

EVOLUCIÓN TECTÓNICA ANDINA ENTRE LAS SIERRAS DE HUALFÍN, CAPILLITAS Y EXTREMO SUR DE ACONQUIJA, PROVINCIA DE CATAMARCA

Raúl SEGGIARO¹, Pablo J. CAFFE², Raúl BECCHIO³, Claudia GALLI⁴, Marcelo ARNOSIO⁵ y Gabriela DA POIÁN⁶

¹ SEGEMAR - Salta, Facultad de Ciencias Naturales, UNSa. Email: ruliseggiaro@yahoo.com.ar

² CIT JUJUY, CONICET y Universidad Nacional de Jujuy, e Instituto de Geología y Minería San Salvador de Jujuy. Email: pabcaffé@idgym.unju.edu.ar

³ Facultad de Ciencias Naturales, UNSa. INENCO-CONICET. Email: tato@unsa.edu.ar

⁴ Facultad de Ingeniería, UNJu. Facultad de Ciencias Naturales, UNSa. Email: claudiagalli@fibertel.com.ar

⁵ Instituto Geonorte, Facultad de Ciencias Naturales, UNSa. Email: chinoarnosio@yahoo.com.ar

⁶ Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología. Email: gpoian@hotmail.com

RESUMEN

Las Sierras Pampeanas septentrionales están integradas por bloques de basamento cristalino basculados por fallas de rumbo NE-SO, que forman parte del lineamiento de Aconquija o de Tucumán. Las unidades cenozoicas, dispuestas en los valles intramontanos que separan las sierras de Capillitas, Hualfín y Aconquija, presentan relaciones de inconformidad sobre el basamento y registran cuatro sucesivos eventos de deformaciones andinos. El primer evento de deformación presenta estratos de sincrecimiento asociados a fallas normales en la Formación Hualfín. Durante el segundo evento, la Formación Hualfín fue intensamente plegada y erosionada previamente a la depositación del Complejo Volcánico Farallón Negro. El tercer evento, de carácter transtensivo, se registra en el Complejo Volcánico Farallón Negro con fallas normales y discordancias progresivas. Este evento es coincidente con la irrupción del vulcanismo en la cuenca. A los fines de analizar la cinemática de la cuarta y última etapa de deformación se realizaron mediciones de indicadores cinemáticos a lo largo de fallas regionales y estructuras menores, con resultados que reflejan desplazamientos dextrales transpresivos. Los desplazamientos correspondientes a esta etapa estarían asociados a la elevación de las sierras y el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos, algunos de los cuales como los de cerro Atajo, Capillitas y Agua Rica entre otros, son de interés económico. La tectónica transpresiva, aún vigente, se registra en fallas activas asociadas a avalanchas y flujos de detritos provenientes de las laderas de las sierras.

Palabras clave: *Evolución estructural, deformación andina, vulcanismo, transtensión - transpresión*

ABSTRACT

Andean tectonism of the Hualfín, Capillitas and southern Aconquija Ranges, Catamarca Province

The northern Sierras Pampeanas in the Tucumán - Catamarca boundary are mainly composed of crystalline basement rocks, tilted by NE-SW strike faults that form part of the Aconquija and Tucumán lineaments. The Capillitas, Hualfín and Aconquija Ranges are separated by intermountain valleys filled with Tertiary volcanic and sedimentary rocks deposited unconformably over the crystalline basement. These units were affected by four different deformation events during the Andean orogenic cycle. The first one is associated to normal faults that controlled the deposition of the Hualfín Formation, evidenced by development of growth strata. During the second event, the Hualfín Formation was intensively folded and eroded prior to the deposition of the Farallón Negro Volcanic Complex (CVFN). The third event was transtensive and recorded by the Farallón Negro volcanic complex, with the development of normal faults and intraformational progressive unconformities. This event is concordant with the initial stages of the volcanism in the region. In order to make a strain analysis of the fourth and last deformation event, kinematic indicators were measured on regional and minor faults. Results suggest dextral movements of faults and transpressive conditions. Mountain uplift and intrusion of subvolcanic rocks as well as ore deposition are related to these movements, e.g., in Cerro Atajo, Capillitas and Agua Rica. Transpressive conditions are still active today, as shown by recent debris avalanches and debris flow deposits associated to main faults.

Keywords: *Structural evolution, Andean deformation, volcanism, transtension - transpression*

INTRODUCCIÓN

Las sierras de Capillitas, Hualfín y Aconquija, constituyen bloques basculados de

basamento cristalino, que integran el extremo septentrional de las sierras Pampeanas.

Las fallas principales separan el basamen-

to de las sierras, de unidades cenozoicas dispuestas en valles intramontanos entre los que se destaca la depresión del Campo del Arenal por ser el de mayor exten-

sión y donde la columna estratigráfica es más completa.

La tectónica regional, con características particulares dentro del contexto andino, fue objeto de interpretaciones variadas y muchas veces controvertidas entre diferentes autores. La mayoría de los trabajos coinciden en resaltar la presencia de un conspicuo rasgo estructural de rumbo NE-SO conocido como lineamiento de Aconquija o del Tucumán (Mon 1976). Acerca de este lineamiento existe coincidencia entre los diferentes autores en que su carácter transcurrente es dextral (Mon 1976, Jordan *et al.* 1983, Sasso 1995), con rotación de bloques de basamento. Es considerado por Urreiztieta *et al.* (1996) como una zona de transferencia, término que, enmarcado en el ámbito regional andino, refiere a un dominio estructural de movimientos laterales que ajustan desplazamientos diferenciales entre cabalgamientos con rumbos meridionales.

Asociada al lineamiento de Aconquija, Sasso (1995) propone la formación de una cuenca extensional de tras arco, donde las fallas alcanzarían niveles profundos de la corteza permitiendo el ascenso de magmas básicos e intermedios hasta la superficie.

También Bossi (1992), Bossi *et al.* (1994) y Muruaga (1998), postulan la conformación de cuencas locales extensionales pre miocenas y miocenas, parcialmente invertidas durante el Plioceno. En este marco, las sedimentitas pre-miocenas relacionadas con una cuenca sinextensional (Muruaga 1998), son tratadas como depósitos de pre-rift para la extensión miocena, sin dilucidar el significado tectónico de la discordancia angular y erosiva existente entre ambas cuencas.

La alineación de pórfiros y diques mineralizados como los de Agua Rica, Capillitas, Atajo y Bajo de la Alumbra (Fig. 1) y la relativa coetaneidad de los mismos (entre 9 y 6 Ma aproximadamente), indujo a Koukharsky y Mirré (1976), entre otros, a interpretar un control estructural de la mineralización y el magmatismo, relacionados con una megafactura cortical de rumbo aproximado E - O (N80°O).

Esta megaestructura estaría relacionada

con el emplazamiento de la cadena volcánica transversal Carachipampa-Farallón Negro (Viramonte *et al.* 1984). En el mismo sentido, Ramos (1977) y Jones (1997), sugieren que el emplazamiento de los centros magmáticos mineralizados estuvo controlado por fracturas tensionales, pero asociadas a movimientos dextrales a lo largo de los lineamientos Tucumán y Hualfín (Fig. 1).

Otros autores como Cristallini *et al.* (2004) y Mortimer *et al.* (2007) proponen para la región una tectónica compresiva que habría generado un sistema de cabalgamientos con vergencia oriental. En el marco de este modelo, Mortimer *et al.* (2007) concluyen que, con posterioridad a la elevación de la sierra de Aconquija se produjo, fuera de secuencia, el cabalgamiento de la sierra de Quilmes, fragmentando una cuenca de antepaís. Recientemente Dávila *et al.* (2012) sugieren una subsidencia regional de aproximadamente 2 km, desarrollada durante el Mioceno - Plioceno (cuencas de Pipanaco - Campo del Arenal). La etapa de subsidencia fue seguida por cabalgamientos que involucraron bloques de basamento y por un fuerte relleno de las cuencas durante el Plioceno - Pleistoceno, generando cuencas aisladas y endorreicas.

Las relaciones de contactos estructurales y estratigráficos que muestran las unidades que configuran la columna estratigráfica cenozoica, integrada mayoritariamente por depósitos fluviales con aporte predominantemente volcánico, permiten interpretar a priori una sucesión de ciclos de deformaciones diferentes y contrastados durante el desarrollo de los Andes.

En base a esta hipótesis, el presente trabajo analiza integralmente las relaciones estructurales, sedimentarias y volcánicas de la extensa cuenca ubicada al oeste de la sierra de Aconquija, con el objeto de caracterizar los eventos tectónicos cenozoicos más destacados durante la evolución de los Andes en la región.

METODOLOGÍA

A los fines de realizar un análisis tectónico evolutivo, los trabajos de campo fue-

ron enfocados a obtener información descriptiva e integrada de los depósitos sedimentarios, la caracterización del volcanismo asociado y de las estructuras que los afectan.

El análisis cinemático de fallas principales y menores se realizó mediante mediciones de indicadores procesadas con el programa *FaultKinWin*® (Allmendinger 2001) para obtener la orientación de los ejes principales de deformación en cada estación.

Se destaca que los últimos desplazamientos de fallas borran los indicadores cinemáticos de los anteriores, razón por la cual los registros utilizados en este método, sólo son representativos de la última etapa de deformación. Los eventos de deformaciones previos fueron analizados en base a la interrelación de las estructuras con las series estratigráficas y el magmatismo cenozoicos.

Los valles de Capillitas y Cerro Atajo, conectados con el Campo el Arenal, presentan buenas exposiciones de afloramientos y claras relaciones de contactos estructurales y estratigráficos, motivo por el cual las actividades de campo se desarrollaron en ellos con mayor detenimiento.

GEOLOGÍA

El área analizada abarca porciones de las sierras de Capillitas, Aconquija y Hualfín, ubicadas en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Ramos 1999) en territorio provincial de Catamarca, entre los paralelos 27° y 28° de latitud Sur y entre los meridianos 67°30' y 66°00' de longitud Oeste (Fig. 1)

Estratigrafía de la zona

El basamento de la región está conformado por rocas metamórficas y plutónicas del Paleozoico inferior, sobre las que se apoyan secuencias volcanosedimentarias y sedimentarias cenozoicas. La inconformidad entre el basamento y las unidades cenozoicas está representada por una superficie de erosión peneplanizada durante un largo periodo de exhumación ocurrido entre el Paleozoico superior y el Cretácico (Löbens *et al.* 2013).

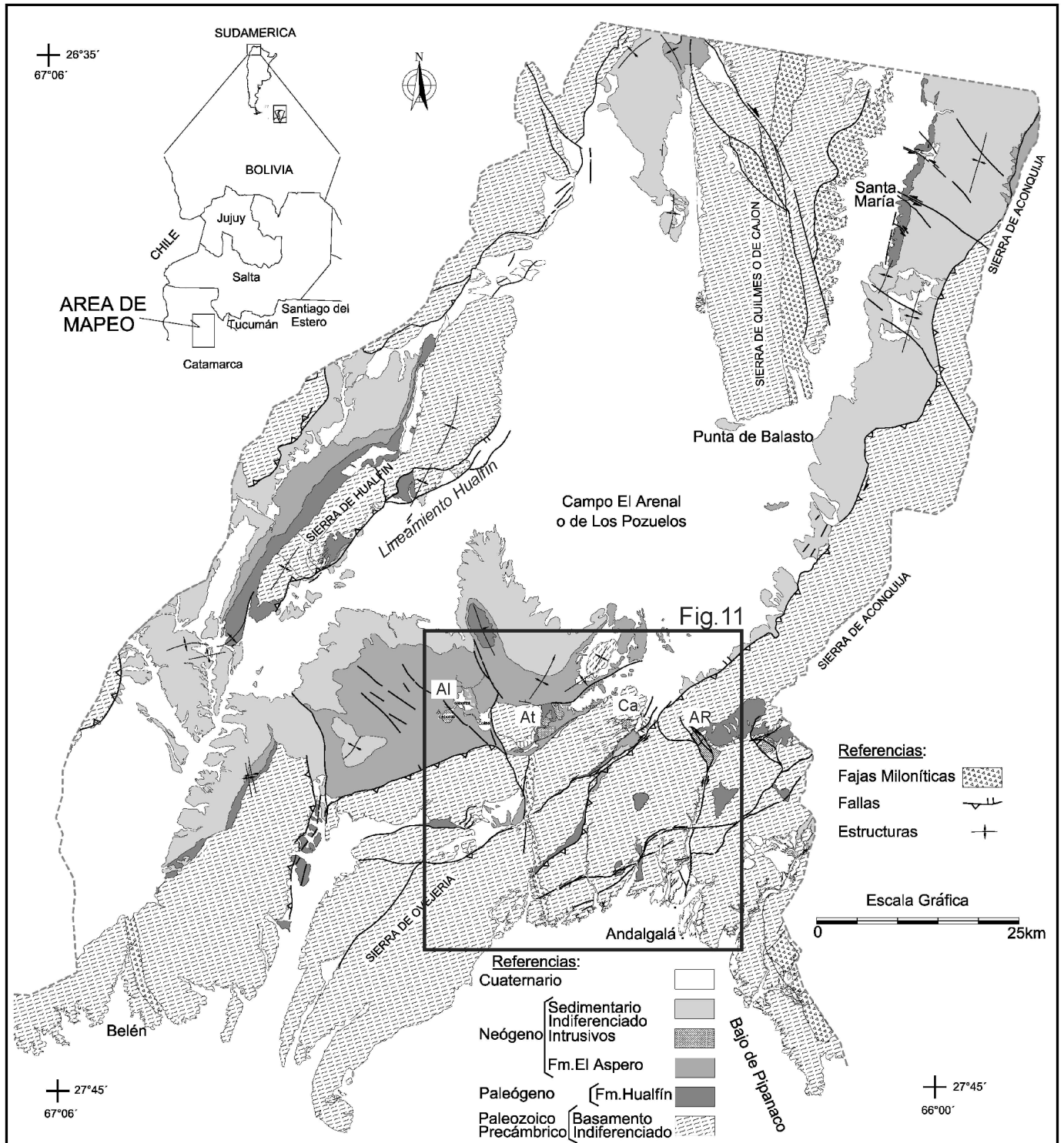


Figura 1: Mapa regional del extremo norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, contrafuertes de la depresión de Campo el Arenal. Sierras de Ovejera - Capillitas, Aconquija, Hualfín y el Cajón. (Al: La Alumbreira; At: Cerro Atajo; Ca: Capillitas; AR: Agua Rica).

La unidad cenozoica más antigua está integrada por psamitas, psecfitas y pelitas fluviales rojas dispuestas en ciclos estratodecrecientes, asignados a la Formación Hualfín (Muruaga 1998, 2001a,b, Bossi *et*

al. 1999). En esta formación no se hallaron restos fósiles como para determinar su edad, no obstante en base a sus características litológicas, Muruaga (1998) y Bossi *et al.* (2001) la equiparan a la Formación

Saladillo aflorante en el valle de Santa María, asignada al Paleógeno por Bossi *et al.* (1997).

Las rocas de la Formación Hualfín corresponden a arenitas cuarzosas resul-

tantes de la erosión de rocas graníticas y gnéicas que registran buenos índices de madurez (Galli *et al.* 2012). Su espesor máximo varía desde 130 metros en la localidad de Villavil (Muruaga, 1998) a ~55 m en cerro Atajo y Mina Capillitas. Una característica muy importante de esta unidad, que se verifica a nivel regional, es la de su variación abrupta de espesores por erosión en cortas distancias, incluso hasta desaparecer en muchos sectores.

Los depósitos que yacen en discordancia angular sobre la Formación Hualfín y que en algunos sectores se apoyan en inconformidad sobre el basamento son aquí asignados al Complejo Volcánico Farallón Negro (Llambías 1970, Sasso 1997, Sasso y Clark 1998).

La secuencia del Complejo Volcánico Farallón Negro se inicia con facies fluviales de areniscas y pelitas rojas dispuestas en estratos finos continuos con cientos de metros de extensión lateral, que reflejan una superficie de depositación más o menos plana. Las diferentes facies asociadas representan eventos de flujos individuales y de decantación en barreales con largos períodos de desecación (Galli *et al.* 2012). Los estratos basales del Complejo Volcánico Farallón Negro son equivalentes a la Formación Morterito (Turner 1973) en la sierra de Capillita y no registran aportes volcánicos. En la parte media de la columna aparecen los primeros aportes de fragmentos volcánicos máficos (basálticos y andesíticos) inmersos en matriz pelítica que marcan el inicio de la actividad volcánica en la región. La secuencia basal pasa transicionalmente a facies donde predominan asociaciones volcanoclásticas gruesas, areniscas, brechas, conglomerados y, en menor proporción, intercalaciones de depósitos volcánicos primarios e intrusivos subvolcánicos de composiciones máficas e intermedias (Fig. 2).

Galli *et al.* (2012) interpretan el ambiente de depositación de esta unidad como fluvial, que evoluciona de río entrelazado distal a entrelazado, asociado a flujos de gravedad y culmina con un sistema entrelazado gravoso somero. En la sierra de Hualfín, la secuencia basal del Complejo

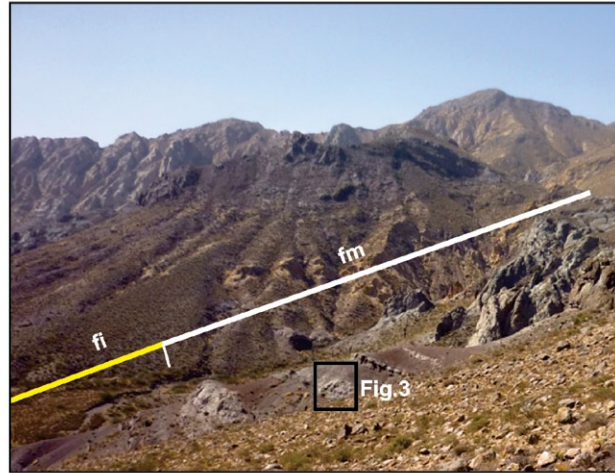


Figura 2: Pasaje transicional en el Complejo Volcánico Farallón Negro de las facies inferiores (fi), sin participación volcánica, a facies intermedias (fm) volcanoclásticas en las proximidades del cerro Atajo.

Volcánico Farallón Negro es equivalente a facies condensadas dentro de la Formación Las Arcas (Galván y Ruiz Huidobro 1965, Bossi *et al.* 1987) y las secuencias volcanoclásticas media y superior del Complejo Volcánico Farallón Negro se correlacionan con el Miembro El Aspero (Turner 1973, Bossi *et al.* 1987), de la Formación Chiquimil (Bossi y Palma 1982). Las Formaciones Andalhuala (Bossi *et al.* 1987, Bossi *et al.* 1993) y Corral Quemado (Riggs y Paterson 1939, Bossi *et al.* 1987, Bossi *et al.* 1993) están conformadas por potentes acumulaciones pséfiticas y psamíticas granocrecientes, con escasa participación volcánica, que integran la parte superior de la secuencia cenozoica.

Magmatismo

El magmatismo cenozoico de la región está restringido al Complejo Volcánico Farallón Negro con varias unidades volcánicas y volcanoclásticas de un espectro composicional que va desde basaltos a riolitas. Los datos geocronológicos de estas unidades (Sasso 1997, Sasso y Clark 1998, Halter *et al.* 2004, Harris *et al.* 2004) arrojan una edad Miocena superior (~9,5 a 6,8 Ma). En base a observaciones propias realizadas en Cerro Atajo y Mina Capillitas e integrándolas con el esquema elaborado por Harris *et al.* (2006) para el Bajo de la Alumbrera, en este trabajo se definen para el Complejo Volcánico Farallón Negro tres asociaciones de facies volcánicas principales: rocas volcánicas primarias, volcanoclásticas reelaboradas e intrusivas

hipabisales. Tanto las unidades volcánicas primarias como las hipabisales presentan facies coherentes como fragmentadas.

Rocas volcánicas primarias: Entre éstas se reconocen coladas de lavas basálticas hasta riolíticas. Las lavas basálticas y andesítico basálticas son porfíricas, con una asociación modal compuesta por pl - cpx - ol ± hbl (símbolos según Krtež 1983), donde es muy conspicua la presencia de grandes fenocristales de clinopiroxeno (2 mm a 1 cm). Las lavas presentan diaclasamiento columnar y tienen, por porciones, aspecto brechoso causado por fenómenos de autobrechamiento (en Mina Capillitas y Bajo de la Alumbrera) o bien por fenómenos de tipo hialoclasticos y peperíticos. Los dos últimos tipos de estructuras aparecen tanto al norte de Bajo de la Alumbrera (Harris *et al.* 2006) como al sureste, en las regiones de Mina Capillitas y Cerro Atajo (Fig. 1). Mientras las autobrechas forman una acumulación caótica de bloques de la lava rotados en la base, que gradualmente pasa a una brecha con matriz lávica y a la misma lava, las hialoclastitas y peperitas exhiben clastos curvoplano formados in situ, con típicas estructuras en rompecabeza que afectan al cuerpo completo de la brecha (Fig. 3a), o bien con rasgos de *mingling* entre sedimentos húmedos y lava en la base del flujo, respectivamente.

Las coladas de composición andesítica (pl - hbl - cpx ± opx ± bt) alternan estratigráficamente en la sección inferior de la secuencia del Complejo Volcánico Farallón

Negro, pero parecen predominar junto a rocas más silíceas (dacíticas a riolíticas) en el registro de las secciones más altas del Complejo Volcánico Farallón Negro (Llambías 1972, Proffett 2003), particularmente abundantes en la región noroeste del complejo (Agua de Dionisio y Bajo Agua Tapada; Harris *et al.* 2006). Las andesitas forman cuerpos tabulares con brechas monomíticas basales y/o cuspidales, interpretadas como autobrechas (e.g., Mina Capillitas, Atajo). Las lavas más silíceas abarcan desde dacitas a riolitas porfíricas y pobres en cristales (pl - bt \pm qtz), que además de observarse en los afloramientos noroccidentales del Complejo Volcánico Farallón Negro, aparecen \sim 3 km al este de Mina Capillitas como domos en el pie occidental de la sierra de Aconquija. Estos domos pueden presentar facies autobrechadas e incluso freatomagmáticas al noroeste, en Bajo de Agua Tapada (Harris *et al.* 2006). Otras brechas monomíticas (0-5 % de clastos accidentales) están asociadas lateral o verticalmente a lavas andesíticas y dacíticas con pl - hbl - cpx \pm bt, alternando con depósitos volcanoclásticos reelaborados en conjuntos de 3-4 unidades de flujo o en bancos aislados. Los depósitos, petrográficamente indistinguibles de las lavas, tienen escasa organización interna y disposición aproximadamente tabular (de entre 20 y 5 m de potencia). Los litoclastos varían ampliamente de tamaños (2 cm - 3 m de diámetro) y formas (Fig. 3b), pero todos exhiben texturas y petrografía semejantes, así como diaclasamiento prismático que afecta parcial o totalmente los clastos mayores. La proporción de matriz es variable (20-50 %). El material en general carece totalmente de vesiculación o ésta es muy pobre. En la base y localmente pueden aparecer delgadas capas (hasta 50 cm) con estructuras tractivas que tienen la misma composición y aspecto que los niveles masivos más gruesos, pero una selección mayor y menor granulometría promedio. Las características mencionadas son compatibles con las de depósitos de flujos de bloques y ceniza, que a veces pudieron ser precedidos por depósitos de oleadas piroclásticas asociadas. Estos depósitos piro-

clásticos derivaron probablemente del colapso de domos o coladas mesosilíceas y ácidas cercanos que en ocasiones pudieron interactuar con agua durante erupciones freatomagmáticas.

Rocas volcanoclásticas: Este grupo de rocas es el mejor representado en la región en cuanto a extensión areal y volumen. Se presentan formando mantos de hasta 8-10 m de potencia individual, difíciles de seguir individualmente en sentido lateral, caracterizados por estar compuestos por material esencialmente volcánico de granulometría muy gruesa. Las litofacies más abundantes son brechas poli- a oligomíticas matriz a clasto sostenidas, con nula a escasa presencia de material volcánico vesiculado o rasgos de fragmentación volcánica primaria (Fig. 4a y b). Los clastos predominantes (aunque no exclusivos) son basálticos y de andesitas basálticas en la parte inferior de la columna (Fig. 4a), mientras que en la superior hay una mayor participación de fragmentos de rocas más silíceas (Fig. 4b).

Intrusivos hipabisales: En la base del Complejo Volcánico Farallón Negro, intercalados con areniscas inmaduras y conglomerados con creciente participación volcánica, afloran diques (0,20-1,50 m) y *sills* (4-8 m) basálticos y andesítico-basálticos (pl - cpx - ol \pm hbl) semejantes en composición a las coladas de esta misma porción de la secuencia. En la columna ubicada inmediatamente al norte de cerro Atajo (Fig. 8) también intercala concordantemente un cuerpo lensooidal de 17 m de espesor y composición andesítica, con pl - hbl \pm cpx \pm bt. El rasgo de campo que permite distinguir los intrusivos concordantes de las coladas contemporáneas son las estructuras de mezcla de magma y sedimentos blandos (peperitas globulares y en bloques) que aparecen no sólo en la base (Fig. 3 d) sino también en el techo del intrusivo (Fig. 3e) o bien la extensa fragmentación por *quenching* (hialoclastitas) formada durante el momento de su intrusión. Este fenómeno también acontece en los márgenes de algunos diques (Fig. 3f) que intruyen cuerpos de sedimentos inconsolidados húmedos. Ejemplos de relaciones peperíticas en *sills* y di-

ques fueron observados en cerro Atajo, mientras que los mejores ejemplos de intrusivos concordantes y diques hialoclastizados pueden verse \sim 500 m al este del puesto Los Colorados (27° 22,5' S - 66° 23,8' O) y en una quebrada ubicada \sim 2 km al sur de la localidad de Capillitas (27° 21,7' S - 66° 22,5' O), donde afloran sendos complejos andesítico basálticos de 30-50 m de potencia afectados por este tipo de fenómenos.

En la sección superior existen relaciones semejantes de cuerpos intrusivos más ácidos (dacíticos y andesíticos con pl - hbl - bt \pm qtz), sobre todo en Bajo Agua Tapada (Harris *et al.* 2006). En Alto de la Blenda, los pórfidos mineralizados de Bajo de la Alumbra y los *sills*, plutones y diques riolíticos y riodacíticos con pl - qtz - kfsp - bt \pm hbl (e.g., cerro Atajo, Capillitas, cerro Blanco, Agua de Dionisio, Farallón Negro, etc), tienen en cambio relaciones discordantes y netas con las rocas sedimentarias y volcanoclásticas encajonantes, a las cuales generalmente alteran hidrotermalmente.

TECTÓNICA

La presencia de rocas del basamento en contacto directo con los depósitos cenozoicos, constituye un rasgo regional que ejerció una marcada influencia en la evolución tectono sedimentaria de las cuencas andinas. La fábrica heterogénea del basamento conferida por la foliación metamórfica, ejerció un fuerte control en la generación de fallas andinas y en la orientación de los bloques que delimitan las cuencas. Esta relación es visible a lo largo de la quebrada de Humanao (Fig. 1) donde una falla de rumbo norte-sur de aproximadamente 20 km de largo, se sobrepone a una faja milonítica paleozoica provocando la separación de grandes bloques de basamento (Fig. 1).

La tectónica cenozoica registra en la región evidencias estructurales y estratigráficas que indican la existencia de al menos cuatro etapas deformacionales sucesivas cuyos rasgos más salientes se detallan a continuación.

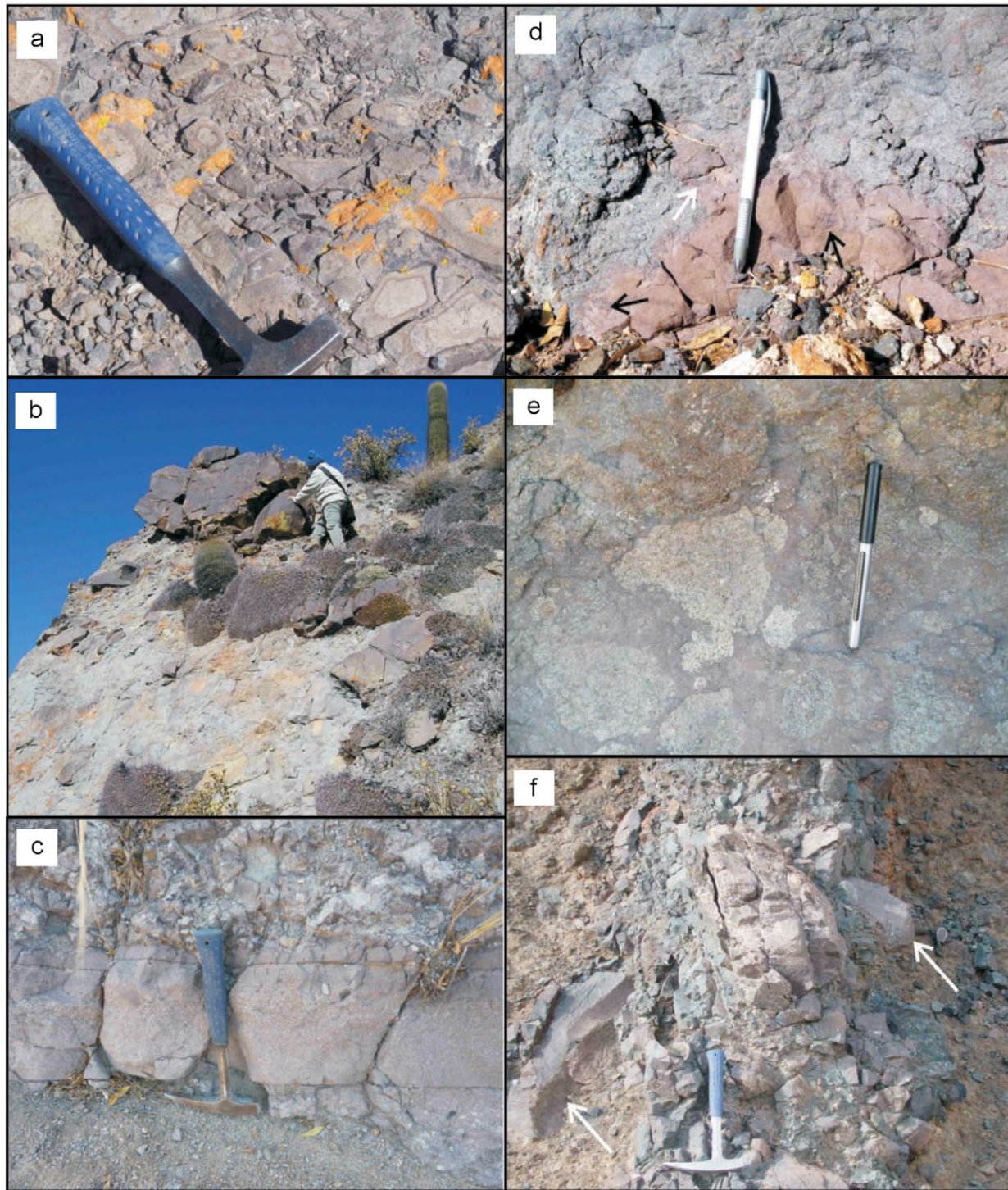


Figura 3: Unidades magmáticas primarias del Complejo Volcánico Farallón Negro. a) Lava brechosa andesítico basáltica en la secuencia del valle de Capillitas. Notar la forma curviplana de los clastos con bordes vítreos (resaltados por alteración) y el arreglo en forma de rompecabezas, todos rasgos típicos de hialoclastitas formadas por sobreenfriamiento de una lava en contacto con un cuerpo de agua. b) Brechas monomícticas andesíticas al oeste del cerro Atajo, interpretadas como depósitos de flujos de bloques y ceniza. c) Tobas y lapillitas dispuestas en la base de las brechas monomícticas referidas en la figura 3b, interpretadas como depósitos de oleadas piroclásticas. d) Base peperítica de un *sill* basáltico en la secuencia al oeste del cerro Atajo, en la cual destacan la forma ondulada del contacto, los bordes crenulados del basalto, las interpenetraciones con una sedimentita fina rojiza (flecha blanca) basal y la dispersión de fragmentos basálticos en la sedimentita (flechas negras). Estas características sugieren que la intrusión de magma en la caja sedimentaria se produjo cuando estos últimos estaban aún inconsolidados y húmedos. e) Peperitas globulares en el techo del mismo *sill* de la figura 3 d. f) Dique basáltico subvertical emplazado en brechas oligomícticas basálticas en el extremo oeste del valle de Capillitas. Notar el aspecto brechoso del dique, la textura en rompecabezas de los clastos y las proyecciones en forma de bloque del dique dentro de la brecha hospedante (flechas blancas), rasgos que permiten interpretarlo como una hialoclastita formada por intrusión de magma en depósitos volcanoclasticos gruesos cargados en agua.

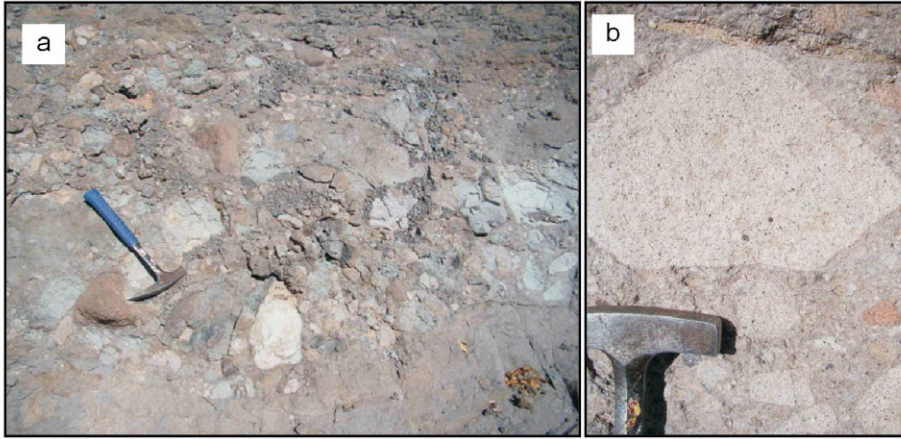


Figura 4: Depósitos volcanoclásticos reelaborados del Complejo Volcánico Farallón Negro. a) Brecha volcanoclástica polimíctica (depósito de flujo de detritos) de la sección inferior del complejo. Los clastos son de andesitas, andesitas basálticas y basaltos alterados. La fábrica dominante es clasto sostén, aunque interdigita con dominios matriz soportados. La matriz volcanoclástica tiene tamaño arena a arcilla, y eventualmente presenta fragmentos del basamento. b) Brecha volcanoclástica oligomíctica (depósito de flujo de detritos) de la sección superior. Los clastos predominantes son claros, densos y de composición dacítico-andesítica con biotita y hornblenda. La matriz volcanoclástica tiene tamaño arena fina.



Figura 5: Anisotropías de fajas de cizalla dúctil en el basamento granítico, activadas en fallas normales durante la depositación de la Formación Hualfín. Baños termales de Los Nacimientos.

Primera etapa de deformación

Un lugar clave para observar la incidencia de las anisotropías del basamento sobre estructuras andinas se encuentra en la ladera oriental de la sierra de Hualfín, al oeste de la localidad de Los Nacimientos. En este lugar las diaclasas y pequeñas fajas de deformación dúctil presentes en el granito Chango Real (Turner 1962) (Fig. 5) fueron reactivadas como fallas normales (Ramos 2009) (Fig. 6a). Por su lado, Muruaga (1998), Bossi *et al.*

(2009) y Ramos (2009), interpretan que los desplazamientos de estas fallas normales fueron sincrónicos con la sedimentación de la Formación Hualfín en base a la presencia de discordancias progresivas. Estas relaciones son evidentes en la sierra de Hualfín donde se reconocen pliegues *drapes* con estratos de crecimiento (Fig. 6b).

Las discordancias internas de la Formación Hualfín asociadas a los desplazamientos de las fallas normales, sincró-

nicas con la sedimentación, constituyen evidencias de que la cuenca cenozoica más antigua de la región se originó bajo un dominio de esfuerzos extensionales. Al ser coetánea con la depositación de la Formación Hualfín, asignada al Paleógeno sólo en base a correlaciones estratigráficas (Bossi *et al.* 2001) y que no cuenta con dataciones radiométricas ni registros fósiles, la edad de esta etapa deformacional presenta el mismo grado de incertidumbre que la de dicha Formación.

Segunda etapa de deformación

Al final de su depositación, la Formación Hualfín muestra indicios de un importante proceso de erosión, con el registro de marcados cambios de espesores en diferentes sectores de la cuenca. Estas variaciones son notables en la sierras de Capillitas y de Hualfín, donde en pocos kilómetros a lo largo del rumbo, la Formación Hualfín desaparece completamente dando lugar a que los depósitos volcanoclásticos del Complejo Volcánico Farallón Negro se depositaran directamente sobre el basamento.

En forma complementaria a la erosión, se registran también evidencias de una etapa de deformación compresiva acotada entre la Formación Hualfín y el Complejo Volcánico Farallón Negro. La más clara de estas evidencias fue observada al norte del cerro Atajo, donde la Formación Hualfín se encuentra intensamente plegada y en relación de discordancia con el Complejo Volcánico Farallón Negro (Fig. 7a). Los pliegues que afectan a la Formación Hualfín son de corto radio de curvatura, con longitudes de onda que no superan los 10 m y ejes buzantes entre 50° y 60° en dirección NO - SE.

La edad de esta etapa contraccional es incierta debido al hiato comprendido entre la Formación Hualfín y el Complejo Volcánico Farallón Negro. No obstante, el sustancial aumento en el grado de diagénesis, la fuerte deformación y la erosión que presenta la Formación Hualfín en relación con las unidades suprayacentes, indican un tiempo de no depositación prolongado, comprendido entre este evento tectónico y el Mioceno superior.

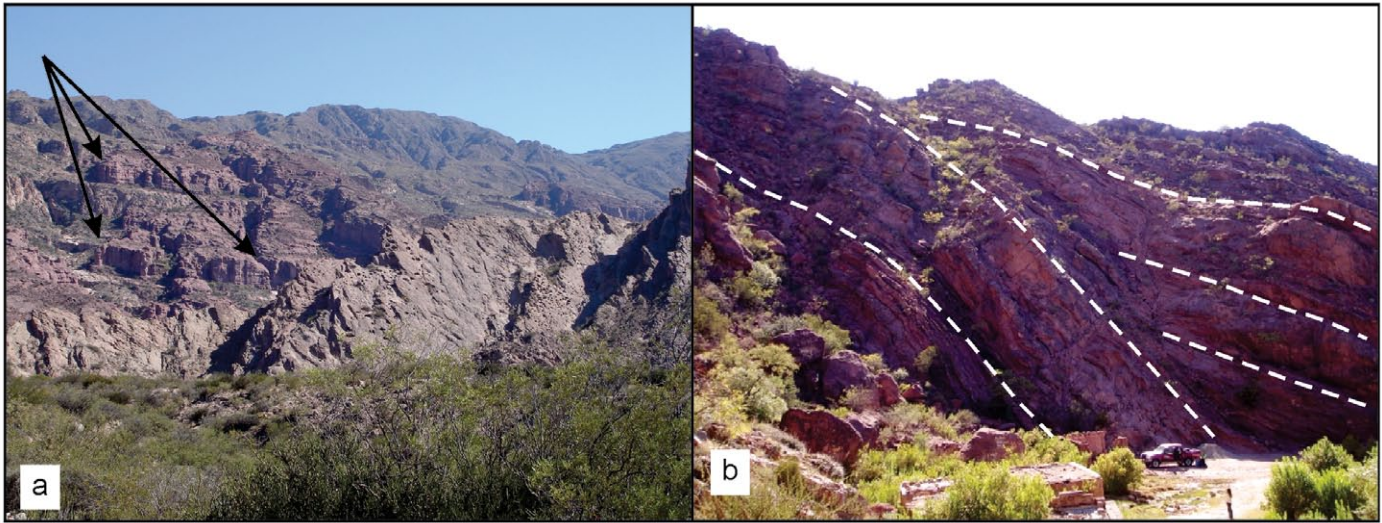


Figura 6: a) Escarpas de fallas normales, y b) pliegue *drape* con estratos de crecimiento en la Formación Hualfín. Ladera oriental de la sierra de Hualfín.

Tercera etapa de deformación

La existencia de fallas normales sinse-dimentarias (Fig. 7b) y de discordancias progresivas en los depósitos conglomerádicos volcánoclasticos del Complejo Volcánico Farallón Negro (Fig. 7d), indican sincronidad de la depositación con un nuevo ciclo tectónico extensional, coincidente con la irrupción del volcanismo en la cuenca.

Para este tiempo, Bossi *et al.* (1997) y Muruaga (1998), proponen el desarrollo de un *rift* intracratónico cuyo climax se correspondería con el magmatismo del Complejo Volcánico Farallón Negro.

Las evidencias de la tectónica extensional correspondiente a esta etapa fueron observadas al suroeste del cerro Atajo donde cuerpos intrusivos andesíticos del Complejo Volcánico Farallón Negro, fueron controlados en su emplazamiento por fallas normales de alto ángulo.

Al norte del cerro Atajo se registró una falla de rumbo este oeste e inclinación 75 S, que presenta una relación de inversión tectónica positiva. Esta falla muestra un desplazamiento inverso con rechazo vertical de pocos metros de una colada de lava basáltica en el techo del Complejo Volcánico Farallón Negro (Fig. 7d). Al restaurar el desplazamiento al piso de la colada, se observa que, debajo de su punto nulo, subyace una falla normal que inclina con alto ángulo al noroeste y pone

en contacto a la Formación Hualfín con el Complejo Volcánico Farallón Negro.

Cuarta etapa de deformación

Teniendo en cuenta que los indicadores cinemáticos medidos sobre los planos de fallas, en la mayoría de los casos sólo muestran sus últimos desplazamientos y borran los anteriores, se asume que los resultados obtenidos reflejan exclusivamente la etapa final de levantamiento de las sierras, concomitante con la finalización del magmatismo, el cierre de la cuenca del Complejo Volcánico Farallón Negro y su plegamiento. A lo largo de las fallas Potrerros, Aconquija, Capillitas y Cerro Atajo, se obtuvieron datos cinemáticos de movimientos transcurrentes dextrales con los vectores de esfuerzos principales máximos y mínimos en posiciones cercanas a la horizontal (Fig. 8). La quebrada Potrerros que tiene sus nacientes en el prospecto minero Agua Rica es coincidente por tramos con la traza de una falla de rumbo N-S, la falla Potrerros, que desplaza rocas del basamento. En la figura 9 se muestra el aspecto de un corte transversal de la falla hacia donde convergen planos de fallas menores de alto ángulo integrando una geometría de estructura en flor positiva del tipo hojas de palmera.

La traza de la falla Agua Rica tiene geometría curva hacia el oeste, rasgo que, asociado a su movimiento lateral dere-

cho, resulta favorable para la generación de una zona transtensiva localizada en el área de emplazamiento del sistema porfírico y epitermal de Agua Rica (Fig. 8) donde se registran vetas y fallas menores de orientación NE-SO (Llambías 1972). La falla Agua Rica intercepta a la falla Aconquija en ángulo casi perpendicular delimitando un bloque de basamento con rotación dextrógira.

Los valles de cerro Atajo y Capillitas ubicados al sudoeste de la sierra de Aconquija están alineados en dirección NE-SO, siguiendo el rumbo de fallas que conforman el lineamiento de Aconquija. La falla Cerro Atajo, controló el emplazamiento de diques dacíticos tardíos asociados a un cuerpo subvolcánico, intensamente alterado y que registra contenidos anómalos de Au. A su vez, el cerro Atajo está afectado por fallas extensionales menores, con orientación NO-SE que forman sigmoides asociados al sistema dextral principal (Fig. 8). El valle de Capillitas está limitado al sudeste por una falla a partir de la cual se eleva el basamento del extremo sur de la sierra de Aconquija y al noroeste por la sierra de Capillitas, cuyo basamento es el sustrato de las sedimentitas de la Formación Hualfín. La inclinación de la superficie de erosión labrada sobre el basamento, con un ángulo de 40° al sudeste, en su ladera oriental, indica que la sierra de Capillitas basculó hacia el noroeste

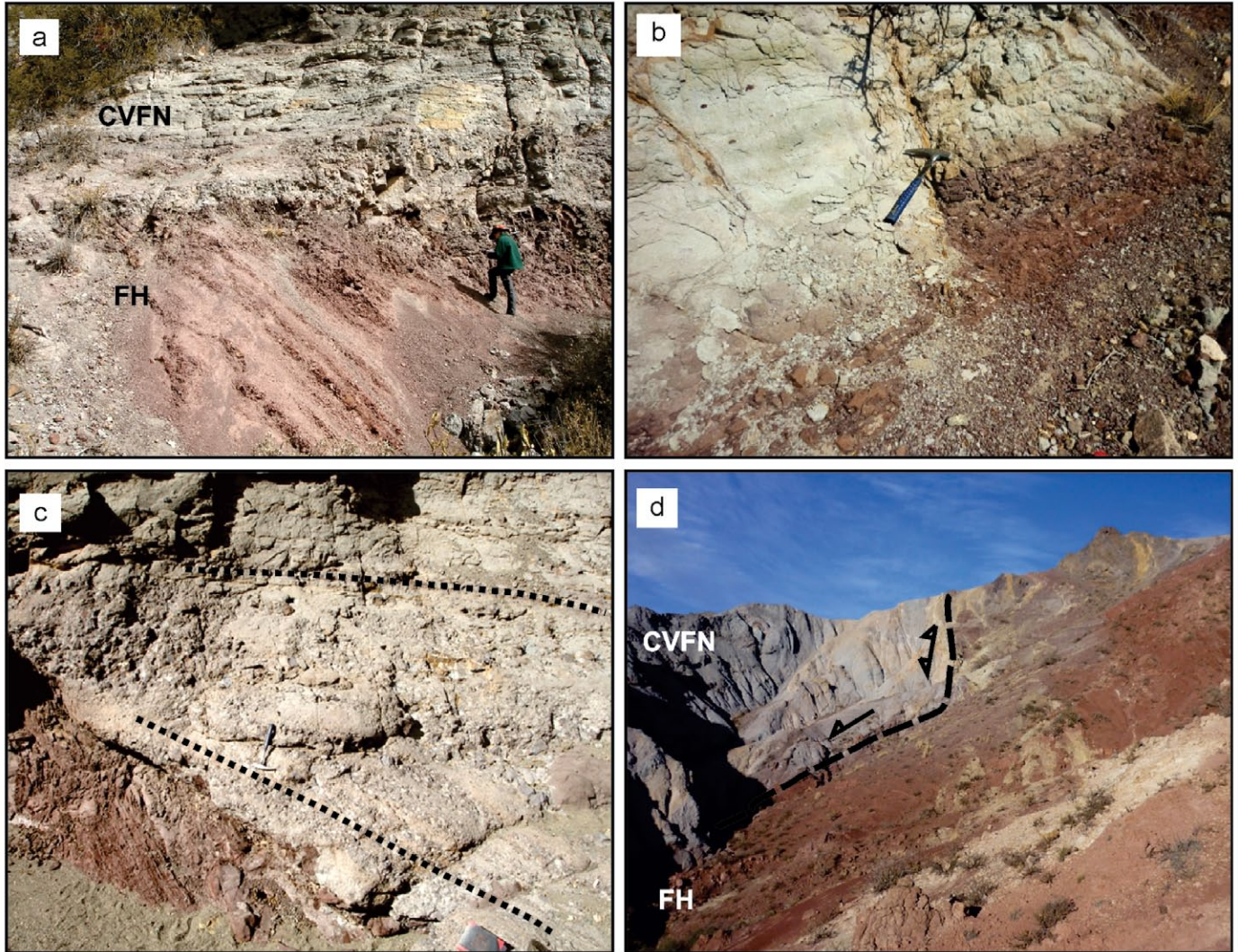


Figura 7: a) Discordancia angular entre la Formación Hualfín (FH) y el Complejo Volcánico Farallón Negro. Norte del cerro Atajo. b) Fallas normales sincrónicas con la sedimentación en el Complejo Volcánico Farallón Negro. c) Estratos de crecimiento del Complejo Volcánico Farallón Negro y relación discordante con la Formación Hualfín. d) Falla normal con inversión tectónica positiva entre la Formación Hualfín (FH) y el Complejo Volcánico Farallón Negro. La parte inferior presenta relación de falla normal y la parte superior inversa.

de la sierra Aconquija. En la parte central del valle de Capillitas, se registra una falla transcurrente que pone en contacto sedimentos cenozoicos rojos de la Formación Hualfín con el Complejo Volcánico Farallón Negro. La presencia de coladas de emisiones fisurales encontradas a lo largo de esta falla, sugiere que estaría conectada con niveles corticales profundos.

La actividad tectónica transpresiva registrada a fines del Neógeno continuó en el cuaternario, tal como lo indica la presencia de fallas menores dispuestas sobre abanicos aluviales, en el extremo norte del valle de Capillitas (Fig.10). Otros registros de neotectónica fueron reconoci-

dos por Casas (2008), en el piedemonte de la sierra de Hualfín. En ambas sierras, la tectónica moderna está asociada a avalanchas y flujos de detritos desprendidos de sus laderas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las asociaciones estructurales de la región, discriminadas temporalmente en base a las unidades estratigráficas involucradas en la deformación, registran durante el Cenozoico al menos cuatro eventos de deformación contrastantes.

El primero de ellos, de carácter extensio-

nal, se produjo desde los inicios de la deposición de la Formación Hualfín. La composición de sus sedimentos a partir de la erosión de rocas del basamento (principalmente granítico) en facies distales (Galli *et al.* 2012), es compatible con aportes provenientes desde un cratón o frente orogénico alejado, por lo que se la puede interpretar como una cuenca extensional intracratónica o de tasarco.

Durante el segundo evento tectónico la cuenca de la Formación Hualfín, fracturada inicialmente por la extensión, se plegó y erosionó por esfuerzos compresivos antes de la depositación del Complejo Volcánico Farallón Negro. La disposición

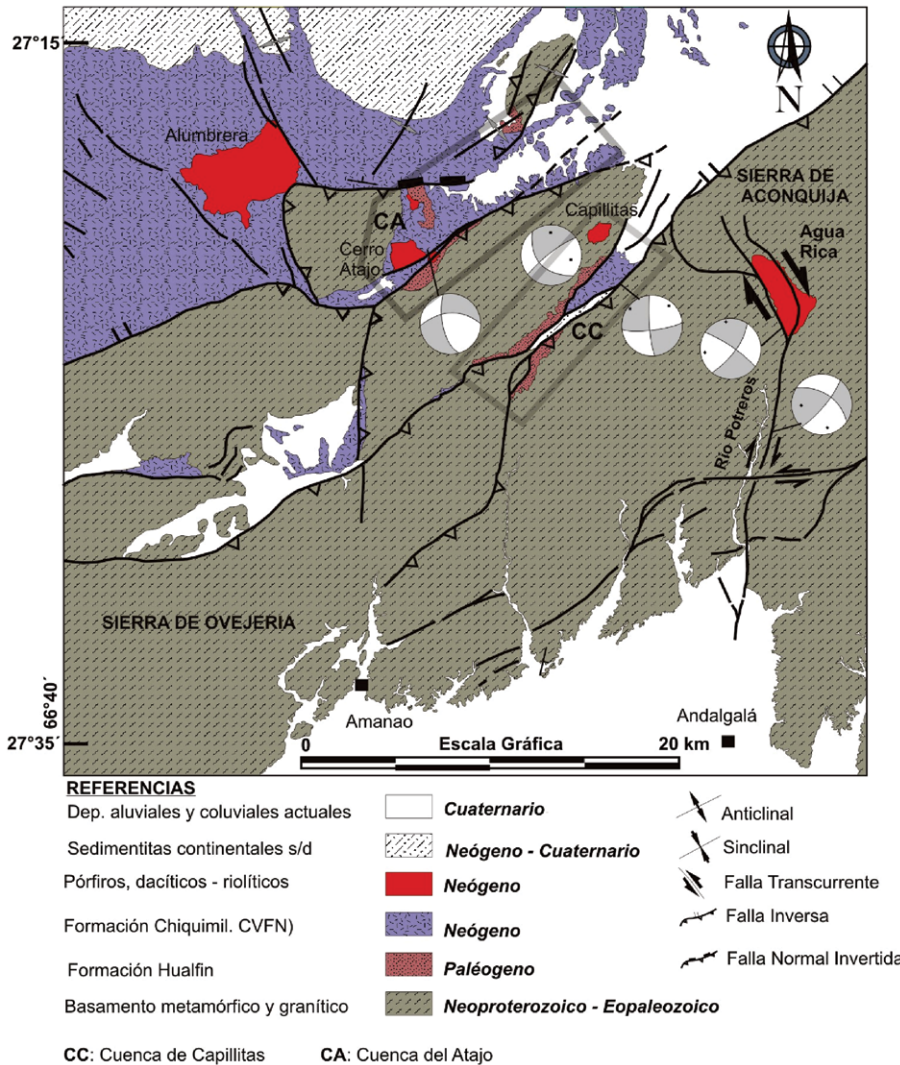


Figura 8: Mapa geológico y cinemático de las fallas principales (cuadrantes grises: campos extensionales; cuadrantes blancos: campos compresivos) de la región Capillitas - Cerro Atajo.

de las fallas en algunos casos inducidas por anisotropías del basamento habría influido en la orientación oblicua al rumbo andino de pliegues acotados a la Formación Hualfín, sobre los cuales se apoya en discordancia el Complejo Volcánico Farallón Negro.

A la etapa compresiva, que provocó la deformación y el cierre de la cuenca de la Formación Hualfín, le sucedió la deposición del Complejo Volcánico Farallón Negro en una cuenca expansiva caracterizada por Bossi y Muruaga (2009) como extensional, pero que en este trabajo interpretamos como de carácter transtensivo. La diferencia temporal de deposición entre ambos conjuntos pudo haber

sido considerable, en función de que la Formación Hualfín está libre de aportes volcánicos, a la vez que fue diagenizada, deformada y completamente exhumada antes del Mioceno superior, tiempo en el que se inició la depositación del Complejo Volcánico Farallón Negro.

La incorporación de la región al frente orogénico andino durante el Mioceno, habría reactivado parte de las fallas generadas en la etapa anterior y provocado la rotación diferencial de bloques de basamento, originando una zona de transferencia dominada por movimientos transcurrentes. La cinemática transcurrente generó la sucesión de esfuerzos transtensivos, seguidos de esfuerzos transpresivos,

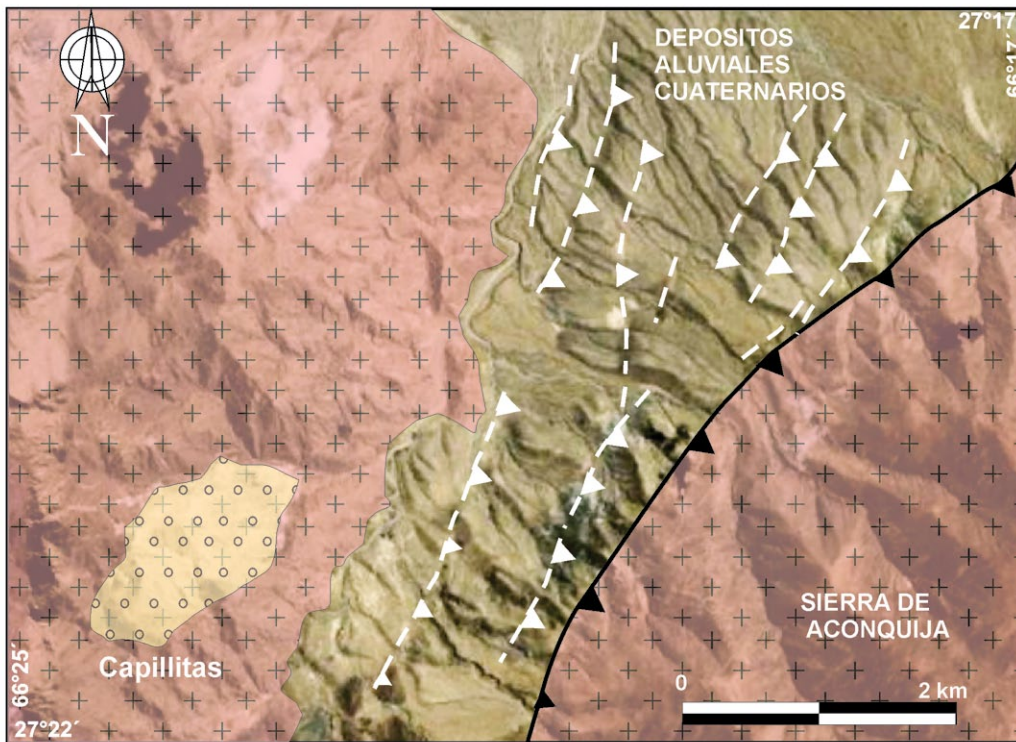


Figura 9: Estructura en flor del tipo hojas de palmera, en la falla Agua Rica, relacionada con el desarrollo de depósitos epitermales. Quebrada de Potreros.

vos, que dieron origen al tercer y cuarto evento tectónico respectivamente, en un proceso de deformación continua desde el Mioceno medio hasta el presente.

Durante la etapa transtensiva, se desarrolló la cuenca del Complejo Volcánico Farallón Negro, sintectónica y con intensa actividad magmática. La actividad volcánica se caracterizó, en un primer momento, por el derrame e inyección de magmas basálticos y andesíticos máficos en una cuenca tectónicamente muy activa, con emplazamiento volcánico subcúeво y abundante interacción con sedimentos húmedos. Hacia la sección media a superior de la secuencia del Complejo Volcánico Farallón Negro, se registra la presencia de material mayoritariamente volcánico retrabajado y evidencias de interacción del magma con agua y sedimentos húmedos, según lo expresa la presencia de estructuras peperíticas en los contactos con coladas y cuerpos intrusivos.

El magmatismo fue contemporáneo con procesos generalizados de remoción en masa, lahares y flujos de detritos que mayoritariamente integran el Complejo Volcánico Farallón Negro. Muchos de estos depósitos fueron confundidos previamente con unidades volcánicas primarias (e.g., Llambías 1970, Proffett 2003, Hal-



REFERENCIAS



-  Basamento granítico
-  Pórfiro de Capillitas



Figura 10: Sistema de fallas inversas en abanicos aluviales cuaternarios al noreste de la sierra de Capillitas.

ter *et al.* 2004) y clasificados con nomenclaturas muy variadas como brechas de flujo, brechas extrusivas, brechas líticas heterolíticas y brechas oligo y polimícticas. Si bien la presencia de depósitos sedimentarios intercalados en el Complejo Volcánico Farallón Negro fue reconocida por la mayoría de los autores en la región, sólo Harris *et al.* (2006) y Galli *et al.* (2012) le atribuyeron carácter sedimentario a las unidades brechosas de mayor extensión areal que, por su composición predominante o totalmente volcánica, eran interpretadas como depósitos esencialmente piroclásticos.

Las brechas más abundantes del Complejo Volcánico Farallón Negro son en efecto producto del retrabajo, erosión y sedimentación de volcanitas de la misma composición que aquellas con la que se encuentran intercaladas, probablemente aportadas desde sectores muy cercanos y en un régimen tectónicamente muy activo. Galli *et al.* (2012) destacan que las áreas de aporte de los depósitos de base

y tope de la columna suelen ser las mismas, donde los cambios composicionales del volcanismo *in situ*, sugieren una activa erosión de centros eruptivos a medida que estos se iban edificando.

El volcanismo de la sección superior tampoco se desarrolló con actividad explosiva significativa, diferenciándose del anterior sólo por la erupción de composiciones más evolucionadas (andesitas, dacitas y riolitas) a manera de domos o intrusivos someros. Así, el estilo eruptivo reconocido para las facies supuestamente distales del Complejo Volcánico Farallón Negro es idéntico al identificado por Harris *et al.* (2006) en áreas anteriormente propuestas como proximales y es compatible con la existencia de varios centros eruptivos de pequeñas dimensiones distribuidos en una planicie aluvial relativamente extensa y activa.

Las espesas y extensas secciones de brechas volcanosedimentarias, sin que medie el desarrollo de grandes aparatos volcánicos, es explicable a partir de la ge-

neración de relieves con fuerte inestabilidad debido a la actividad tectónica transcurrente (Busby-Spera y Basset 2007). Este modelo volcánico coincide parcialmente con el propuesto por Harris *et al.* (2006), aunque en nuestra interpretación el magmatismo habría estado ligado a la evolución de cuencas relativamente pequeñas, asociadas estrechamente a tectónica transcurrente. La información tectónica, volcánica y estratigráfica exhibida en este trabajo, así como por Galli *et al.* (2012), sugiere que el escenario geológico interpretado es más adecuado que el de una cuenca de antepaís extensa que plantean Harris *et al.* (2006).

La naturaleza geoquímica del magmatismo máfico (basáltico a andesítico basáltico) inicial del Complejo Volcánico Farallón Negro, de carácter subalcalina, con enriquecimiento en elementos traza de gran radio iónico y en tierras raras livianas y leves tendencias de intraplaca (Halter *et al.* 2004), indican un origen por fusión parcial de una fuente mantélica poco

profunda (Sasso 1997). La presencia de basaltos provenientes del manto desde las primeras etapas del magmatismo es compatible con los modelos extensionales inducidos por debilitamiento termal de la corteza (Gans *et al.* 1989). La inyección de magma desde el manto en partes intermedias de la corteza habría favorecido el debilitamiento de su capa elástica y la generación de fallas normales.

A la etapa transtensiva le sucedieron movimientos transpresivos que iniciaron la elevación del sistema serrano regional con la exhumación de al menos 5 km de corteza en los últimos 6 Ma, (Sobel y Strecker 2003) a 7,5 km desde el Mioceno tardío (< 8 Ma, Dávila *et al.* 2012).

En su fase final, el magmatismo de la región estuvo signado por los emplazamientos de cuerpos intrusivos, en su mayoría mineralizados, entre los que se destacan los de Bajo de la Alumbra, Farallón Negro, cerro Atajo, Capillitas, Agua Rica y Filo Colorado. El complejo de intrusivos que integran el prospecto Agua Rica registra entre los 8,6 y 4 Ma la superposición de eventos profundos, intermedios y superficiales (sistemas porfíricos a epitermales) en el mismo nivel de erosión, definiendo un proceso de *telescoping* debido a la rápida denudación de la sierra por ascenso tectónico (Landtzwig *et al.* 2002, Franchini *et al.* 2011).

El tiempo de alzamiento de las sierras es coincidente con la finalización de la actividad magmática del Complejo Volcánico Farallón Negro, acotada por Sasso *et al.* (1995) entre los 12,5 y 5 Ma y con mayor precisión entre los 9,5 a 6,8 Ma por Harris *et al.* (2004) y Halter *et al.* (2004).

Finalmente, la existencia de fallas modernas y de avalanchas relacionadas a las mismas en las sierras de Aconquija y Hualfín, indican que la etapa de tectónica transpresiva iniciada en el Neógeno aún perdura en la región, generando relieves positivos.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado a través del proyecto PICTO-UNSa, N°36641, ANPCyT. Los autores agradecen al SEGEMAR, al Instituto de Geo-

logía y Minería de la UNJu y a la familia Yampa del paraje Santa Rita, por el apoyo prestado durante los trabajos de campo y de gabinete.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger., R. 2001. Programa digital FaultKinWin. Versión 1.1: <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>
- Busby-Spera, C.J. y Basset, K.N. 2007. Volcanic facies architecture of an intra-arc strike-slip basin, Santa Rita Mountains, Southern Arizona. *Bulletin of Volcanology* 70: 85-103.
- Bossi, G.E. y Palma, R. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 155-172, Buenos Aires.
- Bossi, G.E., Ovejero, R. y Strecker, M. 1987. Correlación entre los perfiles de Puerta de Corral Quemado-Hualfín y de Entre Ríos (Chiquimil), provincia de Catamarca, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 117-120, Tucumán.
- Bossi, G.E., Muruaga, C. M., Sanagua, J., Hernandez, A. y Ahumada, A.L. 1993. Geología y Estratigrafía de la cuenca Neógena Santa María Hualfín (Departamentos Santa María y Belén, provincia de Catamarca). 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 156-165, Mendoza.
- Bossi, G.E., Muruaga, C.M., Georgieff, S.M., Ahumada, A.L., Ibañez, L.M. y Vides, M.E. 1997. The Santa María neogene basin of the Pampean Ranges: an example of mixed tectonic evolution. 1° Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Sociedad Venezolana de Geólogos, 1: 97-104, Caracas.
- Bossi, G.E., Muruaga, C. y Gavriloff, I.J.C. 1999. Ciclo Andino. Neógeno-Pleistoceno. Sedimentación. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds) Geología Del Noroeste Argentino: 329-360, Salta.
- Bossi, G.E., Georgieff, S.M., Gavriloff, I.J.C., Ibañez, L.M. y Muruaga, C.M. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14:725-734.
- Bossi, G.E. y Muruaga, C. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'rijf' neógeno en el

Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. *Andean Geology* 36: 311-341.

- Casa, A. 2008. Neotectónica de la región del distrito minero Farallón Negro, Provincia de Catamarca, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1126-1127, San Salvador de Jujuy.
- Cristallini, E., Comínguez, A., Ramos, V. y Mercerat, E. 2004. Basement double-wedge thrusting in the northern Sierras Pampeanas of Argentina (27° S). Constrains from deep seismic reflection. En McClay, K.R. (ed.) Thrust tectonics and Hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 65-90.
- Dávila, F., Giménez, M., Nóbile, J. y Martínez, P. 2012. The evolution of the high-elevated depocenters of the northern Sierras Pampeanas (ca. 28° SL), Argentine broken foreland, South-Central Andes: the Pipanaco Basin. *Basin Research* 24: 615-636.
- Franchini, M., Impiccini, A., Lentz, D., Rios, F., O'Leary, S., Pons J. y Schalamuk, A.I. 2011. Porphyry to epithermal transition in the Agua Rica polymetallic deposit, Catamarca, Argentina: An integrated petrologic analysis of ore and alteration parageneses. *Ore Geology Reviews* 4: 49-74.
- Galván, A. y Ruiz Huidobro, O. 1965. Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones mesozoicas terciarias. *Acta Geológica Lilloana* 7: 217-230.
- Galli, C.I., Caffè, P., Arnosio, M., Seggiaro, R. y Becchio, R. 2012. Análisis paleoambiental y procedencia de los depósitos cenozoicos en el extremo suroeste de la sierra de Aconquija, Provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 596-610.
- Gans, P.B, Mahood G.A. y Schermer. E. 1989. Sinextensional magmatism in the Basin and Range Province: A case study from the eastern Great Basin. *Geological Society of America, Special Paper* 233: 1-53.
- Harris, A.C., Allen, Ch.M., Bryan, S.E., Campbell, I.H., Holcombe, R.J. y Palin, M. 2004. ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbra Cu-Au deposit: implications for porphyry-related mineralization. *Mineralium Deposita* 39: 46-67.
- Harris, A.C., Bryan, S.E. y Holcombe, R.J. 2006. Volcanic Setting of the Bajo de la Alumbra Porphyry Cu-Au Deposit, Farallón Negro

- Volcanics, Northwest Argentina. *Economic Geology* 101: 71-94.
- Halter, W.E., Bain, N., Becker, K., Heinrich, C., Landtwing, M., VonQuadt, A., Clark, A.H.O., Sasso, A.M., Bissig, T. y Tosdal, R.M. 2004. From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: The Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136: 1-30.
- Jordan, T., Isacks, B.L., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society American Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T., Zeitler, P., Ramos V. y Gleadow, A. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 207-222.
- Koukharsky, M. y Mirrè, J.C. 1976. Mi Vida prospect, a porphyry copper type deposit in Northwestern Argentina. *Economic Geology* 715: 849-863.
- Landtwig, M.R., Dillenbeck, E.D., Leake, M.H. y Heinrich, C.A. 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry Cu-Mo-Au deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive unroofing of a magmatic hydrothermal system. *Economic Geology* 97: 1272-1293.
- Llambías, E.J. 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27: 161-169.
- Löbens, S., Sobel, E. R., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I. y Siegesmund, S. 2013. Refined exhumation history of the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Tectonics* 32: 453-472.
- Mon, R. 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 65-72.
- Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E., Sosa Gomez, J. y Strecker, M. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón-Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Geological Society American Bulletin* 119: 637-653.
- Muruaga, C.M. 1998. Estratigrafía y sedimentología del Terciario Superior de la sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Tucumán. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (Inédita), 270 p., Tucumán.
- Muruaga, C.M. 2001a. Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno superior), la Sierra de Hualfín, Catamarca. *Acta Geológica Lilloana*, 18: 265-280.
- Muruaga, C.M. 2001b. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8: 27-50.
- Proffett, J.M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbra Porphyry Copper-Gold Deposit, Argentina. *Economic Geology* 98: 1535-1574.
- Ramos, V. 1977. Basement Tectonics from Landsat imagery in mining exploration. *Geologic Mijnbouw* 56: 243-252.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. El levantamiento diacrónico de las Sierras Pampeanas en la zona de subducción horizontal. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 70-72, El Calafate.
- Ramos, J. 2009. Estudio estructural del área de Los Nacimientos de Abajo. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta, Escuela de Geología (inédita), 83 p., Salta.
- Sasso, A.M. 1997. Geological evolution and metallogenic relationships of the Farallon Negro volcanic complex, NW Argentina. PhD thesis, Kingston, Queen's University (inédita), 842 p., Kingston.
- Sasso, A.M., Clark, A.H. y Farrar, E. 1995. Tectonic controls on scale of upper Miocene porphyry Cu-Au mineralization centers 250 km to the east of coeval mineralization in the Chilean Andes. In Clark, A.H. (ed.) *Giant Ore Deposits II: Controls on the Scale of Orogenic Magmatic-Hydrothermal Mineralization*, Proceedings of the Second Giant Ore Deposits Workshop, Queen's University 1:101-111, Ontario
- Sillitoe, R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 68: 799-815.
- Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research* 15: 431-451.
- Turner, J.C. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca (Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17:11-46.
- Turner, J.C. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 11d Laguna Blanca (Provincia de Catamarca). Servicio Nacional de Minería y Geología 71 p., Buenos Aires.
- Urreiztieta, M., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Rossello, E. 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonophysics* 254: 17-39.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., García Cacho, L. y Martín Scorza, C. 1984. El finí volcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 234-251, Buenos Aires.
- Seggiaro, R., Da Poian, G., Becchio, R., Galli, C.I., Arnosio, M. y Caffè, P. 2011. Tectónica andina en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, Provincia de Catamarca. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 856-857, Neuquén.

Recibido: 7 de junio, 2013

Aceptado: 14 de abril, 2014