rocas volcánicas neógenas en la sierra de San Luis (Faja volcánica terciaria); c) mapa geológico del campo volcánico Cañada Honda. Manifestaciones porfíricas Diente Verde (DV) y Mario (M). Depósitos vetiformes La Rica (1), La Reynela (2), La Rubia-Los Quirquinchos (3), La Carpa (4).

subducción de esta dorsal de rumbo ligeramente olícuo a la dirección de convergencia andina (Yáñez *et al.* 2001) y al mar-

gen continental (Japas y Ré 2005), volcanismo y deformación migraron hacia el antepaís, tanto en dirección hacia el este

como hacia el sur. La sierra de San Luis se encuentra ubicada a 650 km al este de la trinchera actual,

en el extremo sudeste del segmento de losa plana pampeana (Ramos *et al.* 2002) (Fig. 1a). Las rocas volcánicas mio-pliocenas distribuidas a lo largo de la faja volcánica terciaria dan testimonio de la migración y expansión del arco volcánico, como consecuencia de la somerización de la placa de Nazca, y la consiguiente migración de la cuña astenosférica hacia el antepaís (Urbina y Sruoga 2009 y referencias allí citadas) (Fig. 1a).

El campo volcánico de Cañada Honda se encuentra localizado en el sector centro-occidental de la faja volcánica terciaria (Fig. 1b). Este distrito constituye un sitio propicio para analizar el control estructural ejercido en el emplazamiento de los magmas y la mineralización asociada debido a que el volcanismo fue activo durante un lapso relativamente prolongado. En efecto, Cañada Honda representa el complejo eruptivo más antiguo y longevo de la faja, con un registro de pulsos sucesivos acompañados por la formación de depósitos de tipo vetiforme y porfirico (Urbina *et al.* 1997, Urbina y Sruoga 2009). En este trabajo se presentan los resultados del análisis estructural, de fábrica de formacional y cinemático llevados a cabo en el distrito Cañada Honda con el objeto de establecer el grado de control que habrían ejercido las estructuras previas en el emplazamiento del volcanismo y mineralizaciones asociadas, y de contribuir al conocimiento de la evolución cinemática de la faja volcánica terciaria.

## MARCO GEOLÓGICO

La sierra de San Luis constituye un bloque de las Sierras Pampeanas sudoccidentales ascendido principalmente durante el Plioceno-Pleistoceno (Costa 1999). Como parte del terreno de Pampia (Ramos 1988, Ramos *et al.* 1993), este bloque se compone principalmente de rocas cristalinas metamórficas de edades comprendidas entre el Precámbrico tardío y el Cámbrico (ciclo pampeano), y el Ordovícico (ciclo famatiniano), como así también de rocas graníticas devónico-carboníferas, cuyas estructuras y relaciones reflejan una

prolongada historia relacionada a convergencia y acreción de terrenos alóctonos (Ramos 1988, Ramos *et al.* 2001). Estos episodios imprimieron en las rocas una marcada foliación, fuerte anisotropía planar que desempeñó un papel importante en la evolución cinemática de ciclos posteriores. Estas rocas de edad precámbrica a paleozoica temprana constituyen el sustrato de las sedimentitas carbonífero-permianas del Bajo de Veliz, las cuales rellenan depresiones tectónicas desarrolladas durante el comienzo de la etapa de cratonización del área (Lucero 1979). Como parte de la cuenca Paganzo (véase Azcuy *et al.* 1999) estos depocentros se corresponderían con cuencas transtensionales de rápida subsidencia (Fernández Seveso *et al.* 1993, Fernández Seveso y Tankard 1995). Durante el intervalo comprendido entre las etapas pre-apertura y apertura del océano Atlántico (Triásico a Cretácico), esta región de las Sierras Pampeanas estuvo sometida a esfuerzos extensionales que generaron una serie de depresiones tectónicas rellenas por sedimentos continentales. Estas depresiones asociadas al *rifting* triásico-jurásico temprano y cretácico habrían estado fuertemente controladas por las heterogeneidades del basamento (Ramos 1992, Schmidt *et al.* 1995, entre otros). De esta forma, el ciclo orogénico andino se desarrolló sobre un basamento con una fábrica compleja, compuesta por estructuras sobreimpuestas de distinta edad y naturaleza, las cuales habrían condicionado no sólo las características estructurales andinas sino también su evolución cinemática.

Durante el Mioceno-Plioceno, y con posterioridad al evento que habría estructurado los altos La Huerta - sierra de Valle Fértil, se habría desarrollado la faja volcánica terciaria, la cual según Criado Roqué *et al.* (1981) antecedería a la fase de levantamiento responsable de la estructuración principal de la sierra de San Luis.

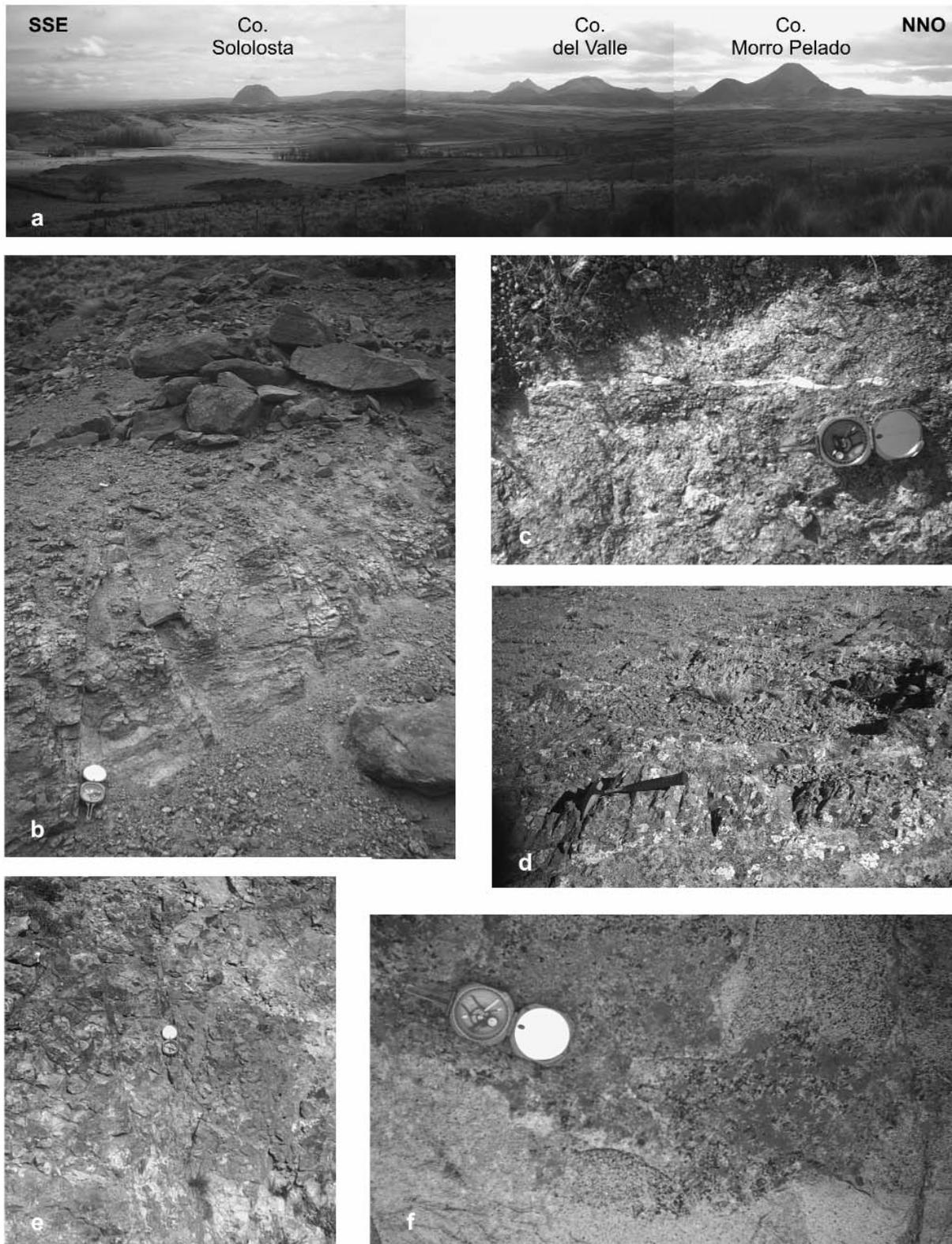
### La faja volcánica terciaria

Con una orientación ONO a NO, oblicua al orógeno andino, esta faja se extiende a lo largo de 80 kilómetros y compren-

de cuatro campos volcánicos: La Carolina, Cañada Honda - Cerros Largos, Cerros del Rosario y El Morro (Fig. 1b). Éstos constituyen un rasgo morfológico sobresaliente en la Sierra de San Luis, ya que los domos se encuentran elevados topográficamente respecto del remanente de la antigua superficie regional de erosión (Fig. 2a), y las coladas de lava y depósitos volcanoclásticos asociados se hallan acumulados en suaves depresiones. Llamativamente, esta faja volcánica no aparece asociada a resaltos morfológicos ni a truncamientos geológicos, razón por la cual ha sido interpretada como el resultado de una antigua zona de debilidad de la corteza inferior, de rumbo ONO, la cual habría controlado el ascenso de los magmas y el consecuente emplazamiento de mineralizaciones hidrotermales asociadas (Criado Roqué *et al.* 1981, Urbina y Sruoga 2009).

Los complejos volcánicos de la faja volcánica terciaria abarcan facies lávico-hipabisales emplazadas como domos, coladas y diques, y facies volcanoclásticas con términos piroclásticos dominantes y epiclásticos subordinados. De acuerdo a los resultados geocronológicos disponibles, la actividad volcánica tuvo una duración de ~10 Ma durante la cual experimentó una migración progresiva desde su inicio a los 12-13 Ma en el oeste hasta expirar a los 1,9 Ma en el este de la faja (Ramos *et al.* 1991, Urbina 2005, Urbina y Sruoga 2008a). La composición de los magmas es homogéneamente traquiandesítica, con variaciones lávicas, dacíticas y traquíticas. Los rasgos geoquímicos indican que estos magmas se habrían emplazado en un ambiente de subducción en margen continental alejado de la trinchera oceánica (Urbina *et al.* 1997, Urbina y Sruoga 2009).

En los cuatro campos que constituyen la faja se encuentra una serie de mineralizaciones de diverso estilo asociadas, espacial y temporalmente, a los distintos eventos volcánicos. La faja metalogénica de San Luis comprende, a lo largo de toda su extensión, depósitos epitermales y porfiricos. Éstos se manifiestan fundamen-



**Figura 2:** a) Vista panorámica desde los cerros Largos hacia el OSO. Se destacan en primer plano los domos volcánicos de Cañada Honda, los cuales constituyen altos topográficos respecto de la paleosuperficie regional de erosión. En el plano del fondo se reconocen los domos volcánicos del área de La Carolina; b) Pórfiro Diente Verde con fracturas tensionales que configuran el *stockwork* correspondiente; c) venas en rosario (transtensionales) en el área del cerro del Valle; d) fallamiento en el sector NE de la depresión volcano-tectónica Diente Verde; e) falla del borde NO del graben del Valle; f) estructuras de Riedel (R) escalonadas de rumbo NNE en el domo del cerro Sololosta.

talmente en la mitad occidental de la faja (yacimientos de minerales metalíferos en los distritos La Carolina y Cañada Honda), mientras que en el sector oriental sólo se encuentran mineralizaciones epitermales carbonáticas y extensas zonas de alteración hidrotermal (Urbina *et al.* 1995, Sruoga *et al.* 1996, Urbina *et al.* 1997, Urbina y Sruoga 2009). Particularmente, desde el punto de vista metalogenético, Cañada Honda representa el distrito potencialmente más importante de la faja metalogenética de San Luis.

## EL CAMPO VOLCÁNICO CAÑADA HONDA

El basamento del área de Cañada Honda se encuentra constituido por esquistos, gneises, migmatitas y metabasitas, los cuales han sido agrupados dentro el Complejo Metamórfico Pringles por Sims *et al.* (1997). Este complejo presenta con frecuencia inyecciones de venas y diques graníticos pegmatíticos a aplíticos. Una datación K-Ar en anfíbol de una anfibolita perteneciente a este complejo metamórfico reveló una edad de  $466 \pm 23$  Ma (Ortiz Suárez 1999). Las rocas del Complejo Pringles, de grado metamórfico comprendido entre la facies de esquistos verdes y la facies de anfibolita, presentan a escala regional una fábrica definida por una foliación-esquistosidad de rumbo general NNE. Esta estructura planar principal, asociada a pliegues apretados, se habría desarrollado durante la orogenia famatiniana (Ortiz Suárez 1999).

Con aproximadamente 16 km<sup>2</sup> de superficie, el campo volcánico Cañada Honda corresponde al más antiguo y longevo de la faja volcánica terciaria. La duración de la actividad volcánica ha sido estimada en  $\sim 4$  Ma (Urbina y Sruoga 2008a). De acuerdo a las dataciones K-Ar disponibles se distinguen, de modo preliminar, al menos dos eventos volcánicos: 1) Cerro Diente Verde ( $\sim 13$  a  $9,5$  Ma) y 2) Cerro del Valle ( $8,49 \pm 0,2$  Ma, Urbina y Oggier 2001).

Las rocas volcánicas asignadas al evento Cerro Diente Verde se extienden en la zo-

na del cerro homónimo y del cerro Medero (Fig. 1c). Abarcan facies lávico-hipabisales (coladas, domos y diques) y facies volcanoclásticas asociadas (depósitos de *base surge* y epiclásticos subordinados) (Sruoga y Urbina 2008). El arreglo litofacial, la distribución concéntrica de los halos de alteración hidrotermal en torno al *stock* de Diente Verde y la morfología del dique anular permiten invocar la construcción de un aparato volcánico de tipo estratovolcán. Su expresión topográfica original ha sido drásticamente erosionada debido al alto grado de alteración hidrotermal. Las facies lávico-hipabisales se hallan representadas por traquiandesitas y traquitas con un elevado porcentaje ( $\sim 40$ - $50$  %) de fenocristales de plagioclasa, sanidina, hornblenda y augita en cantidades variables y una paragénesis accesorias de apatita, titanita y minerales opacos.

Con distribución periférica al área del cerro Diente Verde-cerro Medero y en relación de intrusividad con las rocas del basamento metamórfico, se dispone una serie de domos y diques, cuya edad es incierta. Entre los más importantes se destacan los cerros: de los Gauchos, Redondo, Sololosta e Intihuasi (Fig. 1c). Se trata de cuerpos empinados, con bandeamiento fluidal paralelo y convoluto, como resultado de la alta viscosidad de los magmas de composición traquiandesítica. Las rocas presentan características petrográficas similares a aquéllas del evento Cerro Diente Verde, exhibiendo una paragénesis mineral análoga. Provisionalmente, y hasta tanto se obtengan resultados radimétricos que permitan acotar temporalmente el desarrollo de este evento volcánico, se propone la denominación de "Cerro Sololosta" para abarcar el conjunto de cuerpos hipabisales descriptos. El evento Cerro del Valle consiste en un campo de domos y coladas asociadas (Llambías y Brogioni 1981), cuyo exponente más conspicuo es el cerro del Valle, de 1850 m de altitud. Estas facies lávicas corresponden a andesitas y traquiandesitas anfibólicas compuestas por  $\sim 30\%$  de fenocristales de plagioclasa, sanidina y anfíbol. Estas rocas presentan un alto gra-

do de alteración hidrotermal.

## Mineralizaciones asociadas

En el campo volcánico Cañada Honda se encuentran las manifestaciones porfíricas Diente Verde y Mario, y epitermales vetiformes La Carpa, La Reynela, La Rubia-Los Quirquinchos y La Rica (Fig. 1c y Cuadro 1).

Diente Verde es un depósito porfírico de Cu-Au que consiste en un *stockwork* de venillas de cuarzo portador de sulfuros asociado a un *stock* de intrusión central (Urbina 2005). Si bien el *stockwork* es multidireccional, predominan las orientaciones ONO, NE y NO, sugiriendo la existencia de un control estructural durante su formación. Mineralización y alteración hidrotermal (potásica, arcillosa intermedia, filica y propilitica) se distribuyen concéntricamente rodeando la intrusión porfírica. Illita de la alteración filica proporcionó una edad K-Ar de  $11,2 \pm 0,4$  Ma (Urbina y Sruoga 2008a).

El depósito de Cu-Au porfírico Mario (Fig. 1c), emplazado aproximadamente al mismo nivel topográfico que el depósito Diente Verde, presenta mineralización diseminada y en *stockwork* multidireccional de venillas de cuarzo y sulfuros (Arce *et al.* 2005). Similitudes mineralógicas y genéticas permiten inferir para Mario una edad similar a aquélla de Diente Verde (Urbina y Sruoga 2008b) y vincular a ambos depósitos al evento Cerro Diente Verde. En estos dos casos las características mineralógicas revelan un fenómeno de superposición (*telescoping*). Dicho proceso sería el resultado de la precipitación de la mineralización en un corto rango vertical como consecuencia de un emplazamiento superficial combinado con un ascenso general de la región y consecuente degradación de la paleosuperficie durante la evolución del sistema hidrotermal (Urbina y Sruoga 2008b).

La mina La Carpa (Fig. 1c, Cuadro 1) comprende una veta principal y cuatro vetas menores, todas con rumbo N  $25^\circ$  E. La mineralización está constituida por sulfuros y oro-plata en ganga de cuarzo. La alteración hidrotermal es filica y afec-

**CUADRO 1:** Síntesis de las características estructurales de los depósitos minerales del distrito Cañada Honda y su relación a los eventos volcánicos reconocidos.

Depósito	Localización	Roca de caja	Actitud de vetas y venillas	Sitio estructural	Geometría	Edad	Evento volcánico al cual se relaciona el hidrotermalismo
Pórfido Diente Verde	32° 50' 12" S 66° 00' 00" O	Volcanitas del evento Cerro Diente Verde	<i>Stockwork</i> multidireccional con direcciones dominantes ONO, NE y NO	Intersección de venillas desarrolladas en unidades litológicas competentes	Venillas planares lineales a ligeramente sinuosas	11,2 ± 0,4 Ma	
Pórfido Mario	32° 50' 50" S 65° 00' 00" O	Volcanitas del evento Cerro Diente Verde	<i>Stockwork</i> multidireccional	Intersección de venillas desarrolladas en unidades litológicas competentes	Venillas planares lineales a ligeramente sinuosas	desconocida	Cerro Diente Verde
La Carpa	32° 49' 12" S 66° 00' 28" O	Basamento cristalino	Rumbo N 25° E Inclinación alta	Fracturas tensionales	Vetas tabulares paralelas	9,9 ± 0,3 Ma	~ 13 Ma a 9,5 ± 0,5 Ma
La Reynela	32° 49' 19" S 66° 01' 09" O	Volcanitas del evento Cerro del Valle	Rumbo N 30° O Inclinación 75° NE	Fractura tensional	Veta tabular	7,3 ± 0,2 Ma	Cerro del Valle
La Rubia-Los Quirquinchos	32° 49' 34" S 66° 01' 10" O	Volcanitas del evento Cerro del Valle	Rumbo N 10° E Inclinación 70° NO	Fractura tensional especialmente en <b>dilatational jogs</b>	Veta tabular a lenticular o en rosario	desconocida	8,49 ± 0,2 Ma
La Rica	32° 49' 25" S 66° 01' 46" O	Basamento cristalino	Rumbo E-O Vertical a subvertical al S	Fracturas tensionales	Vetas tabulares paralelas entre sí y perpendiculares a la foliación de la caja	desconocida	desconocido

ta intensamente a la roca de caja. La edad K-Ar de  $9,9 \pm 0,3$  Ma proporcionada por la illita procedente de dicha alteración permite vincularla temporal y genéticamente con el evento volcánico Cerro Diente Verde.

Las vetas La Reynela y La Rubia-Los Quirquinchos (Fig. 1c, Cuadro 1) están alojadas en las andesitas correspondientes al evento volcánico Cerro del Valle. Los depósitos se componen principalmente de sulfuros de metales base (Zn, Pb, Cu) en ganga predominante de calcita y escaso cuarzo (Oggier *et al.* 2000, Oggier y Urbina 2001). La edad K-Ar de la mineralización de La Reynela es de  $7,3 \pm 0,2$  Ma (Urbina y Oggier 2001) y, dada la proximidad de ambos depósitos, sus idénticas características mineralógicas y genéticas, se asume una edad similar para La Rubia-Los Quirquinchos. Hasta el momento, ésta representa la edad más joven de las mineralizaciones del distrito y pone en evidencia la existencia de distintos pulsos hidrotermales en Cañada Honda, a lo largo de un lapso de  $\sim 4$  Ma (Urbina y Sruoga 2008a). Las diseminaciones de pirita probablemente aurífera destacadas por Rossello y García (1983) en las proximi-

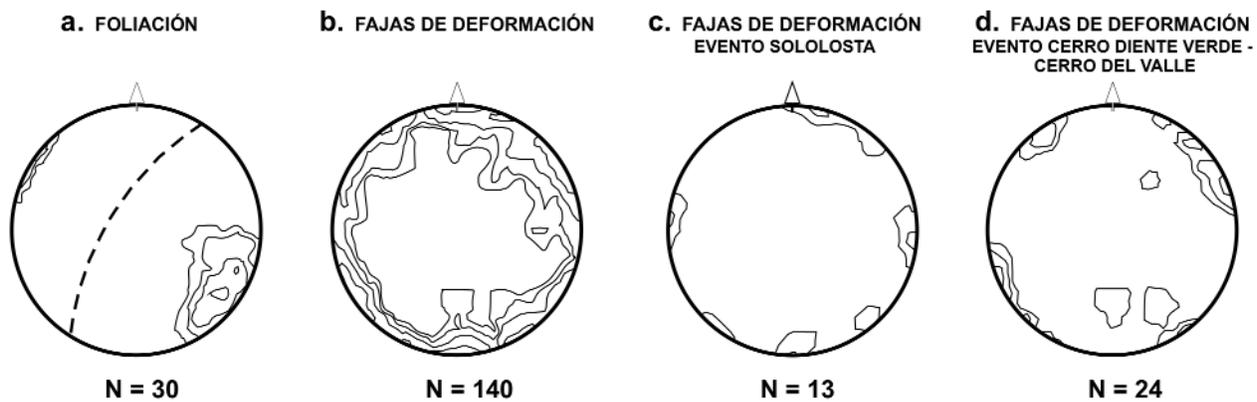
dades del cerro del Valle se vincularían también al evento volcánico homónimo. Por último, el depósito epitermal La Rica (Fig. 1c, Cuadro 1), hospedado en rocas del basamento, comprende un grupo de vetas de rumbo E-O y fuerte inclinación al sur. La mineralización consiste en sulfuros y oro en ganga de cuarzo, introducidos en repetidos pulsos hidrotermales. La alteración hidrotermal es fundamentalmente filica (Malvicini y Urbina 1994, Urbina *et al.* 1997).

## ESTRUCTURA Y FÁBRICA DEFORMACIONAL

El ascenso y posterior almacenamiento del magma en la litósfera se halla controlado por diversos factores, entre los cuales se destacan la viscosidad del magma, el espesor de la corteza y el contraste de densidades con la roca de caja así como también el esfuerzo diferencial y la velocidad de deformación (véase Llambías 2003). El distrito Cañada Honda representa un sitio ideal para estudiar la relación entre deformación y volcanismo neógenos. Para ello se analizaron las estructuras y fábricas deformacionales, tanto en

las volcanitas como en las rocas del basamento aledañas. La mayoría de las estructuras vinculadas con la deformación neógena en el área comprenden fajas de deformación de naturaleza frágil-dúctil (en el sentido de Ramsay y Huber 1987, véase figura 26.1) (Fig. 2).

La estructura principal del basamento consiste en la foliación-esquistosidad. A escala regional puede apreciarse, a partir de la observación de fotografías aéreas e imágenes satelitales, que esta foliación presenta un diseño sinuoso en planta. En el distrito Cañada Honda, esta estructura penetrativa presenta un rumbo general N a NE con inclinación moderada hacia el oeste, y suaves y localizadas inflexiones a lo largo del mismo (Fig. 1c y 3a). En las proximidades de los contactos con las volcanitas, se desarrollan fajas de deformación frágil-dúctil localizadas (fajas de cizalla), sobrepuestas a la fábrica dúctil de edad famatiniana del Complejo Pringles. Las rocas volcánicas de Cañada Honda exhiben fajas de deformación localizadas de carácter frágil-dúctil a frágil vinculadas al episodio deformacional neógeno (Fig. 2). Estas estructuras son cinemáticamente concordantes con algunas de las fajas



**Figura 3:** Estereogramas de frecuencia de estructuras relevadas en el campo volcánico Cañada Honda. Red equiareal; hemisferio inferior de representación. Programa Georient (Holcombe 2005). **a)** Estereograma correspondiente a la foliación-esquistosidad del basamento cristalino. Líneas de contorno: 4%, 8%, 16% y 32 %. Valores más frecuentes comprendidos entre Az. 005° y Az. 060° con fuerte inclinación al oeste y máximos (40 %) en Az. 022° y Az. 037°. Media principal en Az. 212° 71° O; **b)** representación estereográfica de la totalidad de las estructuras relevadas. Líneas de contorno 1%, 2%, 4% y 8%. Máximos (16%) en Az. 111° 85° S, Az. 145° 85° E y Az. 060° vertical. Media principal 120° 85° S; **c)** evento Sololosta. Estereograma correspondiente a las estructuras menores que evidencian movimiento. Líneas de contorno 8% y 16 %. Máximos (23%) en Az. 005° 87° O y Az. 100° 87° S. Media principal en 120° 87° S; **d)** eventos Diente Verde y Cerro del Valle. Estereograma correspondiente a las estructuras menores que evidencian movimiento. Líneas de contorno 5%, 10% y 20 %. Máximos (25%) en Az. 160° vertical, Az. 130° 85° S y Az. 055° 84° S. Media principal en 144° 88° O.

de deformación sobreimpuestas reconocidas en las rocas del basamento.

Las estructuras menores más frecuentes halladas dentro de estas fajas de cizalla comprenden fracturas tensionales, grietas escalonadas, grietas sigmoidales, estructuras Riedel (R), venillas en rosario, fajas transtensionales, etc (Fig. 2). Las fajas de deformación y fracturas de orientaciones ONO (Az. 120° 85° S), NO (Az. 145° subvertical), ENE (Az. 060° vertical) y E-O constituyen los juegos principales en el área (Fig. 3b).

La relación entre las estructuras deformacionales y las litofacies volcánicas permite inferir dos tipos de asociaciones. Por un lado, las estructuras NNE (~ Az. 010° a 020°) se encuentran casi exclusivamente afectando a los domos pertenecientes al evento Cerro Sololosta, los cuales se concentran en el área donde la foliación del basamento presenta un rumbo NNE a NE (Fig. 1c y 3c). En las rocas pertenecientes a este grupo también se desarrollan estructuras de rumbo ONO (~ Az. 120°) (Fig. 3c). La segunda asociación comprende las litofacies volcánicas correspondientes a los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle, cuyos afloramientos parecen disponerse en dos zonas bien definidas, adyacentes en-

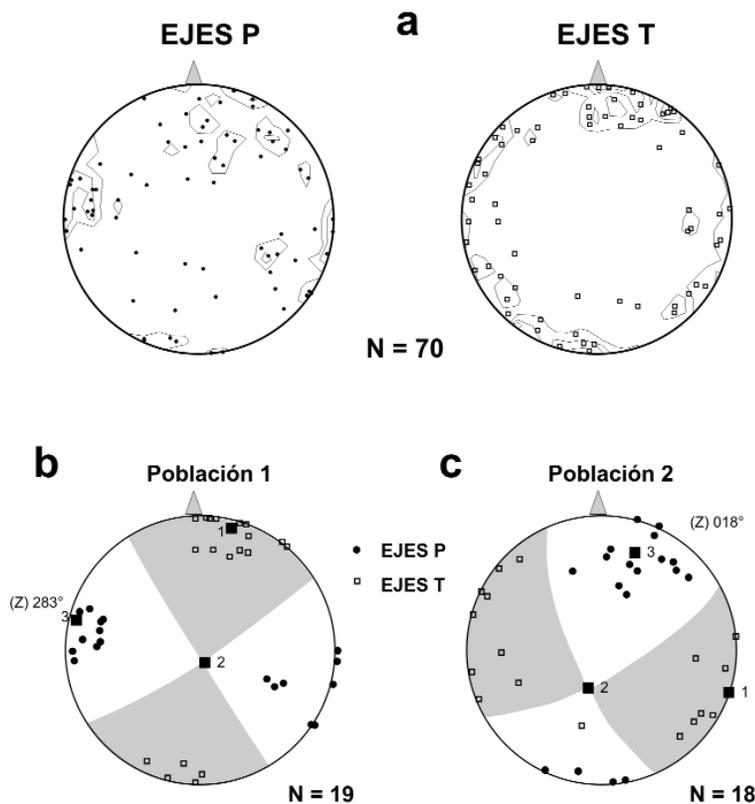
tre sí, delimitadas y afectadas por fajas de deformación oblicuas a la foliación del basamento. Estas fajas presentan orientaciones ONO-NO (Az. 120°-130°), con componentes de desplazamiento normal-senestral, y ENE (Az. 060°-080°), con componentes de desplazamiento normal-dextral (Fig. 1c y 3d).

La orientación de las vetas mineralizadas y diques asociados al emplazamiento del volcanismo en Cañada Honda, depende de la distancia a los centros eruptivos (Cuadro 1). Esta situación estaría revelando actividad magmática sintectónica (véase Tosdal y Richards 2001, Japas y Rubinstein 2004). Entre estas estructuras se destacan los diques anular y noroeste del cerro Diente Verde, el dique Medero, los diques intruidos en el basamento metamórfico del sector sudoccidental, las vetas La Rica, La Reynela, La Rubia-Los Quirquinchos y La Carpa, y el *stockwork* con direcciones dominantes del pórfido de Diente Verde (Fig. 1c y Cuadro 1). Algunas brechas hidráulicas testimonian asimismo la importante participación de los fluidos durante la deformación.

## CINEMÁTICA

El análisis de indicadores cinemáticos en

rocas deformadas permite reconocer los ejes cinemáticos del episodio deformacional en cuestión. Mediciones de movimiento relativo de los bloques de falla a partir de estrías han sido tradicional y ampliamente empleadas para ello. Sin embargo, estos indicadores suelen sólo reflejar las condiciones cinemáticas correspondientes al último de los movimientos que afectó al macizo rocoso, debido a que presentan un bajo potencial de preservación durante eventos deformacionales multi-episódicos. Las estructuras menores tales como grietas escalonadas, estructuras Riedel, venillas en rosario, entre otras, resultan ser en cambio más eficientes ya que los resultados obtenidos a partir de ellas habilitan la identificación y caracterización de los distintos episodios deformacionales involucrados. Constituyen pues la memoria cinemática de las rocas, la cual difícilmente es anulada o “resetada” durante movimientos posteriores no asociados a metamorfismo (Japas *et al.* 2008). A partir de estas estructuras menores puede determinarse la dirección del movimiento (dirección perpendicular a la intersección entre el plano de falla y el plano de la estructura menor considerada) y precisarse el sentido del mismo en virtud de la asimetría que presenta la es-



**Figura 4:** Diagramas cinemáticos obtenidos a través del programa *FaulKinWin* (Allmendinger 2001). Red equiareal; hemisferio inferior de representación. a) Diagramas de ejes P y T obtenidos en el área. Los círculos negros y los cuadrados representan los ejes de acortamiento (Z) y de extensión (X) calculados para cada estructura menor relevada, respectivamente. Las líneas de contornos representan 1% de área; b) diagramas de P y T correspondientes a la población 1; c) diagramas de datos P y T más confiables correspondientes a la población 2. Los cuadrados negros corresponden a los ejes Bingham ligados (1: extensión, 2: intermedio, 3: acortamiento). Cuadrantes en gris: campo de estiramiento; cuadrantes en blanco: campo de acortamiento.

estructura menor (Japas *et al.* 2008).

El análisis cinemático de aquellas estructuras menores descritas en el apartado anterior ha permitido definir los ejes de extensión y de acortamiento de la deformación neógena en la región.

Setenta mediciones de orientación de fajas de deformación frágil-dúctil, estructuras frágiles y fallamiento, y de movimientos definidos a partir de estas estructuras menores, fueron efectuadas en el área correspondiente al campo volcánico de Cañada Honda (Fig. 1c). Los datos obtenidos fueron procesados a través del programa *FaulKinWin* (Allmendinger 2001) con la finalidad de obtener los ejes cinemáticos y caracterizar el cuadro general de movimientos. Los resultados obtenidos aparecen representados en la figura 4a. Los ejes cinemáticos P (direcciones de con-

tracción incremental) y T (direcciones de extensión incremental) obtenidos para cada estructura relevada se disponen, con mayor frecuencia, con buzamientos de bajo ángulo (Fig. 4a). Esta situación revela un eje intermedio (Y) subvertical y permite reconocer un cuadro deformacional con fuerte participación de componentes de transcurrancia en los movimientos. Este diagrama además pone en evidencia la existencia de dos poblaciones de ejes P y, en concordancia con éstos, dos poblaciones de ejes T (Fig. 4a). En la figura 4b se han graficado aquellos datos más representativos, es decir, aquéllos comprendidos dentro de los campos delimitados por las líneas de contorno de valores  $\geq 1\%$ . Ambas poblaciones, cuyas direcciones principales se orientan prácticamente a  $90^\circ$  una de la otra, presentan una mayor

definición en este gráfico. Una de éstas, la población 1, indica una dirección de acortamiento  $\sim$  E-O (Az.  $103^\circ$ ), la cual estaría reflejando el campo cinemático andino. La población 2, en cambio, presenta una mayor dispersión de los datos e indica una dirección de acortamiento en dirección NNE ( $\sim$  Az.  $018^\circ$ ), y de estiramiento en dirección ONO ( $\sim$  Az.  $108^\circ$ ) (Fig. 4c).

Si se analiza la relación entre los distintos eventos volcánicos y las poblaciones cinemáticas resulta notable que, mientras que los datos relevados en las volcánicas del evento Cerro Sololosta pertenecen mayoritariamente a la población cinemática 2, aquéllos reconocidos en rocas pertenecientes a los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle, en cambio, definen mayoritariamente la población 1. En el afloramiento esta situación es clara ya que, como fuera mencionado en el apartado anterior, las estructuras con orientación NNE ( $\sim$  Az.  $020^\circ$ , tensionales) sólo son registradas por rocas del volcanismo asociado con el evento Cerro Sololosta, mientras que aquéllas con orientaciones  $\sim$  E-O predominan en las volcánicas de los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle.

## DISCUSIÓN

Las estructuras menores en la región de Cañada Honda revelan la existencia de fajas de deformación localizadas (fajas de cizalla) asociadas con la tectónica andina. El predominio de estas fajas de deformación de comportamiento frágil-dúctil por sobre las estructuras frágiles podría ser explicado a partir del ablandamiento deformacional (*strain softening*) que habrían experimentado las rocas. Este fenómeno habría estado asociado al incremento térmico y a la participación de fluidos (fracturación hidráulica y efecto Rebinder) resultantes de la actividad magmática contemporánea (véase White *et al.* 1980).

Desde el punto de vista de la fábrica deformacional, el volcanismo del área de Cañada Honda refleja dos arreglos diferentes. Uno de ellos es el correspondiente al evento Cerro Sololosta. En este caso, el

emplazamiento de los domos y diques habría estado controlado por la estructura principal del basamento, cuyos planos habrían sido reactivados durante la orogénea andina, tal como fuera destacado oportunamente por Llambías y Brogioni (1981) y Brogioni (1990). En virtud del arreglo espacial que presentan estos cuerpos volcánicos en la región, con un alineamiento general en dirección NNE a NE, y de su relación con el rumbo de la foliación, éstos se habrían emplazado en una zona de pandeo regional (*bend*) de la estructura principal del basamento (Fig. 5a). Esta tendencia NNE también se verifica en la vecina región de cerros Largos ubicada a unos 6 km hacia el este, en la cual tres domos se encuentran alineados en dirección  $\sim$  Az 030°. El emplazamiento de estos cuerpos de alta viscosidad revelaría pues un movimiento dextral a lo largo de estos planos anisotrópicos eopaleozoicos de orientación NNE. Estos desplazamientos relativos generan en algunos casos un apreciable brechamiento tanto en algunos de los bordes de los cuerpos dómicos como en las rocas adyacentes.

La segunda fábrica reconocida se asocia a las volcánicas asignadas a los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle poniendo en evidencia de esta manera el fuerte control que habrían ejercido dos fajas de deformación conjugadas que, sobreimpuestas a la foliación, son oblicuas a esta estructura eopaleozoica y a las estructuras andinas principales de la Sierra de San Luis (Fig. 3d). Estas fajas de deformación de orientaciones ONO-NO (Az. 120°-130°) y ENE (Az 060°-080°) habrían generado dos depresiones volcano-tectónicas (en el sentido de van Bemelen 1949) o grabens romboidales, escalonados en dirección ONO. Las rocas volcánicas correspondientes a los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle constituirían el relleno de dichas depresiones romboidales. El paralelismo entre las fajas ONO-NO mayores y las estructuras extensionales mesozoicas descritas al sur de la Sierra de San Luis (véase Kostadinoff y Gregori 2004) indicaría que éstas también podrían haberse desa-

rollado a partir de reactivaciones de planos anisotrópicos previos. Aún así, las fajas de deformación frágil-dúctil conjugadas (ONO y ENE) que habrían controlado el emplazamiento de las rocas volcánicas en cuestión muestran una buena correlación geométrica con estructuras resultantes de una deformación transtensional no-coaxial ideal. En este sentido, el juego ONO podría corresponderse con las cizallas principal (Y) y de Riedel sintética (R), y el juego ENE con cizalla de Riedel antitética (R'), mientras que las estructuras de rumbo NO (Az. 145° subvertical) podrían ser correlacionados con juegos sintéticos tardíos (P) (Fig. 5b). El juego  $\sim$  E-O representaría las estructuras tensionales (T), orientación también revelada a partir del alineamiento que presentan los depósitos Diente Verde, Mario, el dique Medero y los domos cerro Piedrudo y cerro Medero (Arce 2006) (Fig. 1c). Localmente, algunas de aquellas estructuras relacionadas con el estratovolcán Diente Verde (dique anular y noroeste del cerro Diente Verde, las venillas NNE a NE del *stockwork*) se apartan de este patrón general, reflejando una fuerte influencia de la presión magmática durante su emplazamiento. A esto debe agregarse la variabilidad en la orientación de las vetas La Reynela y La Rubia-Los Quirquinchos, fenómenos todos que indicarían además un emplazamiento relativamente somero (Stephens *et al.* 2004, Japas y Rubinstein 2004). Alejados de los centros eruptivos, la veta La Rica y el dique Medero, de orientaciones E-O, se habrían emplazado siguiendo el campo andino (Fig. 4b).

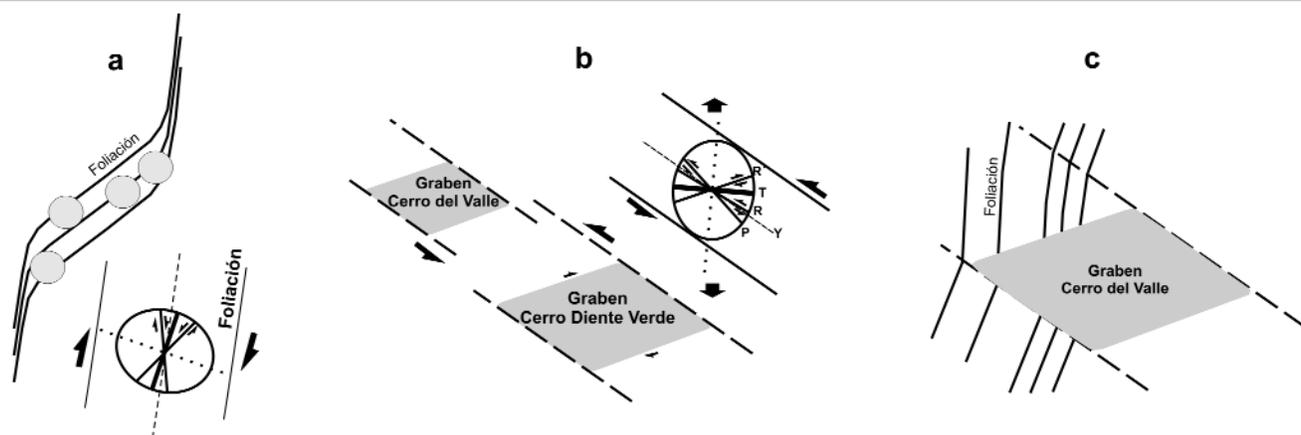
Cabe aclarar que, dado que las dos depresiones volcano-tectónicas definidas se encuentran alineadas en la misma dirección que la faja volcánica terciaria y que éstas no evidencian una vinculación directa con pandeos (*bends*) o relevos (*step over*) de fallas mayores, estos *grabens* no se corresponderían con estructuras *pull apart* (en el sentido de Burchfield y Stewart 1966). A escala regional, esta faja ONO-NO muestra un notable paralelismo y cinemática equivalente con aquellas estructu-

ras que habrían controlado tanto los *hemi-grabens* terciarios del sur de la Sierra de San Luis (Cortés y Costa 1991, Costa 1992, Costa y Cortés 1993) como el lineamiento del Río Quinto (véase Criado Roqué *et al.* 1981). Al igual que los *hemi-grabens* del sur de la sierra de San Luis (Costa y Cortés 1993), las depresiones volcano-tectónicas de Cañada Honda se habrían desarrollado con anterioridad a la fase correspondiente al levantamiento principal de la sierra.

Mientras que las estructuras tensionales de la primera asociación descrita presentan una disposición NNE e indicativa de una dirección de estiramiento aproximada ONO, la segunda de ellas desarrolla estructuras tensionales orientadas en dirección  $\sim$  E-O, evidenciando un estiramiento en dirección NNE.

Los ejes cinemáticos de estas fábricas revelan la existencia de una reversión tectónica (en el sentido de Kleiman y Japas 2009) durante la deformación neógena, es decir, una inversión tectónica con intercambio axial de ejes máximo y mínimo. De esta manera, el análisis cinemático permitiría certificar la presencia de dos eventos deformacionales neógenos en el área de Cañada Honda. Los resultados estructurales y cinemáticos de este trabajo señalarían al evento Sololosta como el episodio volcánico más antiguo del campo volcánico Cañada Honda ya que, tal como ha sido mencionado en el apartado correspondiente, las rocas volcánicas pertenecientes a este evento exhiben fajas de deformación asignables a los dos esquemas cinemáticos reconocidos. Cabe esperar que las determinaciones radimétricas en curso ratifiquen el modelo evolutivo propuesto.

A escala regional y para el Neógeno, esta particular situación de reversión con intercambio axial también ha sido reconocida en el área norte del segmento de subducción plana pampeano (área Vinchina, Sierras Pampeanas de la provincia de La Rioja, Japas *et al.* 2009). Hacia el este-noreste de Vinchina (Fig. 1a), la estructura del distrito Farallón Negro ha sido interpretada por Sasso y Clark (1998)



**Figura 5:** a) Deflexiones primarias en la foliación del basamento controlando el emplazamiento de los cuerpos dómicos pertenecientes al evento Sololosta en la región de Cañada Honda; b) fajas de deformación controlando el emplazamiento de los eventos Diente Verde y Cerro del Valle; c) deflexiones secundarias en la foliación del basamento, generadas por la faja dúctil-frágil ONO que generó las dos depresiones volcano-tectónicas reconocidas en el área.

como el resultado de dos campos deformacionales sobreimpuestos, aunque en este caso, éstos no presentarían una relación de mutua ortogonalidad. En el ámbito de Puna y Cordillera Oriental, Allmendinger *et al.* (1989), Marrett *et al.* (1994) y Marrett y Strecker (2000) también reconocen cambios cinemáticos durante el Neógeno. Marrett y Strecker (2000) refieren un cambio de  $90^\circ$  en la dirección de contracción, de NO a NE, a partir del Mioceno tardío-Plioceno temprano, en respuesta al control ejercido por el movimiento absoluto de la placa Sudamericana.

Teniendo en cuenta la orientación de los ejes cinemáticos para cada población respecto de la foliación (NNE,  $\sim$  Az.  $010^\circ$ - $020^\circ$ ) y de la faja (ONO,  $\sim$  Az  $125^\circ$ ) es posible definir movimientos oblicuos para estas estructuras. Así, el evento Cerro Sololosta (población 2) habría estado controlado por la foliación a través de movimientos dextrales-directos, mientras que para los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle (población 1), el control ejercido por las fajas ONO-NO habría sido condicionado por movimientos senestrales-directos. Una situación similar ha sido planteada por Llambías y Brogioni (1981) y Brogioni (1987) para dar explicación al emplazamiento  $\sim$  N-S de los domos en el distrito La Carolina. En la zona de La Carolina, Sales y Costa (2005) describen e interpretan un resalto

entre remanentes de erosión como resultado de procesos vinculados con la generación de las superficies de erosión y/o con la tectónica. La suave deflexión localizada en el rumbo de la foliación del basamento observada en el distrito Cañada Honda (Fig. 5c) permite reconocer más que un fallamiento neto o un desnivel pre-neógeno entre paleosuperficies de erosión, el desarrollo de una faja de deformación frágil-dúctil mayor de orientación ONO. Mientras al norte y al sur de esta faja los planos de foliación presentan un rumbo NNE, dentro de la misma éstas se disponen en dirección  $\sim$  N-S, revelando de esta manera la existencia de una rotación anti-horaria asociada a la deformación. Esta sinuosidad que presenta la fábrica planar de las metamorfitas se resuelve a lo largo de esta faja coincidente con la traza de la faja volcánica terciaria. Esta faja ONO-NO resulta ser un elemento de fábrica deformacional andina muy importante a escala regional: no sólo las estructuras y lineamientos homólogos de las regiones vecinas a la Sierra de San Luis ya mencionados, sino también aquellas estructuras que habrían controlado el emplazamiento de edificios volcánicos (Riller *et al.* 2001) y lineamientos mayores (El Toro-Olacapato, Archibarca y Culampajá, véase Chernicoff *et al.* 2002) en el Noroeste Argentino. En este sentido vale la pena destacar que estos últimos lineamientos regionales, más que elementos

estructurales simples han sido descritos como zonas de deformación frágil de varios kilómetros de ancho (Chernicoff *et al.* 2002).

Por último, cabe la pena destacar que los resultados obtenidos a través de este estudio reavivan la discusión acerca de la relación temporal entre el volcanismo y la deformación durante su migración hacia el antepaís en una zona de *flat-slab* (Sandeman *et al.* 1995, James y Sacks 1999, Ramos *et al.* 2002), como así también acerca de la importancia de la transcurrencia en la deformación (Gutscher *et al.* 2000, Ramos *et al.* 2002, Japas y Re 2005, 2006). Algunas evidencias cinemáticas y de fábrica deformacional revelan el carácter sintectónico del volcanismo neógeno en el área de Cañada Honda. En efecto, el desarrollo de fajas de deformación y fracturas habría favorecido el emplazamiento del volcanismo en el antepaís (véase Sandeman *et al.* 1995, entre otros). En una etapa posterior, la actividad magmática habría conducido al debilitamiento térmico (*thermal weakening*) de la litósfera, potenciando así la estructuración y ascenso de los bloques principales (véase James y Sacks 1999, Ramos *et al.* 2002).

## CONCLUSIONES

En el distrito Cañada Honda, la foliación del basamento y las estructuras oblicuas a ésta habrían ejercido un fuerte control en

el emplazamiento del volcanismo neógeno y depósitos minerales asociados.

Se han reconocido dos episodios cinemáticamente diferentes. Uno de ellos presenta un eje principal de acortamiento en dirección NNE y se asocia a las volcánicas del evento Cerro Sololosta. El otro, con una dirección de acortamiento ~ E-O, se encuentra relacionado a las volcánicas de los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle.

El emplazamiento de los domos del evento Cerro Sololosta se vincularía a la reactivación dextral de estructuras paralelas a la foliación, las cuales presentan en el área un pandeo de alivio derecho (*releasing bend*). La estructura asociada a los eventos Cerro Diente Verde y Cerro del Valle consiste en depresiones volcano-tectónicas transtensionales de diseño romboidal (*grabens* romboidales). La fábrica ONO-NO asociada a extensión mesozoica podría haber controlado el desarrollo de estas depresiones. Esta relación espacial entre cuerpos volcánicos y pandeos de alivio / fracturas tensionales / cizallas de Riedel junto con el fenómeno de superposición (*telescoping*) de los depósitos porfíricos y la fábrica de las estructuras tensionales asociadas con el magmatismo revelarían una relación sincrónica entre volcanismo y tectónica en una zona con deformación canalizada a través de anisotropías previas oblicuas a los esfuerzos principales.

A escala del distrito Cañada Honda, los *grabens* romboidales estarían vinculados a una faja de deformación frágil-dúctil transtensional senestral de orientación ONO a NO. El emplazamiento de los magmas habría estado controlado por fracturas tensionales generadas como consecuencia de movimientos transtensionales senestrales a lo largo de la faja volcánica terciaria.

A escala regional, la faja volcánica terciaria presentaría la misma cinemática, la cual sería concordante con los movimientos propuestos para estructuras regionales de la misma orientación definidas para el área de la sierra de San Luis. Fajas de deformación ONO-NO y cine-

mática transtensional senestral han sido observadas también controlando el emplazamiento del volcanismo neógeno en los Andes Centrales del noroeste argentino.

#### AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean agradecer a la UNSL por el apoyo económico a la investigación a través del Proyecto de Ciencia y Técnica 348903. A los colegas de la XIV Reunión de Tectónica (Río Cuarto, Córdoba) por los beneficiosos aportes brindados durante el desarrollo de la misma. A R. Allmendinger y R. Holcombe por facilitar el uso de los programas *FaultKinWin* y *Georient*, y a los Dres. Fernando Hongn y Carlos Gardini por las valiosas correcciones y sugerencias.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W. 2001. *FaultKinWin*, version 1.1. A program for analyzing fault slip data for Windows™ computers.
- Allmendinger, R.W., Strecker, M., Eremchuk, J.E. y Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2(2): 111-130.
- Arce, L.M. 2006. Geología y metalogénesis del depósito Mario, Cañada Honda, Provincia de San Luis, Argentina. Tesis de Licenciatura Universidad Nacional de San Luis; (inédito), 70 p., San Luis.
- Arce, L.M., Urbina, N.E. y Sruoga, P. 2005. A new porphyry-type mineralization in Cañada Honda district, San Luis, Argentina. 19° Colloquium on Latin American Geosciences, *Terra Nostra*, Abstract: 13, Potsdam.
- Azcuy, C.L., Carrizo, H.A. y Caminos, R.N. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En Caminos, R.N. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 261-318, Buenos Aires.
- Barazangi, M. e Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Brogioni, N. 1987. Petrología del vulcanismo Mio-Plioceno de la provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata*, sección Geología 10(83): 71-100.
- Brogioni, N. 1990. Geología y petrografía del vulcanismo Mio-Plioceno de la provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata*, sección Geología 10(90): 197-214.
- Burchfield, B.C. y Stewart, J.H. 1966. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Bulletin of the Geological Society of America* 77: 439-442.
- Cortés, J.M. y Costa, C.H.; 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de los Funes - Las Chacras (extremo sur de la sierra de San Luis). 7° Reunión sobre Microtectónica, Resúmenes: 4, Bahía Blanca.
- Costa, C.H.; 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis; (inédito), 390 p., San Luis.
- Costa, C.H. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 2. Tectónica cuaternaria. B. Tectónica cuaternaria en las Sierras Pampeanas. En Caminos, R.N. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino Anales 29: 779-784, Buenos Aires.
- Costa, C.H. y Cortés, J.M.; 1993. Tectónica extensional en el sector sur de la sierra de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 113-118, Mendoza.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V.A. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En Yrigoyen, M. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 155-192, Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P. y Zappettini, E.O. 2002. Crustal lineament control of magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21: 127-155.
- Fernández Seveso, F. y Tankard, A.J. 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo basin of western Argentina and its regional implications. En Tankard, A.J., Suárez, S. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*, American Association of

- Petroleum Geology, Memoir 62: 285-301.
- Fernández Seveso, F., Pérez, M.A., Brisson, I.E. y Álvarez, L. 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, western Argentina. *Comptes Rendues 12° International Congress on Carboniferous-Permian Stratigraphy and Geology*, 2: 223-260, Buenos Aires.
- Gutscher, M.A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 3-0.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19(5): 814-833.
- Holcombe, R. 2005. [http://www.holcombe.net.au/software/rodh\\_software\\_georient.htm](http://www.holcombe.net.au/software/rodh_software_georient.htm).
- James, D.E. y Sacks, S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. En Skinner, B. (ed.) *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*, Society of Economic Geology, Special Publication 7: 1-25.
- Japas, M.S. y Ré, G.H. 2005. Geodynamic impact of arrival and subduction of oblique aseismic ridges. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Extended Abstracts: 408-410, Barcelona.
- Japas, M.S. y Ré, G.H. 2006. Margen curvature related to subduction of oblique aseismic ridges. *Backbone of the Americas, Patagonia to Alaska*: 35, Mendoza.
- Japas, M.S. y Rubinstein, N.A. 2004. Informe estructural, Distritos mineros Infiernillo y Las Picazas. Hoja Minero – Metalogenética embalse Nihuil, Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. SEGEMAR, Informe inédito, 21 p., Buenos Aires.
- Japas, M.S., Cortés, J.M. y Pasini, M. 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca Cuyana, Precordillera Sur: Primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 213-222.
- Japas, M.S., Ré, G.H. y Vilas, J.F. 2009. Estructuras de crecimiento transversales en la cuenca neógena de Vinchina, provincia de La Rioja, Argentina. *12° Congreso Geológico Chileno Actas*: S9(036): 1-4, Santiago de Chile.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, L.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Bulletin of the Geological Society of America* 94: 341-361.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473(3-4): 283-299.
- Kostadinoff, J. y Gregori, D.A. 2004. La Cuenca de Mercedes, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(3): 488-494.
- Lucero, H. 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. ~~2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 293-345, Córdoba.~~
- Llambías, E.J. 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15, 182 p. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Brogioni, N. 1981. Magmatismo mesozoico y cenozoico. En Yrigoyen, M. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 101-115, Buenos Aires.
- Malvicini, L. y Urbina, N.E. 1994. Mina La Rica, un depósito hidrotermal de tipo sericitita-adularia asociado a rocas volcánicas terciarias de la Sierra de San Luis, República Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno Actas*: 853-854, Concepción.
- Marrett, R. y Strecker, M. 2000. Response of intracontinental deformation in the Central Andes to Late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19(3): 452-467.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 179-207.
- Oggier, F.P. y Urbina, N.E. 2001. El depósito epitermal La Rubia-Los Quirquinchos, San Luis. *7° Congreso Argentino de Geología Económica Actas* 1: 189-194, Salta.
- Oggier, F.P., Urbina, N.E. y Guerstein, P.G. 2000. La Reynela: Un depósito epitermal rico en sulfuros de metales base. San Luis, Argentina. *9° Congreso Geológico Chileno Actas* 1: 316-320, Puerto Varas.
- Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y petrología del área San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis Doctoral Universidad Nacional de San Luis; (inédito), 259 p., San Luis.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – A collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A. 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 9(31): 2-9. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M. 1991. El magmatismo cenozoico a los 33° S de latitud: Geocronología y relaciones tectónicas. *6° Congreso Chileno, Actas*: 892-896, Viña del Mar.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Mahlburg Kay, S. y Mc Donough, M. 1993. La orogenia de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. *18° Congreso Geológico Argentino, Actas* 3: 343-357, Mendoza.
- Ramos, V.A., Escayola, M., Mutti, D. y Vujovich, G.I. 2001. Proterozoic-Early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. En Dilek, Y., Moores, E., Elthon, D. y Nicholas, A. (eds.) *Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from field studies and Ocean Drilling Program*. Geological Society of America, Memoir 349: 331-349.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures, 391 p., Academic Press.
- Riller, U., Petrivic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Rossello, E.A. y García, H.H. 1983. Geología de la comarca del cerro del Valle y sus manifestaciones auríferas adyacentes, Departamento. Pringles, provincia de San Luis. *2° Congreso Nacional de Geología Económica Actas*: 617-631, San Juan.
- Sales, D. y Costa, C.H. 2005. El sector Tres Cerritos-La Carolina (Sierra de San Luis): De-

- presión tectónica o paisaje residual? 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 541-544.
- Sandeman, H.A., Clark, A. y Farrar, E. 1995. An integrated tectono-magmatic model for the evolution of the Southern Peruvian Andes (13°-20° S) since 55 Ma. *International Geology Review* 37: 1039-1073.
- Sasso, A.M. y Clark, A.H. 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: Magmatic, Hydrothermal and Tectonic Evolution and Implications for Cu-Au Metallogeny in the Andean Back-arc. *Society of Economic Geologists Newsletter* 34: 7-19.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E. 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, S. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geology, Memoir 62: 341-358.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luí y Comechingones. Provincias de San Luí y Córdoba. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales del SEGEMAR*, 28, 148 p., Buenos Aires.
- Sruoga, P. y Urbina, N.E. 2008. Volcanismo en ambiente de flat-slab: Cañada Honda, Sierras Pampeanas de San Luí (32° 50'S, 66° 00'O). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 238-239, San Salvador de Jujuy.
- Sruoga, P., Urbina, N.E. y Malvicini, L. 1996. El volcanismo terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 89-100, Buenos Aires.
- Stephens, J.R., Mair, J.L., Oliver, H.S., Hart, C.J.R. y Baker, T. 2004. Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types. *Journal of Structural Geology* 26: 1025-1041.
- Tosdal, R.M. y Richards, J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. En Richards, J.P. y Tosdal, R.M. (eds) *Structural controls on ore deposits*. *Reviews in Economic Geology* 14: 157-181.
- Urbina, N.E. 2005. Cenozoic magmatism and mineralization in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. En Rhoden, H.N., Steininger, R.C. y Vikre, P.G. (eds) *Window to the World, Symposium Proceedings 2005 of the Geological Society of Nevada* 2: 787-796.
- Urbina, N.E. y Oggier, F.P. 2001. New K-Ar ages of volcanic rocks and associated mineralization in Cañada Honda district, San Luis, Argentina. 3rd South American Symposium on Isotope Geology, CD-ROM: 539-542, Santiago de Chile.
- Urbina, N.E. y Sruoga, P. 2008-a. K-Ar mineral age constraints on the Diente Verde porphyry deposit formation, San Luis, Argentina. En ~~Linares, E., Cabaleri, N., G., Do Campo, M. D., Ducós, E. I., y Panarello, H.O. (Compilers)~~. 6° South American Symposium on Isotope Geology, Proceedings in CD-ROM, Extended Abstract 37, 4p., Buenos Aires.
- Urbina, N.E. y Sruoga, P. 2008-b. Diente Verde and Mario, Cañada Honda, San Luis, Argentina: Porphyry-type deposits in the South Pampean flat-slab region of the Central Andes. Proceedings of the 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008), CD-ROM: 558-561, Nice.
- Urbina, N.E. y Sruoga, P. 2009. La Faja Metalogenética San Luis (FMSL), Sierras Pampeanas, Argentina: Mineralización y geocronología en el contexto metalogenético regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(4): 635-645.
- Urbina, N.E., Sruoga, P. y Malvicini, L. 1995. El volcanismo mioceno y la mineralización aurífera asociada en La Carolina y Diente Verde, provincia de San Luis, Argentina. 9° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas digitales TE M5-252: 1-13, Caracas.
- Urbina, N.E., Sruoga, P. y Malvicini, L. 1997. Late Tertiary gold-bearing volcanic belt in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. *International Geology Review* 39(4): 287-306.
- van Bemmelen, R.W. 1949. *The geology of Indonesia*. Government Printing Office, 732 p., La Haya.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 2(1/2): 175-187.
- Yáñez, G., Ranero, G.R., von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segment of the Southern Central Andes (32°-34°S): implications on the role of the Juan Fernández Ridge in the tectonic evolution of the margin during the upper Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 106 (4): 6325-6345.

Recibido:  
Aceptado: