

# EFUSIONES SUBÁCUEAS DEL ARCO VOLCÁNICO ORDOVÍCICO EN EL NORTE DEL SISTEMA DE FAMATINA

Clara Eugenia CISTERNA<sup>1,2</sup>, Beatriz COIRA<sup>2</sup> y Fernanda DÉCIMA<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales, UNT - CONICET. Email: claracisterna@conicet.gov.ar

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas Email: bcoira2004@yahoo.com.ar.

<sup>3</sup> Dirección de Recursos Geológicos Mineros del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Email: fernandilla@hotmail.com.

## RESUMEN

La sucesión volcánica - sedimentaria analizada, ubicada entre los 27°47'00" - 27°49'18" S y 68°04'52" - 68°02'27" O en la sierra de Las Planchadas, norte del Sistema de Famatina, registra la evolución de un arco volcánico ordovícico. Sus representantes volcánicos mayoritarios, lavas basálticas y en menor medida dacíticas, fragmentadas, autoclásticas e hialoclastitas indican el predominio de un volcanismo efusivo subácueo. Mientras tanto el elevado volumen de depósitos volcanoclasticos asociados, especialmente en los tramos superiores, generados por flujos gravitacionales en masa, ya sea por corrientes de turbidez, como por flujos de detritos y vinculados con episodios de sedimentación sin-volcánicos, evidencian la eficiencia de los procesos de fragmentación y de la erosión recurrente durante la evolución de esta cuenca ordovícica. El contenido fosilífero en las facies volcanogénicas y las asociaciones de limolitas, fangolitas y psamitas finas con abundante material de origen piroclástico y lapilli acrecional, atestiguan en favor de un ambiente somero para su depositación. Las características de los depósitos volcanogénicos, su proveniencia prácticamente única, la variación de sus facies, junto a las características geoquímicas de sus representantes magmáticos apoyan la idea para la región de un volcanismo de arco ligado a la evolución de la cuenca, mientras tenía lugar un intermitente aporte de sedimentos intracuencales, debidos a la inestabilidad de la misma.

Palabras clave: *Volcanismo subácueo - Arenigiano - Sierra de Las Planchadas - Sistema de Famatina - Argentina.*

**ABSTRACT:** *Subaqueous eruptions in the Ordovician volcanic arc in the northern Famatina System.* The volcanic - sedimentary sequence studied, exposed along the 27°47'00" - 27°49'18" S and 68°04'52" - 68°02'27" W in the sierra de Las Planchadas, northern Famatina System, records the evolution of an Ordovician volcanic arc. The main volcanic members are basaltic and dacitic lavas and significant volumes of lava-derived clastic aggregates that are produced by quench fragmentation and gravitational collapse. Fragmented lavas, autobreccias and hyaloclastites are valuable indicators of the effusive volcanism under subaqueous conditions. The sequence, including debris-flows and turbidity-current levels, especially at the upper levels of the column, may have developed as a result of repeated syn-volcanic sedimentation events. The fossil content in the volcanogenic facies and levels with pyroclastic clasts and accretionary lapilli reflect a shallow water depositional environment. An exclusive volcanic provenance was recognized even in the epiclastic deposits, pointing to a continuous magmatic activity of the arc and an intermittent intrabasinal contribution related to the instability events. The very high proportion of volcanoclastic deposits in the sequence, especially at the upper levels, indicates an efficient fragmentation processes as well as repeated erosion events during the evolution of the Ordovician basin.

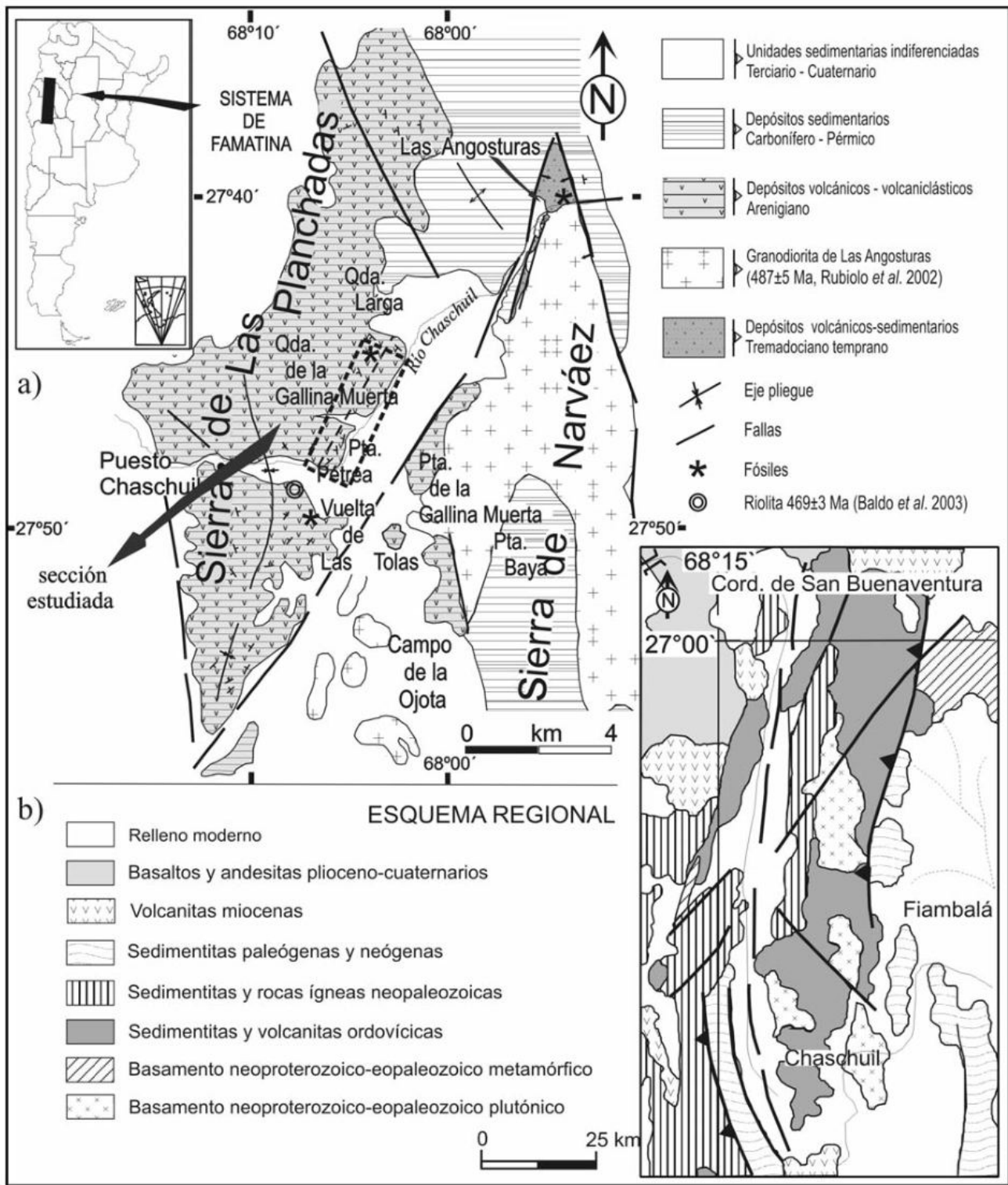
Keywords: *Subaqueous volcanism - Arenig - Sierra de Las Planchadas - Famatina System - Argentina.*

## INTRODUCCIÓN

En los últimos años el estudio de las relaciones de campo y petrografía de los depósitos volcánicos - sedimentarios registrados en cuencas marinas antiguas ha tenido un amplio desarrollo y se ha utilizado como base para la interpretación de los procesos que intervinieron en la génesis y evolución de arcos volcánicos en distintas regiones del planeta (Busby *et al.* 2006, Corsaro y Cristofolini 2000, Brown *et al.* 2002, Templeton *et al.* 2003, Petterson y Treloar 2004,

Ross *et al.* 2005, Azevedo y Portugal Ferreira 2006, entre otros). En la Precordillera de Argentina también se han realizado trabajos sobre este tema, como el de Fauqué y Villar (2003), dirigidos al estudio e interpretación de los procesos asociados a un complejo volcano- sedimentario en el que participan basaltos con estructura almohadillada, diques y filones de diabasas que conforman una facies ofiolítica asociada a la apertura de un rift oceánico intraordovícico. Asimismo en el noroeste de Argentina, en Puna, también se han llevado a cabo

estudios dirigidos a la caracterización de secuencias volcano-sedimentarias marinas del Paleozoico inferior y al análisis de los procesos ligados a formación de las mismas y asociados a la evolución de dicha cuenca. De ellos se destacan los de Coira y Koukharsky (1994, 1991) y Coira y Pérez (2002), quienes estudiaron unidades del Ordovícico correlacionables con las rocas que afloran en la sierra de Las Planchadas, área del presente estudio. En este trabajo se analiza la sucesión marina volcánica - sedimentaria de edad arenig-



**Figura 1:** a) Mapa geológico de la porción centro-sur de la sierra de Las Planchadas y norte de la sierra de Narváez, norte del Sistema de Famatina (modificado de Cisterna 1994); b) Esquema geológico regional de Seggiaro *et al.* (1999).

giana que aflora en el tramo medio-sur de la sierra de Las Planchadas, extremo norte del Sistema de Famatina, noroeste de Ar-

gentina (Fig. 1a). Se definieron los litotipos, las relaciones de campo, estructura y petrografía, lo que permitió describir una colum-

na integrada por rocas de naturaleza volcánica primaria y secundaria, donde se enfatiza el desarrollo de un episodio de volcanis-

mo efusivo producido en condiciones subácneas. Este análisis brinda las bases para la caracterización del volcanismo y la interpretación de sus procesos generadores. También permite avanzar en la comprensión de la evolución de la cuenca arenigiana en la región y en la reconstrucción del escenario geodinámico del arco famatiniano.

## MARCO GEOLÓGICO

El área analizada está ubicada en el norte del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina, donde la columna estratigráfica está representada principalmente por unidades sedimentarias y magmáticas del Paleozoico (Fig. 1a, b), siendo las rocas más antiguas ordovícicas, según los registros fósiles y dataciones determinadas en ellas (Turner 1967). Dentro de estas unidades, en el norte de la sierra de Narváez se reconoció una graptofauna que permite ubicarlas 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 (Rubio *et al.* 2002). Hacia el oeste y constituyendo los afloramientos de mayor volumen en la región, se ubican depósitos volcánicos - sedimentarios arenigianos, integrados en las formaciones Suri (Harrington y Leanza 1957) y Las Planchadas (Turner 1958). En la Formación Suri fueron definidos los miembros Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétrea (Mángano y Buatois 1994, 1997), sobre el análisis de las variaciones litofaciales de los depósitos que se presentan en el área de Chaschuil. A partir del estudio de los registros volcánicos y sedimentarios ordovícicos del área ubicada entre puesto Chaschuil y Vuelta de Las Tolas (Fig. 1a), Cisterna *et al.* (2005) informaron la presencia de brechas piroclásticas, flujos de detritos piroclásticos y tobas resedimentadas asociados con lavas ácidas y básicas. En dichos depósitos se intercalan facies volcanogénicas psamíticas-pelíticas 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 área 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.

Las sucesiones paleozoicas están plegadas (Cisterna y Mon 2005), no obstante lo cual las texturas y estructuras primarias de los diferentes litotipos que integran la columna ordovícica en la región no se vieron afectados de modo considerable.

Las unidades asignadas al Paleozoico superior corresponden a las formaciones Agua Colorada (Turner 1960) y Patuía (Cuerva 1965) y se vinculan mediante discordancia angular o por intermedio de fallas regionales con los depósitos más antiguos.

## ESTRATIGRAFÍA DE LA SECCIÓN QUEBRADA LARGA - PUNTA PÉTREA

Los depósitos abarcados en este estudio afloran en el área comprendida entre la quebrada Larga y Punta Pétrea, una faja de ~ 5 km elongada en dirección norte - sur (Fig. 1b), entre  $27^{\circ}47'00''$  -  $27^{\circ}49'18''$  S y  $68^{\circ}04'52''$  -  $68^{\circ}02'27''$  O. Esta sección tiene aproximadamente unos 1300 m de espesor y forma parte de un anticlinal con eje subhorizontal. La sucesión está integrada por lavas basálticas y en menor medida dacíticas, facies autoclásticas asociadas de las mismas (autobrechas, brechas hialoclasticas, brechas de lavas en almohadilla) y brechas autoclásticas resedimentadas. Se intercalan, especialmente en los tramos superiores de la sección, facies volcanogénicas (psamíticas y limolíticas), en ocasiones ricas en lapilli acrecional. También se han reconocido niveles de tobas resedimentadas. El conjunto de rocas indicadas ha sido afectado por procesos de alteración hidrotermal en grado bajo a moderado, con el consecuente desarrollo de clorita, calcita, epidoto y localmente diseminación de sulfuros.

La presencia de una rica fauna fósil, de la que se destacan braquiópodos (*Paralenorthis riojanus*, *Famanorthis turneri*, *Tritoechia* sp., entre otros) comparables con los descritos por Benedetto (1998) en el área de

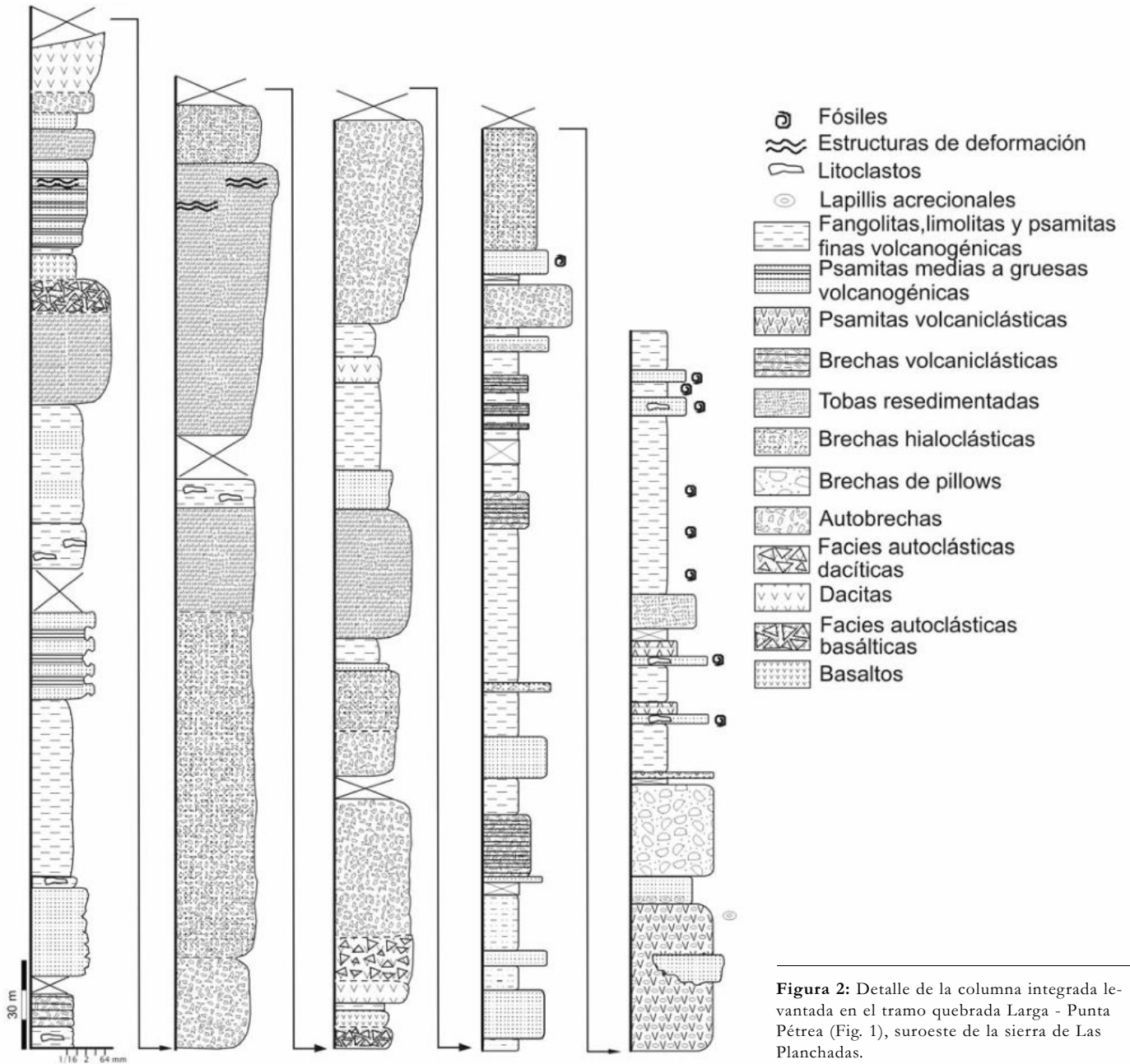
Chaschuil, ha permitido ubicar a esta sucesión en el Arenigiano medio (Décima 2006) (Fig. 2).

## CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

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 depósitos volcánicos secundarios, que incluyen las facies originadas por resedimentación o movilización y depositación del material que integra los depósitos volcánicos preexistentes (McPhie *et al.* 1993). Siguiendo dicho criterio, para la descripción ordenada de los diferentes litotipos se consideran entre las facies autoclásticas a las siguientes rocas: - "Lavas autoclásticas", corresponden a los cuerpos basálticos y dacíticos en los que se puede reconocer un fracturamiento progresivo hasta el desarrollo de una "autobrecha" con clastos monomícticos, con texturas tipo *jigsaw - fit* y márgenes que no muestran sobreenfriamiento. "Brechas hialoclasticas", se caracterizan por presentar bloques monolitológicos, angulosos, de superficie curvilineales los que muestran en sus bordes evidencias de sobreenfriamiento y frecuentes fracturas marginales. La matriz suele ser abundante y pueden presentar clastos pumíceos o de escoria. Respecto a las "brechas de lavas almohadilladas" se aplica a los depósitos masivos y monomícticos, constituidos por fragmentos de lavas almohadilladas dispersos en una matriz fina de igual composición.

### Lavas y facies autoclásticas asociadas

a) *Basaltos*: Estas lavas constituyen cuerpos concordantes, tabulares, con espesores entre 1,5 y 10 m (Fig. 2). En general, estas rocas están estrechamente asociadas con depósitos de autobrechas (Fig. 3a), con los que en general se relacionan mediante contactos gradacionales. Se trata de lavas con textura porfírica a microporfírica y estructuras de fluidalidad primaria. Presentan



**Figura 2:** Detalle de la columna integrada levantada en el tramo quebrada Larga - Punta Pétreá (Fig. 1), suroeste de la sierra de Las Planchadas.

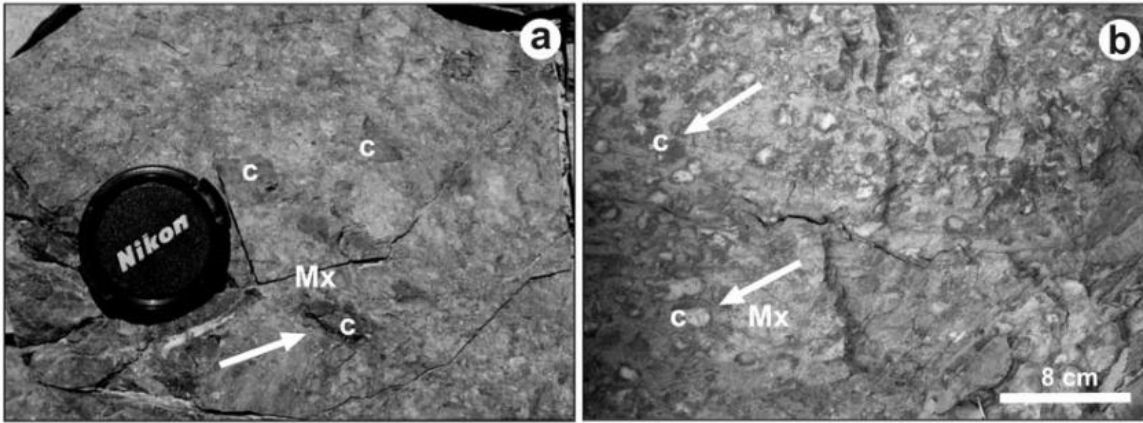
vesículas (entre 1% y 5%) irregulares a redondeadas, los fenocristales corresponden a plagioclasa (1 - 3 mm) y los microfeno-cristales son augita y olivino (Fig. 4a). Los mafitos comúnmente están reemplazados por clorita y calcita. La matriz es gris ver-dosa y está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxenos, olivino, calcita, clorita y opacos. Algunos basaltos presentan microfeno-cristales de olivino y augita esqueletal, inmersos en una pasta vítrea de color pardo oscuro a negro.

Estas lavas también se presentan con tex-turas intersertales, con tablillas de plagioclasa distribuidas en una pasta vítrea de color pardo oscuro. La calcita generalmente se halla como pseudomorfo de olivino (Fig. 4b) y reemplazando la pasta junto a mi-nerales arcillosos. También son comunes palagonita pardo amarillenta y clorita ver-dosa, tanto como relleno de vesículas como alterando la matriz (Fig. 4c).

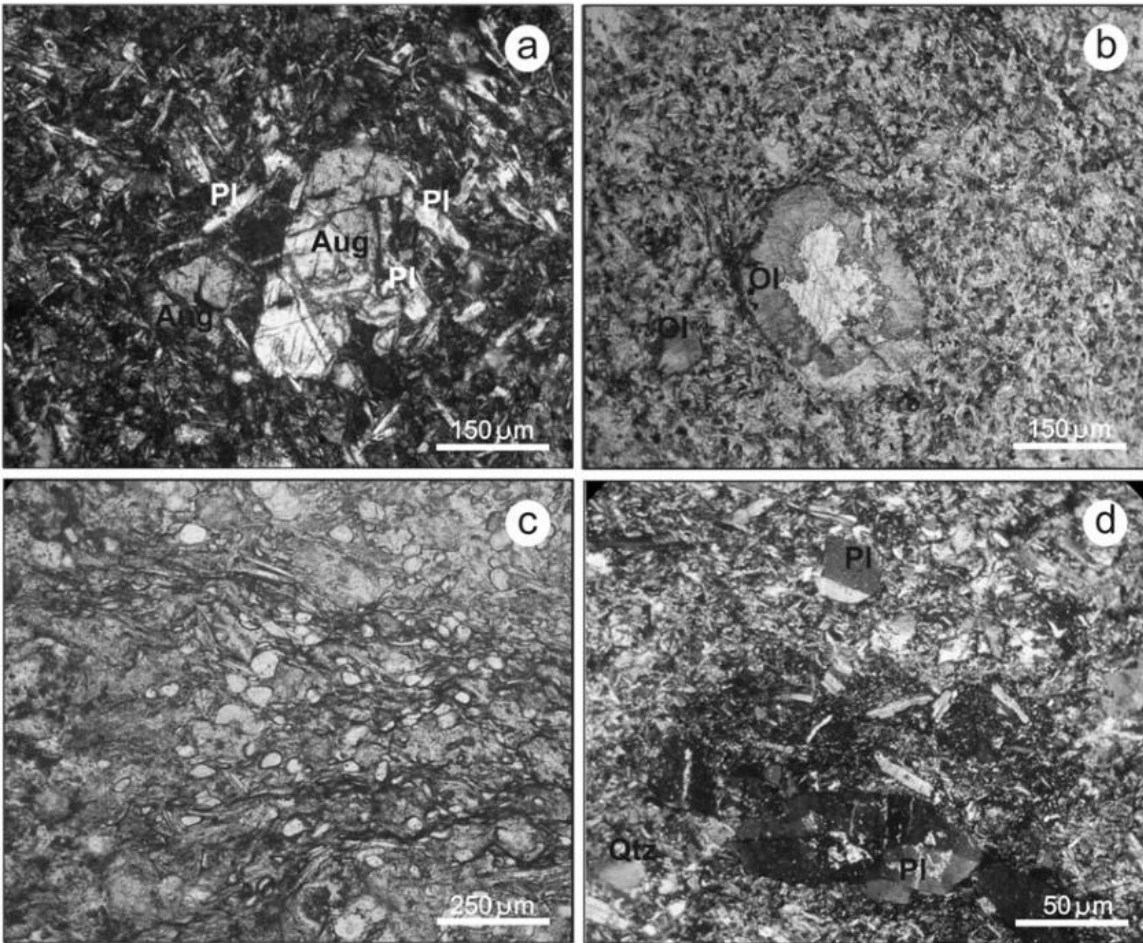
Es común en los cuerpos de basaltos la pre-sencia de sectores con evidencias de frag-

mentación autoclástica, constituidos por clastos angulosos los que suelen desarrol-lar texturas tipo *jigsaw-fit*. En general los clastos están rodeados por una matriz hi-pocristalina o vítrea que incluso presenta estructuras de flujo; o bien cementados por calcita. Los clastos mayores pueden alcan-zar hasta 40 cm y los menores son micros-cópicos.

*b) Dacitas:* Se trata de volcanitas grises ver-dosas claras que forman cuerpos de aproxi-madamente 18m de espesor, su textura es



**Figura 3:** a) Basalto fragmentado, donde se observan clastos angulosos (c) en una matriz lávica (Mx). La roca en conjunto se halla cloritzada; b) Afloramiento hialoclastita dacítica donde los clastos (c) con frecuencia están reemplazados por carbonato o sílice desde sus bordes, que los destaca respecto a la matriz de igual composición (Mx).



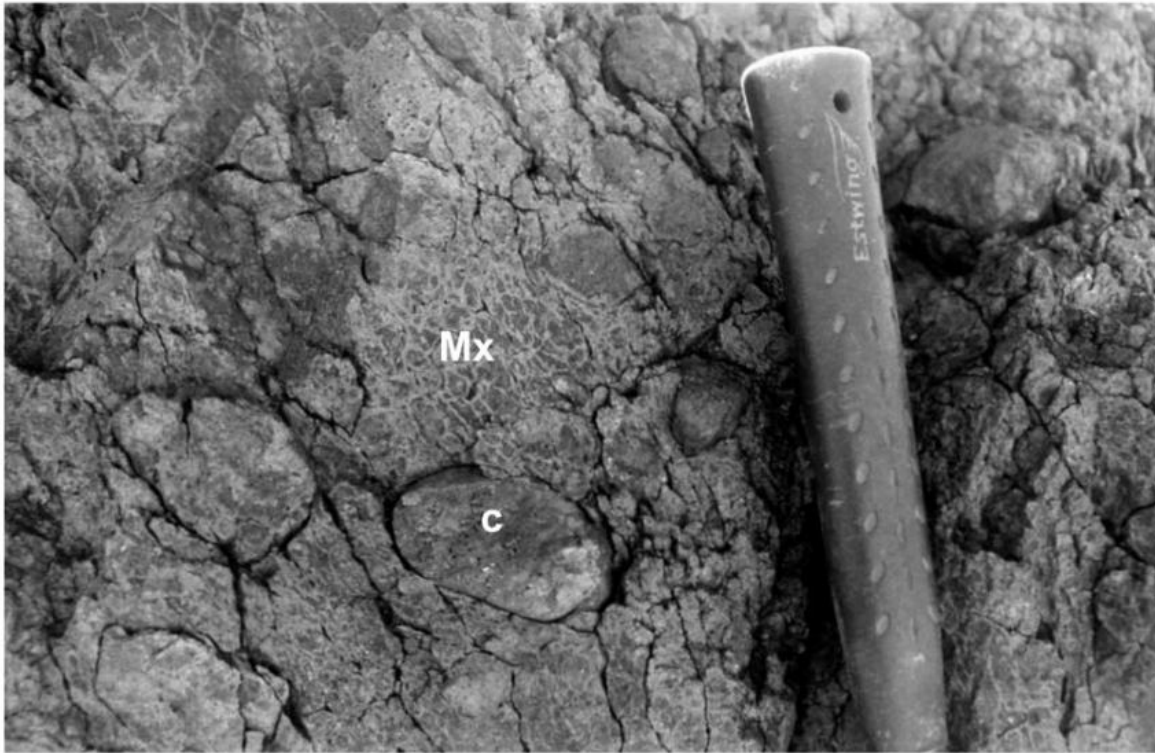
**Figura 4:** Fotomicrografías donde se observan a) Microfenocristal de augita con intercrecimientos subofíticos en basalto con textura hialopilitica (polarizador cruzado); b) Microfenocristal de olivino casi completamente reemplazado por calcita en basalto. La matriz presenta microlitos de plagioclasa, cristales de calcita y opacos, y palagonita (polarizador paralelo); c) Matriz altamente vesiculada en basalto y estructuras de fluidalidad primaria. Las vesículas, subredondeadas, están rellenas por calcita y palagonita (polarizador paralelo); d) Dacita hialoclastizada, donde se observa una matriz caolinizada que contiene abundantes tablillas de plagioclasa, microfenocristales de cuarzo y plagioclasa (polarizador cruzado).

porfírica con fenocristales de plagioclasa y de cuarzo (10%), de 4 mm a 1 mm. La matriz está constituida por tablillas de plagioclasa y microfenocristales de cuarzo, junto a clorita y opacos (Fig. 4d) o bien la integra un mosaico criptocristalino cuarzo - feldespático, que en algunos casos presenta intercrecimientos granofíricos. Pueden presen-

tarse 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 basaltos, también en estas rocas se ha observado fragmentación autoclástica (Fig. 3b); presentando clastos irregulares, en muchos casos con los bordes alterados a clorita y calcita o cuarzo.

**Depósitos de autobrechas y brechas hialoclasticas**

En la zona de la quebrada Larga - Punta Pétreá estos depósitos son los más abundantes y predominan en los tramos inferiores a medios de la sucesión (Fig. 2). Alcanzan espesores de varias decenas de metros y su composición es relativamente homogénea,



**Figura 5:** Afloramiento característico de brechas de lavas en almohadilla. Se observan clastos de basalto (c) dispersos en una matriz de igual composición, hialoclastizada (Mx), con abundante palagonita.

estando integrados por litoclastos de basaltos. El contacto con las facies lávicas y autoclásticas asociadas es gradacional, generalmente a lo largo de unos pocos metros sobre el perfil analizado.

*a) Autobrechas:* Se trata de depósitos monolitológicos constituidos por clastos que presentan un importante estiramiento en la dirección del flujo primario, con sus extremos desmembrados o bien masivos. Sus dimensiones varían entre 30 - 40 cm hasta unos pocos milímetros. Estos litoclastos corresponden según los casos a volcanitas basálticas con abundante pasta vítrea (Fig. 6a, b), a lavas basálticas vesiculadas (Fig. 6c, a basaltos porfíricos, con una matriz constituida por tablillas de plagioclasa, o a basaltos con microfenocristales de olivino distribuidos en una matriz de clinopiroxeno, plagioclasa y vidrio intersticial. Los clastos están inmersos en una matriz vítrea y 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 aplastamiento o estiramiento en una misma dirección (Fig. 6d, e).

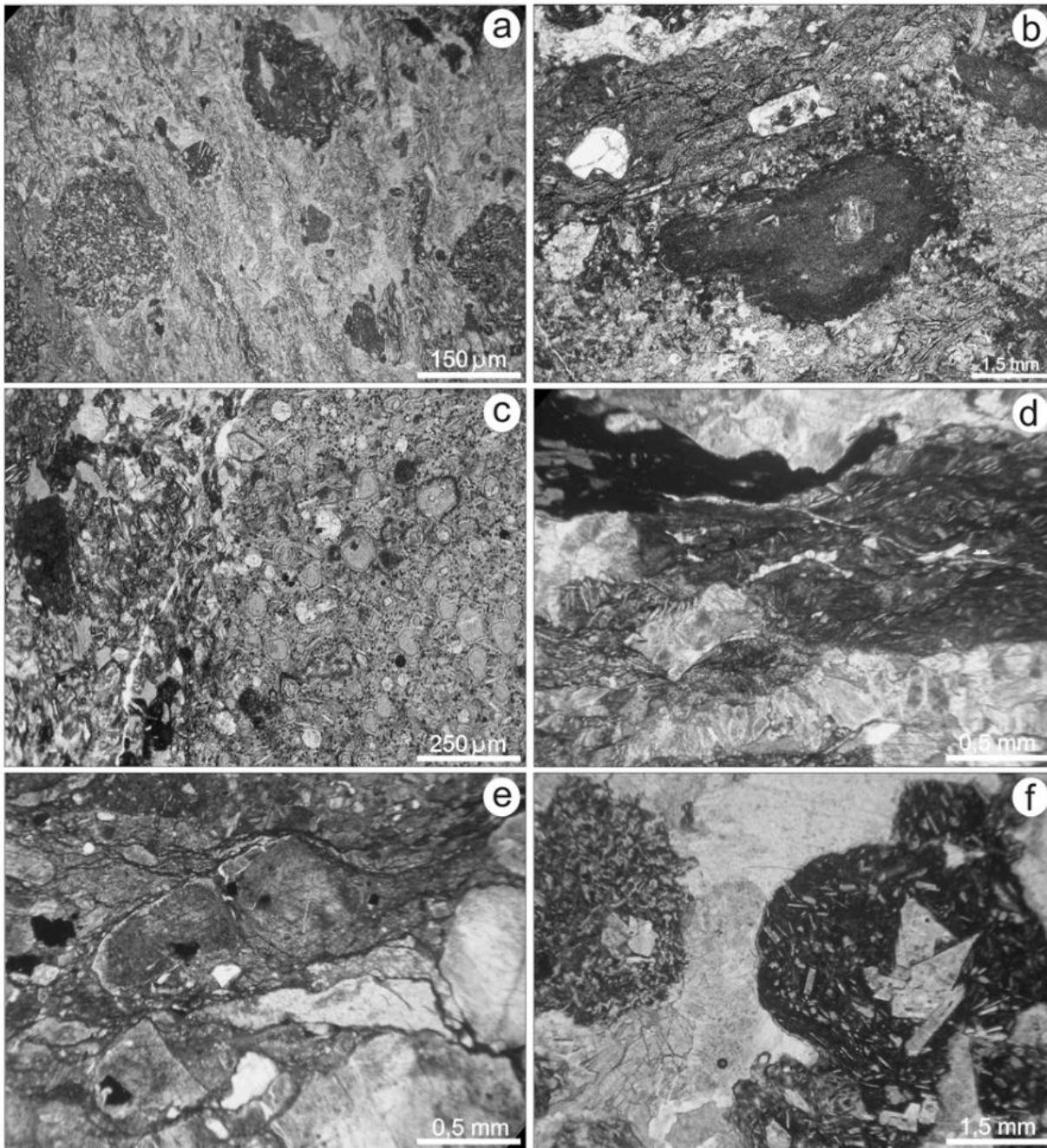
*b) Brechas hialoclásticas:* En general se trata de depósitos monolitológicos, masivos, donde no se observa fluidalidad. Están integrados por clastos de naturaleza basáltica, composicional y texturalmente similares a los descritos para las autobrechas, angulosos a subangulosos, de contornos curvoplanares y variadas dimensiones, desde 30 cm hasta muy finos (menores a 1 mm). Estos clastos comúnmente presentan bordes vítreos de enfriamiento. Estas rocas pueden ser desde clasto-portantes hasta matriz-portantes. La matriz puede estar integrada por vidrio parcial o totalmente desnaturado, minerales arcillosos, opacos, calcita, cloritas y cuarzo recristalizado. Los cristalo-clastos corresponden a plagioclasa.

*c) Brechas de lavas en almohadilla:* Se trata de unidades de composición basáltica, que contienen lavas almohadilladas o fragmentos de ellas, dispersos en una matriz hialoclástica (Fig. 5) y espesores de aproximadamente 15 m. Los clastos son negros a grises negruzcos y sus dimensiones están en el orden de los 20 cm hasta de milímetros (promedio de 10 a 6 cm). Los mismos muestran evidencias de enfriamiento en sus bordes donde generalmente se desarrolla una

pasta más fina o vítrea que el centro, muchas veces alterada. La morfología de los clastos es ameboidal y están inmersos en una matriz constituida por calcita y/o clorita. En algunos casos se han observado texturas *jigsaw-fit* y en el microscopio es posible observar fragmentos finos con bordes vítreos o de textura más fina que en su interior (Fig. 6f). Los litoclastos tienen variaciones texturales, pueden presentarse como rocas con una 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 recristalizada 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 sin-eruptivas resedimentadas**

Siguiendo el criterio de McPhie *et al.* (1993),

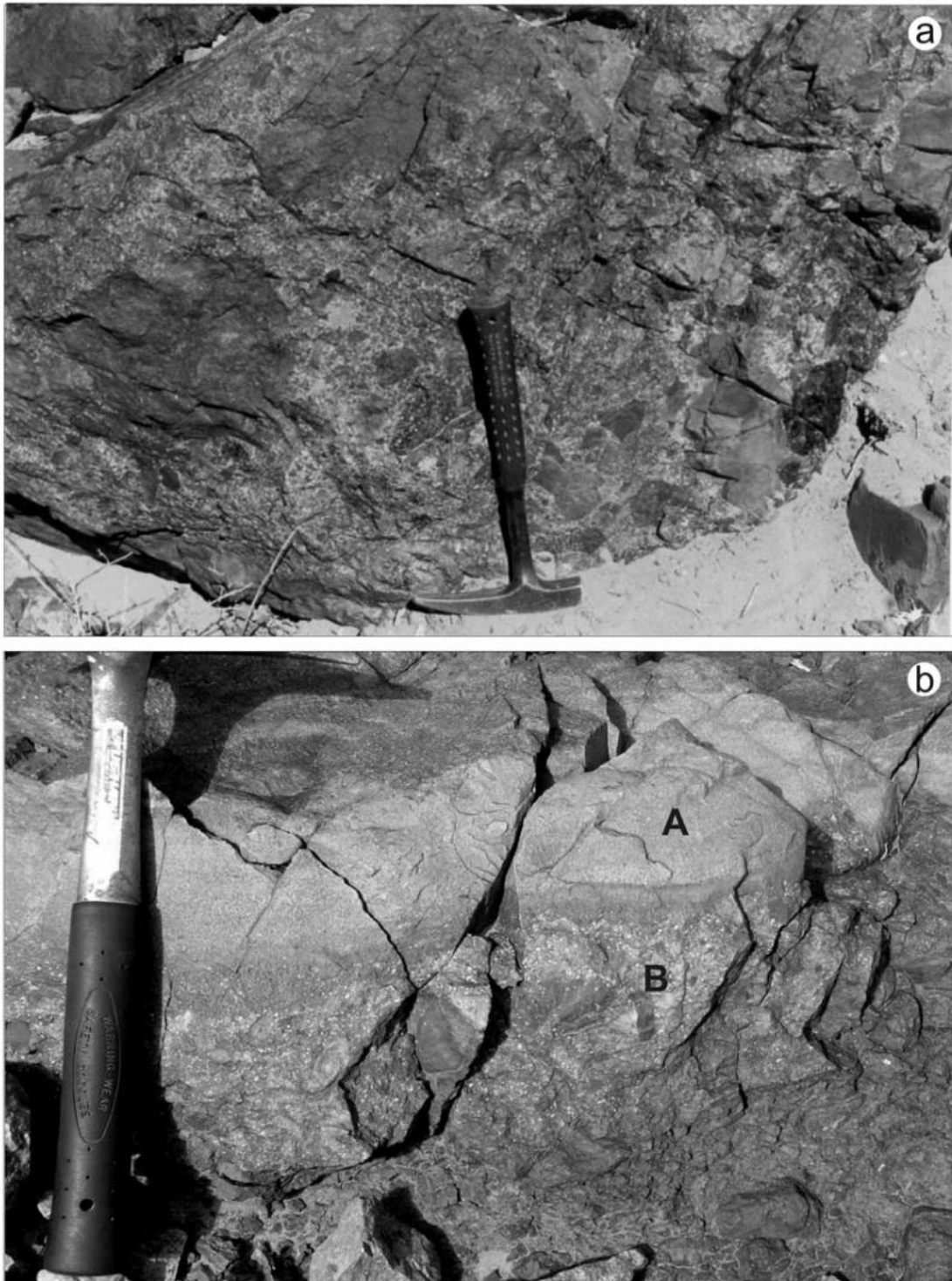


**Figura 6:** Fotomicrografías correspondientes a diferentes hialoclastitas y autobrechas, donde se observan: a) Clastos de basaltos desmembrados en una matriz con evidencias de fluidez (polarizador paralelo); b) Detalle de un fragmento de basalto, con bordes de enfriamiento y pasta vítrea (polarizador paralelo); c) Clasto altamente vesiculado (escoria) en hialoclastita (polarizador paralelo); d) Fragmentos de basaltos aplanados y desmembrados, que desarrollan textura *jigsaw-fit* (polarizador paralelo); e) Brecha hialoclastica con clastos de basalto y desarrollo de texturas *jigsaw-fit* (polarizador paralelo); f) Clastos redondeados de basaltos en brecha de lavas en almohadilla, con matriz de calcita. Los fragmentos presentan una pasta vítrea (polarizador cruzado).

se incluyen en esta facies aquellos depósitos sedimentarios en los que participan clastos provenientes de rocas volcanoclásticas, como lavas autoclasticas, autobrechas, hialoclastitas o en menor proporción material piroclástico, los que conservan sus características primarias y muestran una composición bastante uniforme. Las facies son petrográficamente homogéneas y su morfología y estructura muestran evidencias de una depositación rápida (como una

pobre selección del material, clastos angulosos de variadas dimensiones, entre otras), siendo comunes los depósitos de flujos en masa. En referencia específica a los depósitos derivados de facies autoclasticas, McPhie *et al.* (1993) indican para condiciones subácneas someras la posible existencia de facies donde coexisten fragmentos de origen autoclastico y piroclástico, con predominio de clastos mayores a 2 mm. Estas facies las asocian a la acción de flu-

jos de detritos y de corrientes de tracción. Por otra parte, los mismos autores indican que las facies depositadas en condiciones subácneas profundas originadas principalmente por flujos de detritos, se asocian lateral y verticalmente con depósitos in situ de hialoclastitas y lavas. Las mismas muestran un predominio de fragmentos de lavas pobremente vesiculadas, con bordes de enfriamiento y tamaños de 2 a 256 mm.



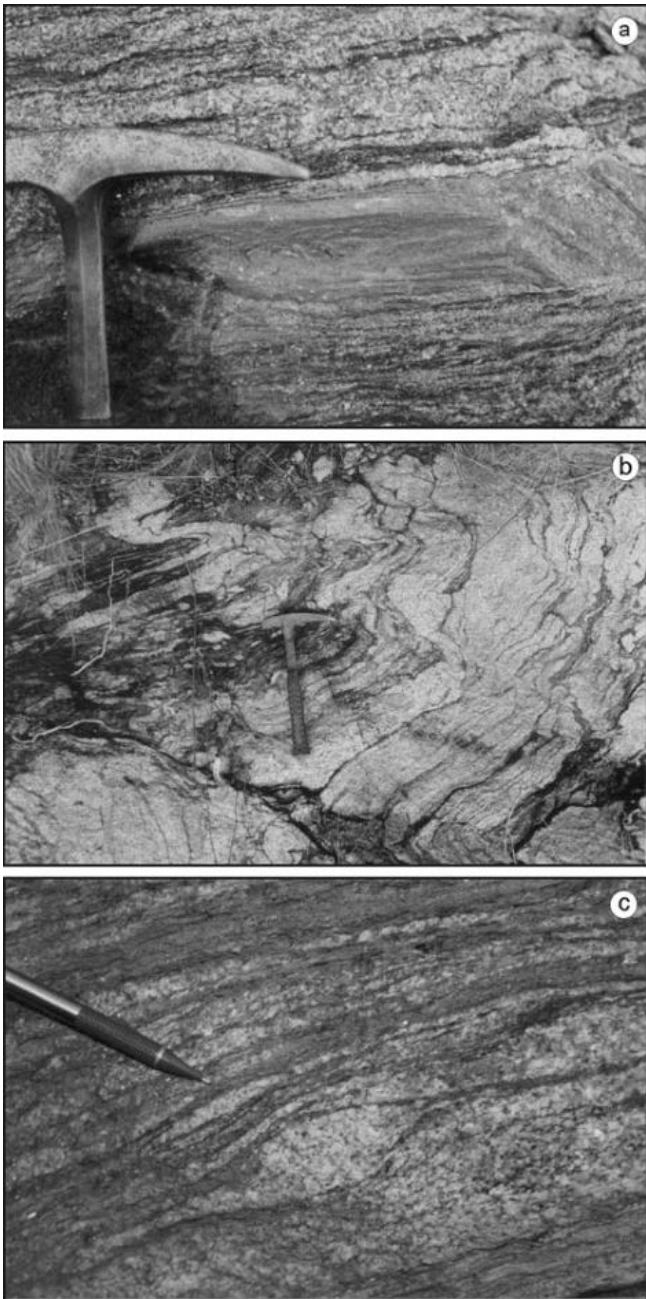
**Figura 7:** a) Detalle de un afloramiento de brecha volcániclastica, con fragmentos angulosos a subangulosos principalmente de basaltos. La matriz es psamítica y el cemento es principalmente arcilloso; b) Psamita volcánogénica con estratificación gradada (A) que suprayace una brecha volcániclastica (B).

En el caso de los depósitos que integran la sucesión analizada, se han observado facies constituidas casi exclusivamente por material volcániclastico, como litoclastos de lavas, fragmentos de hialoclastitas y en menor proporción material de indiscutido origen piroclástico.

a) *Psamitas volcániclasticas*: Se trata de depósitos laminados a masivos, verdosos, que presentan capas entre 1 y 20 cm de espesor integradas en conjuntos de hasta 100 m. Estos depósitos se presentan en toda la sección, aunque predominan hacia los tramos superiores (Fig. 2). Se trata de rocas matriz-

portantes, integradas por cristaloclastos de plagioclasa (5%) y litoclastos angulosos a subangulosos de volcanitas básicas (15%), de unos 2 mm en promedio (raramente alcanzan hasta 1,5 cm). También se reconocen fragmentos de vitroclastos generalmente desnaturalizados, con recristalización de





**Figura 8:** Fotomicrografías de: a) Matriz psamítica de una brecha volcánico-clástica clasto - portante, con clastos angulosos de volcanitas básicas (cb) y cristaloclastos de cuarzo (Qtz) y de plagioclasa (Pl) (polarizador paralelo); b) Psamita volcánico-génica con litoclastos de volcanitas (vo) y de pelitas (p) y cristaloclastos de cuarzo (Qtz). La matriz está constituida por minerales arcillosos (polarizador paralelo); c) Toba resedimentada con fragmento de material vesiculado (ve) (polarizador paralelo).

cas contienen algunos litoclastos angulosos a subangulosos de basaltos, andesitas y en menor proporción de pelitas, con dimensiones que varían entre 0,5 y 2 mm (raramente alcanzan 1,5 cm). El contenido de lapilli acrecional puede ser elevado (hasta 30%), presentándose con dimensiones de hasta 4 cm (Fig. 9) y los clastos varían entre 15% y 20%. Los cristaloclastos (5-15%) corresponden a plagioclasa subhedral y cuarzo (~1-2 mm) (Fig. 8c). Se destaca la presencia de pómez (<2%) donde se pueden observar vesículas irregulares y tubos rellenos con minerales secundarios como clorita y cuarzo. En la matriz se observan trizas del tipo *pared de burbuja* y tricuspidadas, reemplazadas por sílice. En estas rocas también existe un importante desarrollo de minerales productos de la alteración hidrotermal, como calcita, clorita, epidoto y cubos euhedrales de pirita. También se observan pequeños cristales anhedral de circón dispersos en la matriz.

#### **Facies sedimentarias volcánicas**

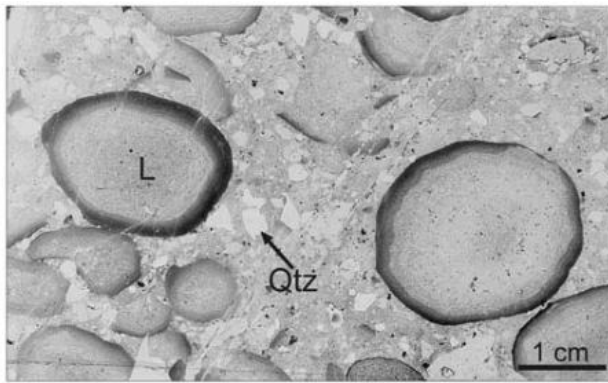
Para definir estas rocas también se utilizó el criterio de McPhie *et al.* (1993). Se trata de rocas constituidas por clastos de volcanitas de variada composición, en los que se puede apreciar cierto grado de redondeamiento y que muestran un moderado a alto grado de selección.

*a) Limolitas, fangolitas y psamitas finas volcánicas, masivas y laminadas:* Estas rocas son ricas en litoclastos lávicos 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, de colores verdosos a rosados y con estructuras irregulares de escape de fluidos en el techo (de 2 mm a 5 mm de largo). En las limolitas son comunes los intraclastos de fangolitas y también se presentan, de modo abundante, fragmentos de lapilli acrecional. Localmente se presentan estructuras de deformación sinsedimentaria, como laminación

clorita y/o sílice. La matriz está compuesta por minerales arcillosos, clorita y opacos, donde se pueden reconocer trizas parcialmente alteradas a clorita o reemplazadas por agregados silíceos, incluso con textura axiolítica.

*b) Brechas volcánico-clásticas:* Estos depósitos desarrollan espesores de unos 20 m y tienen carácter polimítico, integrados por litoclastos angulosos a subangulosos de 2 a 30 cm (entre 10% y 40%), de dacitas y basaltos (Fig. 7a). La matriz, arenosa a pelítica, es

verdosa a parda verdosa y en ella se pueden reconocer finos fragmentos líticos de igual composición que los mayores, junto a cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo (Fig. 8a). *c) Tobs resedimentadas:* Se trata de niveles predominantemente pardo - verdosos a negruzcos, masivos, que localmente pueden presentar estratificación gradada (Fig. 2). La textura varía de relativamente fina (psamítica fina a pelítica) a media con espesores de hasta 15 m, que sólo se reconocen en los tramos superiores de la sucesión. Estas ro-



**Figura 9:** Sección delgada correspondiente a una toba resedimentada donde se destaca el abundante contenido de lapilli acrecional (L), fragmentos de ellos y cristalo- clastos de cuarzo (Qtz).

convoluta, pliegues y estructuras *ball and pillow*.

Las psamitas están moderada a pobremente seleccionadas, la matriz corresponde generalmente a una fangolita y pueden estar laminadas. Los litoclastos son angulosos a subangulosos (entre 15% y 20%) y composicionalmente corresponden a volcanitas basálticas y dacíticas. Los cristaloclastos corresponden a plagioclasa y cuarzo (entre 5% y 10%). También se presentan concreciones subredondeadas de 1 a 3 cm (eje mayor) negruzcas, al microscopio muestran zonación y están compuestas por agregados micro a criptocristalinos de cuarzo, feldespato y calcita secundaria. Microscópicamente se reconocen en la matriz litoclastos de basaltos y pelitas subangulosos y cristaloclastos de plagioclasa, incluidos en un mosaico constituido por minerales arcillosos y clorita, donde se han identificado trizas vítreas o parcialmente recrystalizadas.

En diferentes niveles de estos depósitos se intercalan paquetes con braquiópodos y calizas estromatolíticas. También se presenta pirita framboidal.

*b) Psamitas medias a gruesas volcanogénicas, masivas a gradadas:* Constituyen depósitos verdes-grisáceos, con espesores en conjunto entre 3 y 10 m (Fig. 2), masivos o finamente laminados, también con estratificación gradada (Fig. 7b). Los litoclastos son generalmente angulosos a subangulosos, con tamaños que varían desde 0.3 mm a 5 mm, excepcionalmente pueden alcanzar los 10 mm. Los más abundantes son de basaltos negruzcos (15%), también se presentan litoclastos rojizos a rosados de dacitas y de riolitas (hasta 5%) y verdes claros, pelíticos.

Los cristaloclastos corresponden a cuarzo y plagioclasa (de 1 mm) (Fig. 8b). 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 los perfiles levantados (Fig. 2).

## DISCUSIÓN

La sucesión ordovícica estudiada en este trabajo está integrada por volcanitas efusivas principalmente básicas a intermedias, asociadas a facies autoclásticas, autobrechas y brechas hialoclásticas, facies volcanoclásticas sin-eruptivas resedimentadas y facies sedimentarias volcanogénicas. La asociación de estos depósitos presenta una serie de particularidades que permiten interpretar los procesos vinculados a su génesis e inferir de un modo preliminar las características evolutivas de la cuenca.

Del análisis de los diferentes depósitos que integran esta sucesión, es posible indicar que:

- La existencia de volcanitas efusivas asociadas a volúmenes significativos de facies fragmentadas de tipo autoclástico (autobrechas y brechas hialoclásticas), junto a facies volcanoclásticas sin-eruptivas resedimentadas, facies sedimentarias volcanogénicas y asociadas a sedimentitas fosilíferas, son indicadores de procesos efusivos en un medio subácuo.

- El gran volumen que alcanzan los depósitos hidroclásticos de la sección analiza-

da puede considerarse como un indicador de la eficiencia de los procesos de fragmentación hidromagmática desarrollados durante la evolución de esta cuenca ordovícica. 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. En el mismo sentido, Azevedo y Portugal Ferreira (2006) explican el desarrollo de los distintos depósitos volcanoclásticos de la isla Flores (Azores).

- Las brechas hialoclásticas, integradas por litoclastos, que con frecuencia presentan texturas geométricas de *jigsaw-fit*, son testimonio de formación in situ debida a procesos de fragmentación por sobreenfriamiento y mezcla en un medio acuoso (c.f. Bull y Cas 1989). La naturaleza angulosa a subangulosa de los clastos que integran las hialoclastitas, además de vincularse con los episodios de fragmentación sugiere ausencia de un transporte significativo y un origen proximal para este material. Por otra parte, las facies de brechas hialoclásticas con alto porcentaje de vesículas y bordes vítreos, permite indicar que su origen estaría vinculado con episodios hidromagmáticos con reequilibrios de presiones y la desmezcla repentina de componentes volátiles, con subsecuentes explosiones magmáticas (Corsaro y Cristofolini 2000, Dellino y La Volpe 1995a). Sobre este mismo punto, la información experimental (Wohletz 1983, 1986, Buettner *et al.* 1997), indica que la repentina transformación del agua en vapor produciría una descompresión dando lugar a la exsolución de volátiles juveniles y a la fragmentación del magma.

Los depósitos de brechas hialoclásticas reconocidos presentan características similares a los descritos para el Pérmico tardío de la cuenca marina de Sydney por Carr y Jones (2001) y sobre los que indican un origen ligado a fragmentación de lavas básicas con profundidades de 20 a 25 m. En la sierra de Las Planchadas, en el área analizada, las brechas hialoclásticas

cas están asociadas con psamitas medias a gruesas volcanogénicas, masivas a gradadas, comparables con las descriptas más al sur por Mángano y Buatois (1997) y que fueron ligadas a procesos de flujos de detritos en zonas de profundidad variable.

- La intensa palagonitización de la matriz vítrea de estas rocas, es un indicio de la abundancia de fluidos circulantes en el medio, responsables de una intensa actividad hidrotermal.

- En relación a las asociaciones sin-eruptivas resedimentadas que caracterizan esta sucesión, la presencia de psamitas y brechas como las descriptas, carentes de estructura interna junto al elevado contenido de fragmentos angulosos a subangulosos de volcanitas básicas a intermedias permite suponer un origen ligado a procesos de depositación rápida en zonas de pendientes marcadas asociándolos a la acción de flujos en masa de densidad variable. Por otra parte la existencia de niveles integrados por psamitas, limolitas y fangolitas, masivas y laminadas, con estratificación gradada con predominio en los tramos superiores de la sucesión, indican su posible asociación a corrientes de turbidez y a medios en los que dominaron los procesos de suspensión, características observadas por Busby *et al.* (2006) para asociaciones de facies en ambientes volcánicos de características similares. McPhie *et al.* (1993) indican que la existencia de facies originadas por corrientes de turbidez y flujos de detritos está directamente vinculada con zonas inestables ligadas a episodios de volcanismo sincrónico con la sedimentación en la cuenca. Asimismo, estos depósitos pueden presentarse tanto en plataformas relativamente someras como en zonas de mayor profundidad.

En el caso de la sección analizada en la sierra de Las Planchadas, se combinan características de asociaciones de flujos de detritos y turbiditas, propias de zonas de poca profundidad (c. f. McPhie *et al.* 1993). Otro dato a considerar es la presencia de depósitos de brechas volcánicas, que explican la ausencia o esca-

so transporte de sus constituyentes (Carr y Jones 2001), como resultado de una breve permanencia en la zona de la línea de playa previo a su depositación final en ambientes más profundos. En el mismo entorno regional, en el sur de la sierra de Las Planchadas (Chaschuil), también se han reconocido asociaciones de facies sedimentarias volcanogénicas vinculadas a corrientes de turbiditas de densidad variable y a flujos de detritos, que coinciden en la interpretación de un ambiente submarino poco profundo para su formación y variaciones bruscas en el paleorrelieve de la cuenca (Mángano y Buatois 1997).

- En la sección analizada también existen brechas de lavas en almohadilla asociadas a las hialoclastitas lo que, según McPhie *et al.* (1993) sucede generalmente como resultado de magmatismo básico subácneo en cuencas profundas o de relieves abruptos. En la sierra de Las Planchadas, la coexistencia de brechas de lavas en almohadilla con facies sedimentarias volcanogénicas ligadas a depositación en ambientes someros y/o paleorrelieves de pendientes abruptas, plantea la posibilidad de inestabilidades en la cuenca con fluctuaciones en el nivel del mar durante la generación de los depósitos analizados. En el mismo sentido, se interpretan las estructuras sinvolcánicas desarrolladas en los paquetes de limolitas y fangolitas, los cambios faciales contrapuestos y el desarrollo de flujo de detritos, que fueron reconocidas en la zona de Chaschuil (Mángano y Buatois 1997). Cabe destacar, que en la sección estudiada no se han reconocido lavas almohadilladas y sólo se presentan las brechas de lavas en almohadilla. Una situación similar es indicada por Busby *et al.* (2006) para los depósitos cretácicos de la región de Alisitos (Baja California), donde las lavas almohadilladas son muy raras y, por el contrario existen importantes volúmenes de brechas de lavas en almohadilla interestratificados con brechas hialoclasticas. Dicha secuencia se ha interpretado como resultado de procesos hidroclásticos de fragmentación producidos y favorecidos en una cuenca con

paleorrelieves abruptos o de pendientes importantes, como zonas de talud o bordes de cuencas inestables, semejantes al propuesto para la sierra de Las Planchadas. Asimismo, la presencia de bloques angulosos a subangulosos y de fragmentos con bordes vítreos frecuentemente preservados, sugiere para este tipo de depósitos una naturaleza sineruptiva (Corsaro y Cristofolini 2000), con escaso retrabajo.

- La presencia de rocas volcanogénicas con braquiópodos en los niveles superiores de la sucesión analizada, integrados en su mayoría por limolitas, fangolitas y psamitas finas masivas y laminadas que incluyen material piroclástico, permite interpretar que su depositación se produjo en un ambiente marino somero, al menos en esta etapa de la evolución de la cuenca. Estas características son concordantes con la existencia de capas con abundante contenido de lapilli acrecional, ubicados en los tramos superiores del perfil y que podrían reflejar erupción subaérea y su depositación en una plataforma somera. En el mismo sentido podría interpretarse la presencia de niveles de tobas resedimentadas.

Las características de los depósitos volcanogénicos, su proveniencia prácticamente única, la variación de sus facies, junto a las características geoquímicas de sus representantes magmáticos, apoyan la idea de un volcanismo de arco ligado a la evolución de la cuenca, mientras tenía lugar un intermitente aporte de sedimentos intracuencales, debidos a la inestabilidad de la misma.

La presencia de una pequeña proporción de componentes de origen piroclástico junto a las facies efusivas y a sus representantes autoclásticos y hialoclasticos en diferentes tramos de la sucesión analizada, es indicativa de variaciones temporales en el estilo eruptivo. Asimismo esta variación queda evidenciada por el marcado predominio de facies de origen piroclástico en depósitos de igual posición estratigráfica y con asociaciones faunísticas similares, que afloran en el sur de la sierra de Las Planchadas, en la zona de

Chaschuil (Cisterna *et al.* 2005). Sucesiones con características similares han sido descritas por diferentes autores (Brown *et al.* 2002, Busby *et al.* 2006) quienes interpretan que su desarrollo ha estado asociado a la evolución de terrenos en zonas de márgenes activos complejos y comparables con ambientes modernos de intra-arco o retroarco ubicándose las facies volcánicas en discusión en las etapas iniciales de su evolución. Las características composicionales de las volcanitas, junto a las asociaciones de facies descritas, indican que las sucesiones estudiadas se pueden considerar asociadas con un ambiente de arco magmático continental, transicional entre zonas de arco y retroarco (Cisterna *et al.* 2008), en coincidencia con lo descrito en sucesiones de igual edad de la Faja Occidental de la Puna (ej. Huaitiquina - Guayaos). Lo indicado permite plantear la posible continuación en la Puna del arco magmático reconocido en el Sistema de Famatina durante el Ordovícico.

## CONCLUSIONES

En base a las distintas características descriptas para la sucesión volcánica - sedimentaria analizada es posible indicar que el desarrollo de la misma en el centro - sur de la sierra de Las Planchadas involucró una intensa actividad volcánica, con la emisión de lavas básicas a intermedias en un medio subácueo, que determinó una importante fragmentación del magma y el registro de un menos significativo episodio de vulcanismo explosivo representado en las tobas resedimentadas.

Factores de inestabilidad de la cuenca generaron una importante tasa de sedimentación y dieron lugar a la formación de espesos depósitos resedimentados sin-eruptivos, resultantes de la acción de flujos en masa, en forma de corrientes de turbidez o de flujo de detritos vinculados a bordes de cuenca, inestables o zonas de talud. La presencia de psamitas finas, limolitas y fanfolitas masivas y laminadas, que incluyen material piroclástico y una abundante fauna de braquiópodos, en los tramos supe-

riores del perfil permite indicar que su deposición se produce en una cuenca somera, que incluso habría tenido etapas de exposición subaérea.

En lo referente a la evolución del vulcanismo en el área de estudio según las características de los depósitos analizados, es posible indicar dos etapas principales: 1) una etapa de efusiones principalmente básicas y en menor proporción intermedias, en medio marino y asociada a procesos hidroclásticos; 2) una etapa más rica en material epiclástico volcanogénico, a la que se agrega el aporte de elementos piroclásticos. Mientras tanto hacia el sur, en Chaschuil, si bien tuvo lugar un magmatismo bimodal predominan las efusiones ácidas y los depósitos ligados a vulcanismo explosivo.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se pudo realizar gracias al apoyo de los proyectos ANPCYT PICT 7-8724, CONICET - PEI N° 6361 y PIP N° 5112, CIUNT 26/G217 y 26/G332.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Albanessi, G. y Vaccari, N.E. 1994. Conodontos del Arenigiano en la Formación Suri. Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 26(2): 125-146.

Azevedo, J.M.M. y Portugal Ferreira, M.R. 2006. The volcanotectonic evolution of Flores Island, Azores (Portugal). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 156: 90-102.

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. En Albanessi, G.L., Beresi, M.S., Peralta, S.H. (eds) *Ordovician from the Andes, Serie Correlación Geológica* 17: 41-46.

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.

Brown, S.J.A., Barley, M.E., Krapez, B. y Cas, R.

A.F. 2002. The Late Archaean Melita Complex, Eastern Goldfields, Western Australia: shallow submarine bimodal volcanism in a rifted arc environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115: 303-327.

Buettner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V. y Zimanowski, B. 1997. Comparison between hydromagmatic eruptions and MFCI experiments. IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta.

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. *Austr. Journal of the Earth Science* 36: 569-584.

Busby, C., Adams, B.F., Mattinson, J. y Deoreo, S. 2006. View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceous Alisitos arc, Baja California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149: 1-46.

Carr, P. F. y Jones, B.G. 2001. The influence of palaeoenvironment and lava flux on the emplacement of submarine, near-shore Late Permian basalt lavas, Sydney Basin (Australia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 112: 247-266.

Cisterna, C.E. 1994. Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narváez, Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (Inédito), 275 p.

Cisterna, C.E. y Mon, R. 2005. Contrastes en el comportamiento reológico de las capas ordovícicas del extremo norte del Sistema de Famatina. 12 Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, 5, Cafayate.

Cisterna, C., Coira, B. y Koukharsky, M. 2005. Registros del vulcanismo bimodal de la zona de Chaschuil. Una clave para la reconstrucción del arco magmático ordovícico en el Sistema de Famatina, Argentina. 16 Congreso Geológico Argentino 3: 317-324, La Plata.

Cisterna, C.E., Coira, B. y Brussa, 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. 11 Congreso Geológico Chileno, 2: 431-434. Antofagasta.

Coira, B. y Koukharsky, M. 1991. Lavas en almohadillas ordovícicas en el Cordón Escaya, Puna

- Septentrional, Argentina. 6 Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A-5): 674-678.
- Coira, B. y Koukharsky, M. 1994. Complejos submarinos dómico-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de Puna Jujeña (22°-23° 45'S). Sus implicancias. 7 Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1000-1004.
- Coira, B. y Pérez, B. 2002. Peperitic textures of Ordovician dacitic synsedimentary intrusions in Argentina's Puna Highland: clues to emplacement conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 165-180.
- Corsaro, R.A. y Cristofolini, R. 2000. Subaqueous volcanism in the Etnean area: evidence for hydromagmatic activity and regional uplift inferred from the Castle Rock of Acicastello. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95: 207-223.
- Cuerda, A. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Pcia. San Juan). 2 Jornadas Geológicas Argentinas, Actas, 3: 7-15, Tucumán.
- Décima, M.F. 2006. Las volcanitas copaleozoicas 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. Tesina Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, (Inédito) 77 p.
- Dellino, P. y La Volpe, L. 1995a. Fragmentation versus transportation mechanisms in the pyroclastic sequence f Monte Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 64: 211-231.
- Fauqué, L.E. y Villar, L.M. 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(2): 218-232.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication, 259 p.
- 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. 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.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic textures. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Tasmania University Press, 196 p., Tasmania.
- Petterson, M.G. y Treloar, P.J. 2004. Volcanostratigraphy of arc volcanic sequences in the Kohistan arc, North Pakistan: volcanism within island arc, back-arc-basin, and intra-continental tectonic settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130: 147-178.
- Ross, P. S., Ukstins Peate, I., McClintock, M. K., Xu, Y.G., Skilling, I.P., Whitea, J.D.L. y Houghtone, B. F. 2005. Mafic volcanoclastic deposits in flood basalt provinces: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145: 281-314.
- Rubiolo, D., Cisterna, C., Villeneuve, M. y Hickson, C. 2002. Edad U/Pb del Granito de Las Angosturas en la sierra de Narváz (Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca). 15 Congreso Geológico Argentino, 1: 359-362. Calafate.
- Seggiaro, R.E., Hongn, F.D., Castillo, A., Pereyra, F., Villegas, D. y Martínez, L. 1999. Hoja geológica 2769-II Paso de San Francisco, Provincia de Catamarca. Servicio Geológico Mínero Argentino, Boletín 294: 56 p., Buenos Aires.
- Templeton, J.H. y Hanson, R.E. 2003. Jurassic submarine arc-apron deposits and associated magma/wet-sediment interaction, northern Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128: 299-326.
- Turner, J. 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváz, Catamarca y La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12 (1): 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.
- Turner, J.M. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, Provincias de Catamarca y La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 78 p., Buenos Aires.
- Vaccari, N.E. y Wasisfeld, B.G. 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico Temprano) en la región de Chaschuil, provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. *Ameghiniana* 31(1): 73-86.
- Wohletz, K.H. 1983. Mechanism of hydrovolcanic pyroclastic formation: grain size, scanning electron microscope and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 31-63.
- Wohletz, K.H. 1986. Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanism, and field studies. *Bulletin of Volcanology* 48: 245-264.

Recibido: 7 de octubre, 2009.

Aceptado: 15 de diciembre, 2009.