

# Efusiones básicas subácueas de edad arenigiana en el norte del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina

Clara E. CISTERNA<sup>1</sup>, Beatriz COIRA<sup>2</sup> y Magdalena KOUKHARSKY<sup>3</sup>

**Resumen:** Este trabajo se focaliza en el análisis de sucesiones de edad ordovícica que integran diferentes secciones en la sierra de Las Planchadas - Narváez, en el norte del Sistema de Famatina. Ellas constituyen los registros más tempranos del Arenigiano de la región, según se deduce del contenido fosilífero y de la cobertura de niveles lávicos dacíticos, facies volcanoclásticas sin-eruptivas resedimentadas y facies volcanogénicas, que completan la columna. Las secciones analizadas, de norte a sur, son: - Sección norte quebrada Larga - Punta Colorada, integrada principalmente por una facies lávica y facies de autobrechas e hialoclastitas asociadas. - Sección quebrada Larga - Punta Pétreá, integrada principalmente por facies lávicas (basaltos, andesitas y dacitas) a las que se asocian brechas de lavas en almohadilla y brechas hialoclastáticas, que hacia los tramos superiores se intercalan con facies sin-eruptivas resedimentadas volcanoclásticas (brechas y psamitas) y facies volcanogénicas, principalmente psamitas y pelitas con fósiles. - Sección Vuelta de Las Tolas, donde las lavas básicas y facies autoclásticas asociadas constituyen la base de la columna y les suceden facies volcanogénicas. El análisis comparativo de las características químicas de las lavas básicas indica que se trata de una asociación de rocas de igual naturaleza, ligadas a un volcanismo con afinidades toleíticas. Los datos aportados permiten señalar que el inicio del magmatismo arenigiano correspondió a efusiones basálticas de arco de islas, emplazadas en un medio submarino. Durante su emplazamiento se produce fragmentación y la generación de facies de autobrechas y de hialoclastitas de igual composición y formación in situ.

**Abstract:** *SUBAQUEOUS BASIC EFFUSIONS OF ARENIG AGE IN NORTHERN FAMATINA SYSTEM, NORTHWEST ARGENTINA.* This paper focuses on the analysis of the Ordovician successions that outcrop along the Sierra de Las Planchadas - Narvaez, northern Famatina System. They are the earliest records of the Arenig of the region, as evidenced by the fossiliferous content and the overlying deposits of dacitic lavas, volcanoclastic resedimented syn-eruptive facies and volcanogenic facies, which complete the column. The analyzed sections from north to south are: - Quebrada Larga - Punta Colorada section, mainly composed of lavic facies and related autobreccias and hyaloclastites facies. - Quebrada Larga - Punta Pétreá section, that display several lavic facies (basalts, andesites and dacites) in associating with hyaloclastic and pillow breccias. To the upper portions of the profile are syn-eruptive resedimented volcanoclastic facies (breccias and psamites) and volcanogenic members, mainly represented by psamitic and pelitic rocks with fossils. - Vuelta de Las Tolas section, where the basic lavas and related autobreccias underlying the volcanogenic deposits. The comparative analysis of the chemical basic lavas characteristics indicates that they are of the same nature and show tholeiitic affinities. This study indicates that the Arenigian volcanic events were began as effusions related to a volcanic island arc, with submarine basalts and during their emplacement were produced in situ fragmentation processes, generating great volumes of autobreccias and hyaloclastites deposits.

**Palabras clave:** Basaltos subácueos. Hialoclastitas. Arenigiano. Sistema de Famatina.

**Key words:** Subaqueous basalts. Hyaloclastites. Arenig. Famatina System.

## Introducción

En el norte del Sistema de Famatina existen extensos afloramientos de rocas volcánicas ácidas y básicas asociadas con depósitos volcanoclásticos de variada naturaleza, todos ellos de probada edad ordovícica. El conocimiento de estas unidades y de los procesos que

<sup>1</sup>) CONICET y Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán, Argentina. E-mail: claraeugeniacisterna@yahoo.com

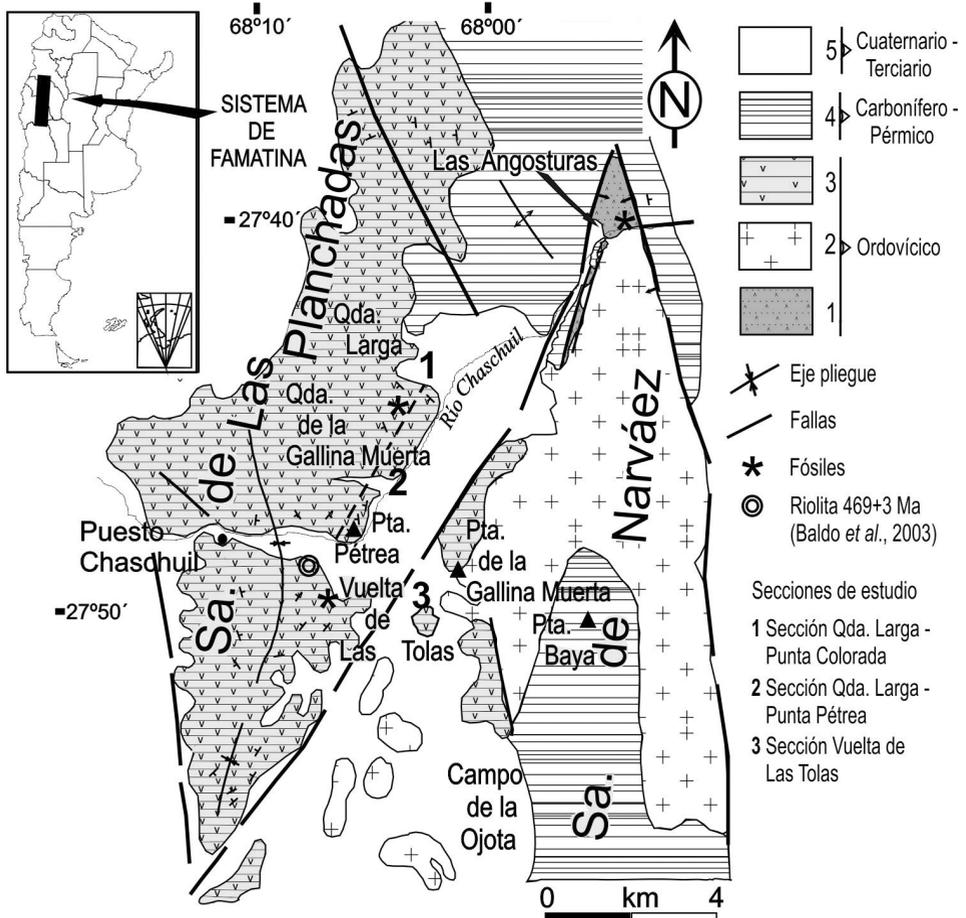
<sup>2</sup>) CONICET - Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy.

<sup>3</sup>) CONICET - Universidad de Buenos Aires.

condicionaron su formación es clave para la comprensión de los aspectos geodinámicos involucrados en la evolución del Paleozoico inferior del noroeste de Argentina, en el contexto tectónico del borde occidental de Gondwana. En los últimos años se han realizado estudios detallados de sucesiones ordovícicas de edad arenigiana que afloran en el norte del Sistema de Famatina, obteniéndose datos de campo, petrográficos y químicos que han brindado bases para la interpretación de los episodios volcánicos y sedimentarios ligados a su origen (Cisterna, 1994; Cisterna *et al.*, 2010 a y b; Mángano y Buatois, 1994, 1996, 1997; entre otros). Sin embargo aún prevalecen numerosos interrogantes referidos a las relaciones espaciales y temporales entre las diferentes secciones arenigianas que integran las sierras de Las Planchadas - Narváez, información necesaria para la reconstrucción de la cuenca ordovícica y los procesos volcánicos y/o volcánicos – sedimentarios involucrados en su formación. Este trabajo se focaliza en el análisis de las sucesiones volcánicas básicas que integran diferentes secciones en las sierras de Las Planchadas - Narváez, incluyendo nuevos datos de campo, petrográficos y químicos. El análisis comparativo de estas sucesiones ha permitido correlacionar los diferentes depósitos de igual posición estratigráfica que integran el norte del Sistema de Famatina e interpretar sus relaciones espaciales y temporales vinculantes.

## Marco geológico

En el norte del Sistema de Famatina, situado en el noroeste de Argentina, la columna estratigráfica está representada principalmente por unidades sedimentarias y magmáticas del Paleozoico (*Figura 1*). Las sucesiones de edad ordovícica, que afloran extensamente en esta región, están representadas por registros volcánicos – sedimentarios y emplazamientos de granitoides que componen las unidades más antiguas. En el norte de la sierra de Narváez existen reducidos afloramientos correspondientes a depósitos volcánicos – sedimentarios, donde se reconoció una graptofauna que permite ubicarlos cronológicamente en el Tremadociano temprano (Cisterna *et al.*, 2006). Estas rocas están intruidas por la Granodiorita de Las Angosturas (Cisterna, 1994) de  $487 \pm 5$  Ma (Rubiolo *et al.*, 2002). Las mayores extensiones de unidades de edad ordovícica en el norte del Sistema de Famatina que incluye la sierra de Las Planchadas y afloramientos saltuarios en el flanco occidental de la sierra de Narváez, las constituyen los depósitos volcánico - sedimentarios del Arenigiano, definidos como formaciones Suri (Harrington y Leanza, 1957) y Las Planchadas (Turner, 1958). En el tramo este de la zona de Chaschuil, Mángano y Buatois (1994) reconocieron en la Formación Suri, los miembros Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétrea, sobre el análisis de sus variaciones litofaciales. Mientras que en base al análisis de los registros volcánicos y sedimentarios ordovícicos del área ubicada entre puesto Chaschuil - Vuelta de Las Tolas y zonas aledañas (*Figura 1*) Cisterna *et al.* (2005) describen una sucesión integrada por facies lávicas ácidas y básicas, depósitos de flujos de detritos (brechas líticas volcanoclásticas, areniscas, limolitas y fangolitas con un elevado porcentaje de material piroclástico) y facies volcanogénicas portadoras de fósiles que, por ser similares a la fauna de braquiópodos que describe Benedetto (1998), se les adjudica una edad arenigiana. En la misma zona se cita el hallazgo de trilobites (Vaccari y Waisfeld, 1994) y de conodontes (Albanesi y Vaccari, 1994), de edad arenigiana media. Baldo *et al.* (2003) determinan una edad U-Pb de  $469 \pm 3$  Ma sobre volcanitas riolíticas, en el este de Chaschuil.



1. Depósitos volcánicos-sedimentarios -Tremadociano temprano
2. Granodiorita de Las Angosturas
3. Depósitos volcánicos - volcanoclásticos - Arenigiano (formaciones Suri - Las Planchadas)
4. Formaciones Agua Colorada - Patquía
5. Unidades sedimentarias indiferenciadas

**Figura 1.** Mapa geológico de la porción centro – sur de la sierra de Las Planchadas y norte de la sierra de Narváz, norte del Sistema de Famatina (modificado de Cisterna, 1994).

En este tramo del Sistema de Famatina se ha reconocido el plegamiento y fallamiento de las sucesiones paleozoicas (Cisterna y Mon, 2005), sin que hayan sido afectadas, de modo considerable las texturas y estructuras primarias de las rocas ordovícicas.

La columna del Paleozoico se completa con las formaciones Agua Colorada (Turner, 1960) y Patquía (Cuerda, 1965) del Carbonífero y Pérmico, respectivamente. Estas unidades se vinculan, mediante una discordancia angular o por intermedio de fallas regionales, con los depósitos más antiguos.

## Estratigrafía de las secciones y litotipos

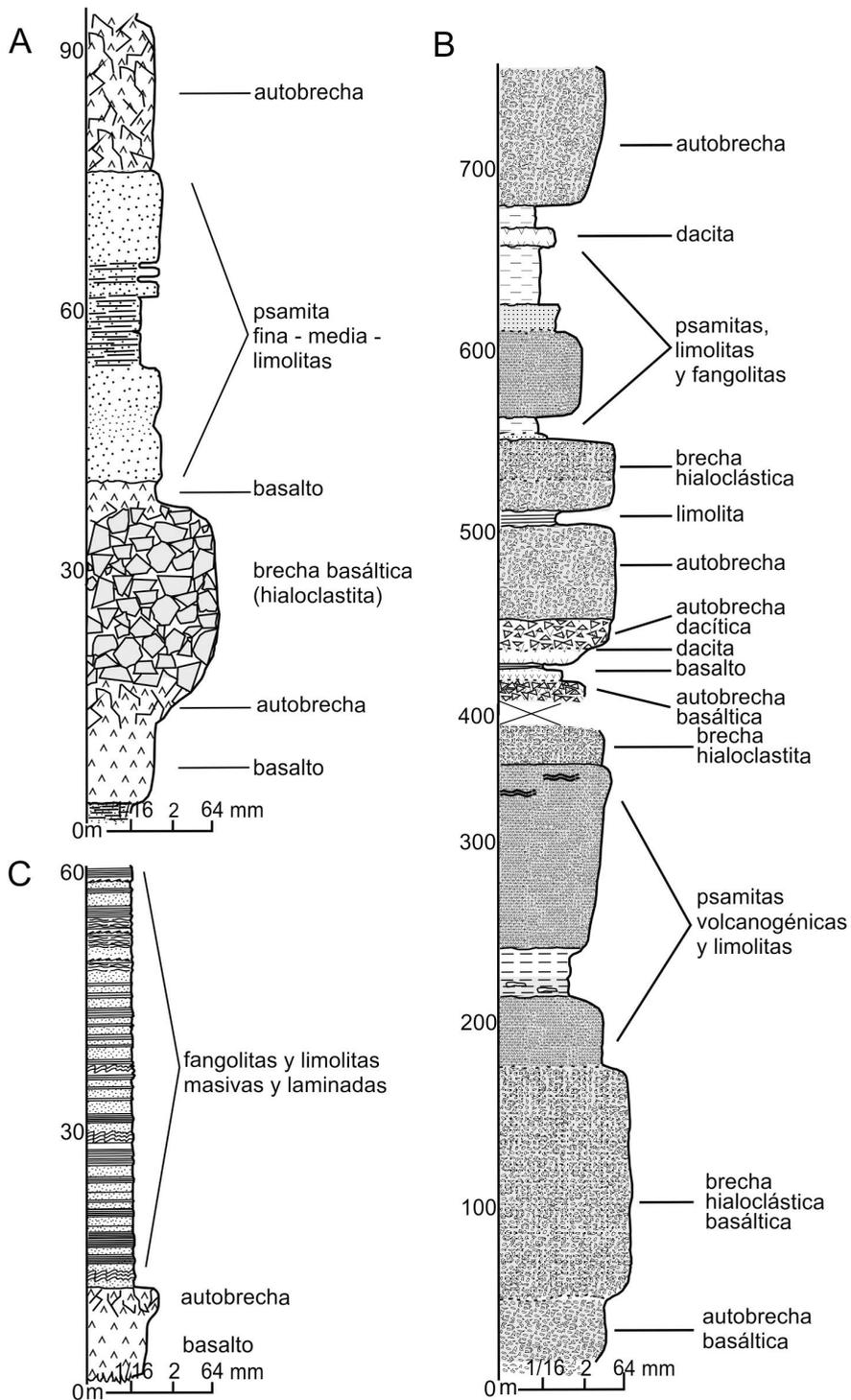
En este trabajo se analizan los depósitos que afloran a lo largo de tres secciones específicas en la zona centro - sur de la sierra de Las Planchadas y norte de la sierra de Narváez, por presentar los mejores afloramientos, debido a la extensión y continuidad de rocas efusivas básicas y de las diferentes litofacies asociadas a ellas. Estas sucesiones representan registros arenigianos, según se deduce de sus contenidos fosilíferos (Décima, 2006).

En base a las observaciones de campo y al análisis mesoscópico y microscópico de los diferentes litotipos que integran la sucesión estudiada fue posible identificar depósitos a los que se adjudica un origen volcánico primario, tales como lavas y facies autoclásticas asociadas y facies volcanoclásticas, que incluyen los depósitos originados por re sedimentación o movilización y depositación del material que integra los depósitos volcánicos preexistentes (McPhie *et al.*, 1993). Siguiendo este criterio, en este trabajo se consideran además de las facies lávicas, facies de rocas autoclásticas que incluyen: (a) "Autobrechas", representadas por aquellos niveles con clastos monomícticos lávicos, que muestran un importante estiramiento, bordes desmembrados y sin evidencias de sobre enfriamiento; generalmente pobres en matriz. En ellos los componentes clásticos están altamente vesiculados y prácticamente no contienen cristaloclastos. (b) "Brechas hialoclásticas", que se caracterizan por presentar bloques monolitológicos angulosos, de superficie curvilineales, que muestran en sus bordes evidencias de sobre enfriamiento y frecuentes fracturas marginales. La matriz suele ser abundante y pueden presentar clastos pumíceos o de escoria y fragmentos de cristales. Además, se consideran como (c) "brechas de lavas almohadilladas" a los depósitos masivos y monomícticos, constituidos por fragmentos de lavas almohadilladas dispersos en una matriz fina de igual composición. Respecto a las facies (d) "volcanogénicas", se incluyen los litotipos compuestos por material volcánico y/o material de un origen distinto, con rasgos que evidencien meteorización, re-trabajo y re-sedimentación de rocas previas.

Las rocas que integran las sucesiones analizadas han sido afectadas por grados bajos a moderados de alteración hidrotermal, con el consecuente desarrollo de clorita, calcita, epidoto y localmente, diseminación de sulfuros. Sin embargo es posible reconocer perfectamente los diferentes litotipos, sus componentes, texturas y estructuras.

*Sección Quebrada Larga - Punta Colorada.* Incluye los afloramientos ubicados entre los 27°52'34" y 27° 59'14" S y 68° 01'28" y 68°04' 00" O aproximadamente y se extiende a lo largo de casi 100 m con dirección SE- NO (*Figura 1*). En general, integran este perfil facies lávicas y autoclásticas de composición basáltica (autobrechas e hialoclastitas) asociadas (*Figura 2A*). En la base del perfil se ha reconocido una pelita, que se halla en contacto irregular con la roca volcánica, observándose fragmentos de la sedimentita en la base del basalto. No se han reconocido, en esta zona, las rocas suprayacentes.

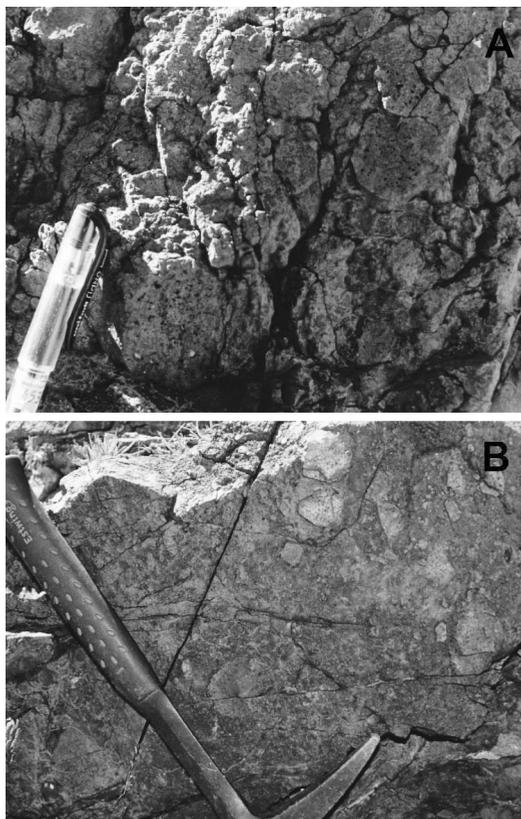
*Sección Quebrada Larga - Punta Pétreo.* Este perfil se extiende a lo largo de casi 800 m, con dirección aproximada norte - sur, entre 27° 47' 00" - 27° 49' 18" S y 68° 04'52" - 68° 02'27" O (*Figuras 1 y 2B*). Está integrado principalmente por varias facies lávicas (basaltos, andesitas y dacitas) a las que se asocian brechas de lavas en almohadilla y autobrechas (*Figura 3A*) y brechas hialoclásticas (*Figura 3B*), que hacia los tramos superiores se intercalan con facies de brechas y psamitas volcanoclásticas y facies sedimentarias volcanogénicas, principalmente psamíticas y péliticas, con fósiles (Décima, 2006; Cisterna *et al.*, 2010a). Los miembros lávicos y sus equivalentes fragmentarios están compuestos principalmente por basaltos y andesitas. Los cuerpos de lavas de 1,5 a 10 m de espesor gradan generalmente con los depósitos autoclásticos asociados. La presencia de una rica fauna fósil, en la que



**Figura 2.** Detalles de las columnas relevadas para las secciones: A) Quebrada Larga – Punta Colorada. B) Quebrada Larga – Punta Pétreá (con modificaciones de Cisterna *et al.*, 2010a). C) Vuelta de Las Tolas.

se destacan braquiópodos (*Paralenorthis riojanus*, *Famanorthis turneri*, *Tritoechia* sp., entre otros) comparables con los descritos por Benedetto (1998) en el área de Chaschuil, ha permitido ubicar a esta sucesión en el Arenigiano (Décima, 2006).

*Sección Vuelta de Las Tolas.* En este perfil se analiza principalmente la lava básica que forma la base y sobre la que se apoyan en contacto neto los miembros volcanogénicos psámíticos y pelíticos que integran el miembro Vuelta de Las Tolas, definido para la Formación Suri (Mángano y Buatois, 1997) (Figura 2C). En esta zona, la sucesión que se estudia conforma una estructura anticlinal cuyo núcleo es el miembro basáltico, autoclástico por sectores.



**Figura 3.** A) Afloramiento de brecha de lavas en almohadilla. Se destacan los fragmentos de basaltos altamente vesiculados. B) Brecha hialoclástica, monolitológica. Se observan los fragmentos angulosos de basaltos inmersos en una matriz rica en carbonato.

A continuación se describen los diferentes litotipos que afloran en las secciones indicadas:

*Facies lávicas.* Los basaltos son el litotipo dominante y forman cuerpos tabulares, con espesores entre 1,5 y 10 m, que gradualmente se transforman en facies autoclásticas. Estas volcanitas son porfíricas a microporfíricas y suelen presentar estructuras de fluidalidad primaria. También presentan vesículas (entre 1% y 5%) irregulares a redondeadas. Los fenocristales corresponden a plagioclasa (1 - 3 mm) y los microfenocristales son augita y olivino. Los mafitos pueden estar reemplazados por clorita y calcita. La matriz es gris verdosa y está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxenos, olivino, calcita, clorita y opacos. Los basaltos también pueden ser microporfíricos, con fenocristales de olivino y augita a veces esqueléticos, que junto a escasa plagioclasa están inmersos en una pasta vítrea

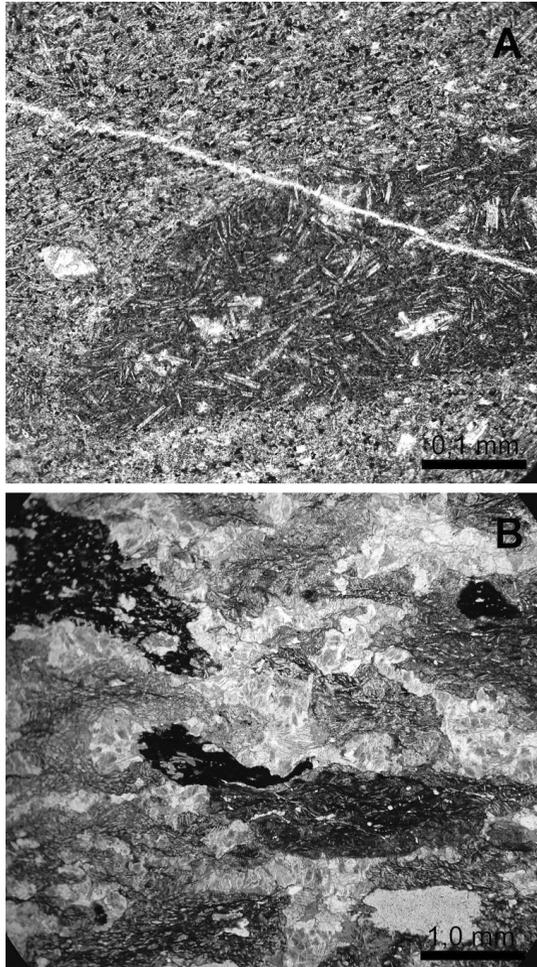
de color pardo oscuro a negro. Estas lavas también se presentan con texturas intersertales. La matriz puede estar reemplazada por calcita, minerales arcillosos, palagonita pardo amarillenta y clorita verdosa, minerales que también rellenan vesículas. Es común en los cuerpos de basaltos la presencia de sectores con evidencias de fragmentación autoclástica, constituidos por clastos angulosos, los que suelen desarrollar texturas tipo *jigsaw-fit*. En general los clastos están rodeados por una matriz hipocristalina o vítrea que incluso presenta estructuras de flujo o bien cementados por calcita. Los clastos mayores pueden alcanzar hasta 40 cm y los menores son de tamaño microscópico.

En el perfil de la Quebrada Larga – Punta Pétreo también se presentan dacitas y andesitas grises verdosas, que forman cuerpos de espesores entre 7 y 18 m. La textura es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y de cuarzo (hasta 10% en dacitas) de 4 a 1 mm. La matriz está constituida por tablillas de plagioclasa y microfenocristales de cuarzo, junto a clorita y opacos o bien la integra un mosaico criptocristalino cuarzo - feldespático. Pueden presentarse vesículas irregulares a subredondeadas (alrededor de 5%), rellenas por clorita, calcita y/o cuarzo. Si bien no son tan comunes como en el caso de los basaltos, también en estas rocas se ha observado fragmentación autoclástica; presentando clastos irregulares, en muchos casos con los bordes alterados a clorita y calcita o cuarzo.

*Facies de autobrechas y de hialoclastitas.* Estos depósitos son abundantes y su composición es equivalente a la de los basaltos, con quienes se vinculan mediante contactos netos y/o gradacionales, alcanzando espesores de varias decenas de metros. En el caso de las autobrechas, son monolitológicas y están constituidas por clastos que presentan un importante estiramiento en la dirección del flujo primario, con sus extremos desmembrados o bien masivos. En algunos afloramientos se pueden reconocer texturas de tipo *jigsaw-fit*. Las dimensiones de los clastos varían entre 30 - 40 cm y unos pocos milímetros (*Figura 4A*) y corresponden a lavas basálticas, ya sea con abundante pasta vítrea, vesiculadas o porfíricas, con una matriz constituida por tablillas de plagioclasa o con microfenocristales de olivino distribuidos en una matriz de clinopiroxeno, plagioclasa y vidrio intersticial. Los clastos están inmersos en una matriz vítrea en parte reemplazada por minerales productos de alteración, tales como carbonatos, epidota, clorita y arcillas. En muchos casos, en la matriz se reconocen evidencias de fluidalidad, con estructuras de flujo donde los clastos presentan aplanamiento o estiramiento en una misma dirección.

Las hialoclastitas también componen depósitos monolitológicos, masivos o con estructuras fluidales. Están integrados por clastos de naturaleza basáltica, composicional y texturalmente similares a los descriptos para las autobrechas, con importantes estiramiento y bordes desmembrados o bien angulosos a subangulosos, de contornos curvilineales y variadas dimensiones, desde 60 cm hasta muy finos (menores a 1 mm). Se trata de rocas que varían desde clasto-portantes hasta matriz-portantes. Estos clastos pueden presentar bordes vítreos de enfriamiento y son comunes los fragmentos de basaltos altamente vesiculados y de pasta vítrea, entre los clastos más finos. En la matriz existen cristales fragmentados, generalmente de plagioclasa y vidrio, en ocasiones parcial o totalmente desnaturalizado, minerales arcillosos, opacos, calcita, cloritas y agregados de cuarzo (*Figura 4B*).

En esta facies se incluyen los depósitos de *brechas de lavas en almohadilla*, que se presentan en el perfil Quebrada Larga – Punta Pétreo. Su composición es basáltica y están conformados por clastos de lavas almohadilladas o fragmentos de ellas, dispersos en una matriz hialoclástica y desarrollan espesores de aproximadamente 15 m. Los clastos son negros a grises negruzcos, sus dimensiones varían desde los 30 cm hasta pocos milímetros y presentan bordes donde generalmente se desarrolla una pasta más fina o vítrea. La morfología de los clastos es ameboidal y en algunos casos se han observado texturas tipo *jigsaw-fit*. Los



**Figura 4.** Fotomicrografías de A) Autobrecha basáltica, donde se observa un fragmento de igual composición aunque con una pasta rica en vidrio. El clasto está estirado y se observa fluidalidad (Polarizador //). B) Hialoclastita monolítica, con clastos estirados de basaltos con diferentes texturas. Los más oscuros presentan una pasta vítrea. Entre los clastos se desarrolló calcita (Polarizador //).

litoclastos tienen variaciones texturales, pudiendo observarse: - clastos con matriz vítrea; con elevado porcentaje de vesículas (hasta 50%) redondeadas a subredondeadas y parcial o totalmente rellenas por palagonita, sílice o epidota; - clastos de basalto microlítico, con pasta criptocristalina o vítrea; y - clastos porfíricos finos, con microfenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz vítrea o recrystalizada en clorita y opacos. La matriz de estas brechas está reemplazada principalmente por calcita, acompañada por epidota y palagonita; en algunos casos también se han observado crecimientos fibroradiados de tremolita-actinolita.

*Facies volcanoclásticas.* Siguiendo el criterio de McPhie *et al.* (1993) se incluyen en esta facies aquellos depósitos en los que participan clastos provenientes de los miembros efusivos y los depósitos fragmentarios asociados, conservando sus características primarias y con una composición relativamente uniforme. Se trata de litotipos petrográficamente homogéneos, con clastos que presentan una pobre selección, angulosos y de variadas dimensiones. Están representados por: psamitas y brechas volcanoclásticas. Las psamitas forman depósitos

tabulares, masivos o laminados (bancos de 1 a 20 cm) e incluso con estratificación cruzada, que alcanzan hasta 100 m de espesor y gran desarrollo lateral. Se trata de rocas clastoportantes, constituidas por litoclastos angulosos a subangulosos de basaltos y andesitas (25%) menor proporción de dacitas (hasta 10 %) y cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo (5%). La matriz está compuesta por minerales arcillosos, clorita y opacos, donde se pueden reconocer trizas parcialmente alteradas a clorita o reemplazadas por agregados silíceos. Las brechas desarrollan depósitos tabulares con espesores de hasta 20 m y están compuestas por litoclastos angulosos a subangulosos de 2 a 30 cm de diámetro (entre 10 y 40%) de composición dacítica y basáltica. La matriz, arenosa a pelítica, es de color verdoso a pardo verdoso y en ella se pueden reconocer finos fragmentos líticos de igual composición que los mayores, junto a cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo.

*Facies volcanogénicas.* Se trata de rocas constituidas por clastos de volcanitas de variada composición, cierto grado de redondeamiento y un moderado a alto grado de selección (McPhie *et al.*, 1993). Integran esta facies: - limolitas, fangolitas y psamitas finas, masivas y laminadas; y - psamitas medias a gruesas.

Las limolitas, fangolitas y psamitas finas son ricas en litoclastos lávicos (ácidos y básicos) y de material piroclástico. Pueden ser masivas, gradadas normalmente o con laminación paralela. Su color varía de gris verdoso a verde y alcanzan espesores individuales de 5 cm a 25 m. En las limolitas se presentan estructuras de erosión y marcas de carga en la base. Las fangolitas están interestratificadas con las limolitas, constituyendo niveles de 5 - 30 cm de espesor, finamente laminados y con estructuras irregulares de escape de fluidos en el techo (de 2 a 5 mm de largo). Las psamitas están moderada a pobremente seleccionadas, la matriz corresponde generalmente a una fangolita y pueden estar laminadas. Los litoclastos son subangulosos (entre 15% y 20%) y composicionalmente corresponden a basaltos y dacitas. Los cristaloclastos son plagioclasa y cuarzo (entre 5% y 10%). En diferentes niveles de estos depósitos se intercalan paquetes con braquiópodos.

Las psamitas medias a gruesas son masivas a gradadas y constituyen depósitos con espesores de 3 a 10 m. Los litoclastos son subangulosos a subredondeados (desde 0,3 a 5 mm, excepcionalmente alcanzan 10 mm) y corresponden a basaltos negruzcos (15%), dacitas y riolitas (hasta 5%) y pelitas (escasas). Los cristaloclastos son cuarzo y plagioclasa (de 1 mm). Al microscopio se reconoce una matriz muy fina compuesta por un mosaico de cuarzo, plagioclasa y opacos con abundante caolinita, calcita y clorita. También en estas capas se presentan braquiópodos, en los niveles superiores de la sección Quebrada Larga - Punta Pétrea.

## Características químicas

El análisis de las características geoquímicas de las rocas efusivas básicas se ha realizado contando como base las determinaciones geoquímicas realizadas por Cisterna *et al.* (2010b) y Slavutsky (2009). En la clasificación de las mismas, tomando en consideración que se trata de una unidad antigua y afectada por alteración hidrotermal, se tuvo en cuenta la relación de los elementos traza inmóviles  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$ , según el criterio de Winchester y Floyd (1976), ubicándolas en el campo de las andesitas-basaltos subalcalinos (*Figura 5.A*). Cabe destacar que en el mismo diagrama se incluyeron los datos correspondientes a los términos intermedios y ácidos que integran la misma sucesión ordovícica ("vcanitas arenigianas >  $SiO_2$ ") en la sección Quebrada Larga - Punta Pétrea y que permiten observar la evolución del magmatismo efusivo arenigiano en esta región. En base a la comparación del conjunto

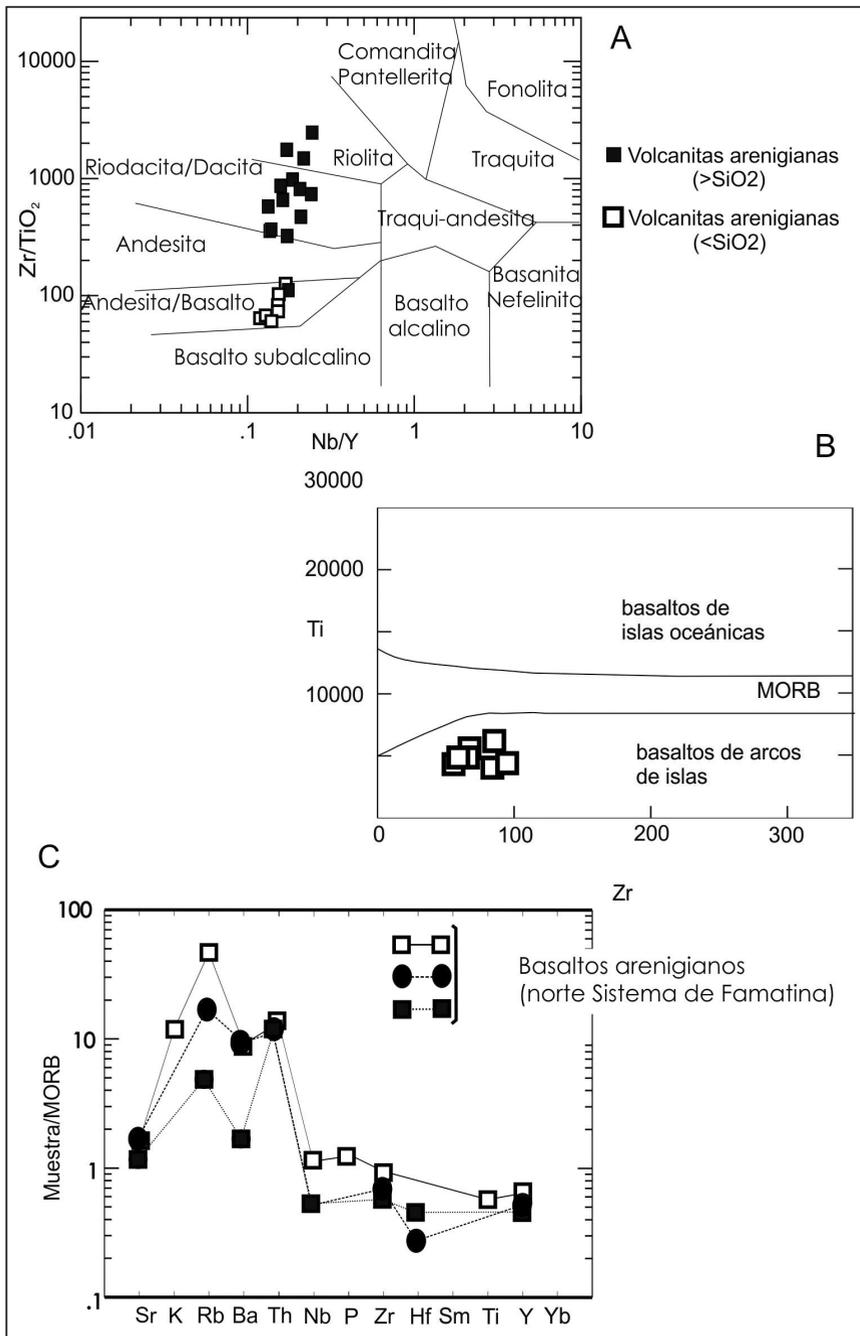
de datos químicos obtenidos sobre los basaltos y andesitas, es posible indicar que se trata de rocas básicas, con un rango en el contenido de  $\text{SiO}_2$  que varía entre 46,71% (sección Quebrada Larga - Punta Colorada), 49,40% (sección Quebrada Larga - Punta Pétreá) y 50,68% (sección Vuelta de Las Tolas - Chaschuil); con un valor promedio de 14,34% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que permite clasificarlas como series de alúmina media. Los tenores de MgO relativamente altos (>7%) y de FeO que alcanzan hasta 11%, junto a la relación Zr vs Y evidencian sus afinidades toleíticas (Zr entre 35 y 100 ppm vs Y entre 12 y 25 ppm), según los parámetros propuestos por Barrett y MacLean (1999). Se destaca su filiación propia de arco volcánico, con un suave enriquecimiento en LREE; La/Sm = 1,6; La/Yb = 8-10; depresión de Nb y Ta respecto de LREE y Th; relaciones La/Ta = 50 y Ba/La = 17 (Cisterna *et al.*, 2010b). Las muestras analizadas presentan asimismo, en un diagrama extendido de elementos traza normalizados a MORB, enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th y bajos contenidos en Nb, P, Ti, Y en relación a los MORB (Figura 5C). Teniendo en cuenta el criterio discriminatorio (relación Ti-Zr) de Vermeesch (2006) (Figura 5B), estos miembros básicos se ubican en el campo de los basaltos de arco de islas.

## Discusión - Conclusiones

El estudio de las manifestaciones de volcanitas básicas que integran la columna arenigiana en el norte del Sistema de Famatina se realiza con la finalidad de sumar herramientas que permitan la reconstrucción de la cuenca ordovícica en la región e inferir los procesos volcánicos y sedimentarios que acompañaron su desarrollo. Para este fin se aportan nuevos datos sobre la distribución, relaciones de campo y características de estas rocas, que permiten realizar las siguientes interpretaciones:

- El análisis realizado sobre los diferentes perfiles, seleccionados por su posición geográfica y amplio y continuo desarrollo, permite afirmar que las volcanitas básicas y facies fragmentarias asociadas se ubican en la base de la columna arenigiana de la región. Considerando las características de los miembros basales que se han observado sólo en la sección Quebrada Larga – Punta Colorada y el contacto irregular que se desarrolla entre éstos y los basaltos, con fragmentos de rocas pelíticas incluidos en la base (Slavutsky, 2009) es posible suponer que las efusiones básicas se habrían emplazado en un medio subácueo. Este ambiente marino está también respaldado por el desarrollo de facies volcanogénicas con fósiles, que se describen en la parte superior de las secciones Quebrada Larga – Punta Pétreá y Vuelta de Las Tolas (Figura 2B y C).

- El desarrollo diferente, en cuanto a la magnitud de los depósitos y a la existencia de variados litotipos, a lo largo de las secciones analizadas (Figura 2) permite indicar que estas rocas atestiguan importantes variaciones laterales durante la evolución de la cuenca arenigiana. En la sucesión ubicada hacia el norte (Quebrada Larga – Punta Colorada) existe un mayor desarrollo de facies características de un volcanismo acaecido en medio submarino, mientras que en el perfil Quebrada Larga – Punta Pétreá se suman a las facies fragmentarias básicas las efusiones dacíticas y facies volcánicas, que incluso contienen materiales piroclásticos. En contraposición, en la sección Vuelta de Las Tolas, sobre los basaltos fragmentados se ubican facies volcanogénicas con abundantes fragmentos de naturaleza piroclástica, a las que se adjudica un ambiente de formación propio de plataformas someras (Mángano y Buatois, 1997).



**Figura 5.** A) Relación  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$  que según el criterio de Winchester y Floyd (1976) permite clasificar las volcanitas analizadas. En la misma figura se incluyen las muestras correspondientes a los términos intermedios y ácidos que integran los tramos superiores de la sucesión arenigiana en la misma zona. B) Diagrama discriminante  $Ti$  vs  $Zr$  sobre la propuesta de Vermeesch (2006). C) Diagrama extendido de elementos traza normalizados al MORB (Hofmann, 1988).

- En relación con el importante desarrollo de facies de autobrechas y de hialoclastitas, ligadas al emplazamiento de los miembros efusivos básicos, es posible considerar alta eficiencia para los procesos de fragmentación hidromagmática, desarrollados durante la evolución de esta cuenca, en especial en las secciones ubicadas en la sierra de Las Planchadas (*Figura 2 A y B*). Se suman las variaciones texturales y morfológicas de los clastos (aplanados y estirados, desmembrados, masivos y angulosos a subangulosos), que permiten argumentar que la fragmentación autoclástica se produjo según diferentes grados de interacción lava – agua (Cisterna *et al.*, 2010a).

- Algunas características de las facies hialoclásticas, como las texturas geométricas de *jigsaw-fit*, atestiguan en favor de una formación *in situ* para estos depósitos y a un origen ligado a procesos de fragmentación por sobre enfriamiento y mezcla en un medio acuoso (c.f. Bull y Cas, 1989) que sugiere ausencia de un transporte significativo y un origen proximal para este material.

- La presencia de brechas de lavas en almohadilla (sección Quebrada Larga – Punta Pétreá) se interpreta generalmente como el resultado de efusiones básicas subácueas en cuencas profundas o de relieves abruptos (e.g. McPhie *et al.*, 1993), comúnmente asociados a depósitos de flujo de detritos (White, 2000).

- Las facies volcanoclásticas que integran depósitos tabulares extendidos lateralmente y compuestos por brechas y por psamitas, con clastos volcánicos angulosos a subangulosos y clasto – portantes, pueden compararse con los depósitos *syn* – eruptivos volcanoclásticos propuestos por McPhie *et al.* (1993). Estos se adjudican a procesos de flujo de detritos, para situaciones geográficas ligadas a pendientes abruptas y rápida deposición (White, 2000).

- Los depósitos de flujos de detritos que se presentan en la sucesión arenigiana analizada son comparables a los del Grupo III, o “*lava-fed density currents*”, definidos por White (2000). Ellos pueden corresponder a flujos en masa y/o turbiditas y se caracterizan por estar asociados con el emplazamiento sincrónico de las facies lávicas en ambientes subácueos. Estos flujos presentan abundante vidrio y complejas relaciones con las facies hialoclásticas asociadas. Sucesiones con estas características incluyen la asociación con miembros autobrechados, hialoclastitas y brechas de lavas en almohadilla, de un modo similar al que se describe para la zona analizada.

- En el área de estudio, la coexistencia de facies de formación *in situ* que progradan hacia depósitos característicos de paleorelieves con pendientes abruptas, plantea la posibilidad de inestabilidades en la cuenca con posibles fluctuaciones en el nivel del mar durante la generación de las diferentes facies. Situaciones similares han sido interpretadas para la cuenca, aunque con litofacies de distintas características, sobre el estudio de las sucesiones volcanogénicas que afloran en el este de la zona de Chaschuil (*Figura 1*) (Mángano y Buatois, 1997).

- El análisis comparativo de las características químicas de las rocas efusivas básicas bajo consideración permite indicar que se trata de una asociación de rocas de igual naturaleza, ligadas a un volcanismo con afinidades toleíticas y de arco de islas.

El inicio del magmatismo arenigiano correspondió a efusiones basálticas de arco de islas, emplazadas en un medio submarino. Durante su emplazamiento, se produjo fragmentación y la generación de facies de autobrechas y de hialoclastitas de igual composición y formación *in situ*. El emplazamiento continuo de los basaltos también generó lóbulos que formaron lavas en almohadilla. Es probable que el paleorelieve de la cuenca presentara escarpas o taludes, lo que se suma a situaciones de inestabilidad tectónica. Estos condicionantes favorecieron la formación de flujos de detritos, que generaron depósitos volcanoclásticos y de brechas de lavas en almohadilla. Finalmente, se depositaron en ambientes de escasa profundidad las

facies más finas, volcanogénicas y portadoras de fósiles. En ellas se destaca la participación de materiales piroclásticos.

## Agradecimientos

Este trabajo está subsidiado por los proyectos ANPCYT PICT 7- 8724, CONICET PIP N° 5112, CIUNT 26/G332 y 26/G410,SECTER - UNJu 08/E015.

## Bibliografía

- Albanesi, G. y Vaccari, N.E. 1994. Conodontos del Arenigiano en la Formación Suri. Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 26: 125-146.
- Baldo, E.G., Fanning, C.M., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C. y Galindo, C. 2003. U-Pb Shrimp dating of rhyolite volcanism in the Famatinan belt and K-bentonites in the Precordillera. *Serie Correlación Geológica*, 17: 41-46.
- Barrett, T.J. y MacLean, W.H. 1999. Volcanic sequences, litho geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulphides systems. *Reviews in Economic Geology*, 8: 101-131.
- Benedetto, J.L. 1998. Early Paleozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: its bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En: Pankhurst, R., Rapela, C.W. (Eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society Special Publications, 142: 57-83.
- Bull, S.W. y Cas, R.A.F. 1989. Volcanic influences in a storm- and tide-dominated shallow marine depositional system: the Late Permian Broubhton Formation, southern Sydney Basin, Kiama, N. S. W. *Australian Journal of the Earth Science*, 36: 569-584.
- Cisterna, C. 1994. [Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narvárez, Sistema de Famatina, Catamarca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 275 pp. Inédito].
- Cisterna, C.E. y Mon, R. 2005. Contrastes en el comportamiento reológico de las capas ordovícicas del extremo norte del Sistema de Famatina. *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, Actas 4: 659-662.
- Cisterna, C., Coira, B. y Koukharsky, M. 2005. Registros del volcanismo bimodal de la zona de Chaschuil. Una clave para la reconstrucción del arco magmático ordovícico en el Sistema de Famatina, Argentina. *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, Actas 1: 687-694.
- Cisterna, C., Coira, B. y Brusca, E. 2006. Registros volcánicos – sedimentarios tremadocianos tempranos en el norte del Sistema de Famatina. Nuevos datos sobre la actividad efusiva en el arco magmático ordovícico del noroeste de Argentina. *XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Actas 2: 431-434.
- Cisterna, C.E., Coira, B. y Décima, F. 2010a. Efusiones subácueas del arco volcánico ordovícico en el norte del Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 223-235.
- Cisterna, C.E., Coira, B. y Koukharsky, M. 2010b. Sucesiones volcánicas-sedimentarias tremadocianas y arenigianas en la sierra de Las Planchadas-Narvárez: registros evolutivos del arco magmático famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 178-191.
- Cuerda, A. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Pcia. San Juan). *II Jornadas Geológicas Argentinas*, Tucumán, Actas: 7-15.
- Décima, M.F. 2006. [Las volcanitas eopaleozoicas del norte del Sistema de Famatina, Suroeste de Catamarca. Caracterización petrográfica y química de la sección ubicada en la quebrada Larga, SE sierra de Las Planchadas. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Tucumán, 77 pp. Inédito].
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Department of Geology, University of Kansas, Special Publication*, Lawrence, 1: 1-276.
- Hofmann, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth in relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297-314.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina Sedimentológica*, 1: 143-169.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 1996. Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 105: 63-90.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 1997. Slope-apron deposition in an Ordovician arc-related setting: The Vuelta de Las Tolas member (Suri Formation), Famatina Basin, northwestern Argentina. *Sedimentary Geology*, 109: 155-180.

- McPhie, J.M., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *Centre for Ore Deposit and Exploration Studies*. University of Tasmania, Australia, 196 pp.
- Rubiolo, D., Cisterna, C.E. y Villeneuve, M. 2002. Edad U/Pb del granito de Las Angosturas en la sierra de Narváez (Sistema de Famatina, provincia de Catamarca). *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, Actas 1: 359-362.
- Slavutsky, E. 2009. [Secuencia volcánica-sedimentaria ordovícica en el norte del Sistema de Famatina: caracterización de litotipos en la zona de la quebrada de la Punta Colorada, sierra de las Planchadas, Suroeste de Catamarca]. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Tucumán, 71 pp. Inédito].
- Turner, J. 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváez, Catamarca y La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12: 18-60.
- Turner, J. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 42: 77-126.
- Vaccari, N.E. y Wasiefeld, B.G. 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico Temprano) en la región de Chaschuil, provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. *Ameghiniana*, 31: 73-86.
- Vermeesch, P. 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q06017, doi: 10.1029/2005GC001092.
- White, J.D.L. 2000. Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Research*, 101: 7-109.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1976. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

**Recibido:** 23 de noviembre de 2011

**Aceptado:** 19 de diciembre de 2011