

SUCESIONES VOLCÁNICO-SEDIMENTARIAS TREMADOCIANAS Y ARENIGIANAS EN LA SIERRA DE LAS PLANCHADAS-NARVÁEZ: REGISTROS EVOLUTIVOS DEL ARCO MAGMÁTICO FAMATINIANO

Clara Eugenia CISTERNA¹, Beatriz COIRA² y Magdalena KOUKHARSKY³

¹ Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, CONICET. Email: claracisterna@yahoo.com.ar

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

³ CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Email: mkou1@yahoo.com.ar

RESUMEN

Se analizan secciones volcano-sedimentarias ordovícicas del norte del Sistema de Famatina, aportando nuevos datos petrologógicos para la comprensión de la naturaleza de sus magmas y de los procesos volcanológicos asociados con la evolución del arco magmático en la región. Información paleontológica previa, apoyada por estudios estructurales y por las relaciones de intrusividad con una granodiorita de 485 ± 7 Ma, asignaron edades del Tremadociano temprano a las sedimentitas de Las Angosturas y del Arenigiano temprano - medio a las de las secciones Vuelta de la Tolas - Chaschuil y quebrada Larga - Punta Pétreá. Los litotipos que integran la sucesión tremadociana son lavas basálticas, andesíticas, dacíticas y riodacíticas, interestratificadas con limolitas y psamitas finas, polideformadas y con importante alteración hidrotermal, habiéndose reconocido paragénesis de metamorfismo de bajo grado y de contacto. Los depósitos arenigianos, afectados por plegamiento y desarrollo de clivaje localmente, consisten en lavas basálticas, andesíticas, dacíticas y riolíticas, facies hialoclásticas, depósitos resedimentados sin-eruptivos y volcanogénicos. Si bien ambas asociaciones son subalcalinas y peraluminosas, se concluye, para los representantes tremadocianos, que sus características son consistentes con un ambiente donde fueron producidos fundidos de un manto empobrecido (MORB) y enriquecidos durante eventos de subducción, asociados con la evolución de una cuenca marginal. Las volcanitas arenigianas muestran filiación geoquímica de arco magmático continental. Ambas asociaciones exhiben características similares a las observadas en la Puna occidental, lo que plantearía la posible continuación en la Puna del arco magmático ordovícico reconocido en el Sistema de Famatina.

Palabras clave: *Volcanismo, Tremadociano, Arenigiano, Sierras de Narváez, Las Planchadas, Sistema de Famatina, Argentina.*

ABSTRACT: *Tremadoc and Arenig volcano-sedimentary successions in the Sierra de Las Planchadas, Narváez: Evolutive records of the Famatinian magmatic arc.* Volcano-sedimentary Ordovician sections from the north of the Sistema de Famatina are analyzed, contributing with new petrological data to the understanding of the nature of magmas and associated volcanic processes related to the evolution of the magmatic arc in the region. Previous paleontological information, supported by structural studies and contact relationships with a granodiorite dated in 485 ± 7 Ma, assigned to these sedimentary rocks of Las Angosturas an early Tremadoc age, as well as an early to middle Arenig age to those of the Vuelta de Las Tolas - Chaschuil and Quebrada Larga - Punta Pétreá sections. The lithotypes that integrate the Tremadoc successions are basaltic, andesitic, dacitic and rhyodacitic lavas, interfingering with massive and laminated siltstones and fine psammites, with superimposed deformation and important hydrothermal alteration, as well as low grade and contact metamorphism. The Arenig deposits, folded and affected by well developed cleavage in some sectors, consist on basaltic, andesitic, dacitic and rhyolitic lavas, associated to hyaloclastic facies, syn-eruptive re-sedimented deposits and volcanogenic sedimentary facies. Despite both associations are subalkaline and peraluminous, for the early Tremadoc terms it is concluded that geochemical characteristics are compatible with an environment where melts from a depleted mantle (MORB) were produced, and enriched during subduction events. All these characteristics can be related to a marginal basin evolution. The Arenig volcanic rocks instead display a clear continental magmatic arc filiation. Both associations have similar characteristics to those observed in the western Puna region, which makes it probable to extend the magmatic arc recognized in the Sistema de Famatina within the Puna during Ordovician times.

Keywords: *Volcanism, Tremadoc, Arenig, Sierra de Narváez, Las Planchadas, Sistema de Famatina, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

Desde principios del siglo pasado se han reconocido y estudiado los extensos depósitos del Paleozoico inferior que integran el Sistema de Famatina. Entre estos trabajos se destacan los de Turner (1958, 1967), quien se ocupó específicamente de las manifestaciones de edad ordovícica que afloran en el norte del Sistema de Famatina. Estas unidades, fueron definidas como Formaciones Suri (Harrington y Leanza 1957) y Las Planchadas (Turner 1958) y están integradas por sucesiones volcánico-sedimentarias que en los últimos años han sido cartografiadas, descritas y correlacionadas con unidades de igual posición estratigráfica ubicadas en el tramo central del Sistema de Famatina y en la Puna (Astini 2003, Cisterna *et al.* 2005, Coira *et al.* 1982, Mángano y Buatois 1994, 1996, Ortega *et al.* 2005, entre otros). Sin embargo, aún constituye un problema a resolver la naturaleza y procesos formadores de las volcanitas que integran estas unidades, las que alcanzada su comprensión, podrán ser utilizadas como herramientas para interpretar la evolución geotectónica del arco magmático ordovícico en el noroeste de Argentina.

En este trabajo se analizan los afloramientos volcánicos - sedimentarios ubicados en el norte de la sierra de Narváez y en el centro-sur de la sierra de Las Planchadas, los que integran el tramo más septentrional del Sistema de Famatina (Fig. 1). Estudios previos realizados por diferentes autores en la región, permitieron conocer la edad de estas manifestaciones ordovícicas. Sin embargo, aún hoy la definición de estos depósitos como integrantes de las diferentes unidades lito-estratigráficas definidas para la zona es motivo de controversia. Por tal razón, la finalidad de este trabajo es caracterizar desde el punto de vista petrográfico y geoquímico los términos magmáticos que integran las sucesiones del Tremadociano y del Arenigiano en el norte del Sistema de Famatina, para de este modo reconocer los procesos ligados a su génesis, jun-

to con las condiciones geodinámicas que pautaron la evolución de estos terrenos en el contexto del noroeste argentino para los mismos tiempos. La información obtenida también es fundamental para contemplar ajustes estratigráficos en la columna ordovícica de la región, proponiendo dos unidades litológica y geoquímicamente diferenciables, de edades tremadociana y arenigiana.

MARCO GEOLÓGICO

En el norte del Sistema de Famatina la columna estratigráfica está constituida casi en su totalidad por unidades correspondientes al Paleozoico. Las más antiguas están representadas por las formaciones Suri (Harrington y Leanza 1957) y Las Planchadas (Turner 1958). Fueron definidas como Formación Las Planchadas las manifestaciones efusivas dacíticas que afloran en la ladera noroccidental de la sierra de Narváez (Turner 1958) y que se hallan en posición discordante sobre las rocas graníticas al igual que respecto a los niveles que integran la Formación Suri. En el norte de la sierra de Narváez, Cisterna (1994) indicó que los granitoides intruyen los depósitos de edad ordovícica, destacando la existencia de pelitas portadoras de graptofauna en coincidencia con lo afirmado por Aceñolaza (1978). Rubiolo *et al.* (2002) indicaron una edad U/Pb de 485 ± 7 Ma para estas magmatitas. Ortega *et al.* (2005), en base al estudio de dichos fósiles, señalan su equivalencia con los graptolitos hallados en la parte inferior a media del miembro superior de la Formación Volcancito, de edad tremadociana temprana y que se ubica en el tramo central del Sistema de Famatina. En las sedimentitas pelíticas asignables a la Formación Suri que afloran en la región de Chaschuil, se describió el hallazgo de trilobites (Vaccari y Waisfeld 1994) y de conodontes (Albanesi y Vaccari 1994), como indicadores de una edad arenigiana media. Asimismo Benedetto (1998), en base a una rica fauna de braquiópodos, sugirió para las mismas secuencias una edad arenigiana. Mángano y Buatois (1994,

1996) realizaron un análisis litofacial de los registros volcánicos - sedimentarios ordovícicos en la misma zona, definiendo en la Formación Suri los miembros Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo.

Cisterna *et al.* (2005) identificaron y caracterizaron registros volcánicos ordovícicos en el área de Chaschuil, reconociendo una sucesión volcánico-sedimentaria de edad arenigiana media, constituida por lavas ácidas y básicas junto a facies sin-eruptivas resedimentadas volcanoclásticas; dicha sucesión alterna con miembros volcanogénicos portadores de registros fosilíferos de edad arenigiana. Baldo *et al.* (2003) obtuvieron una edad U-Pb de 469 ± 3 Ma sobre una riolita porfírica que aflora en la proximidad de Puesto Chaschuil.

La columna estratigráfica del área continúa con las sedimentitas continentales de las formaciones Agua Colorada (Turner 1960) y Patquía (Cuerda 1965), asignadas al Carbonífero y Pérmico, respectivamente. Esta última sucesión apoya en discordancia angular sobre las unidades ordovícicas o bien el contacto se realiza por intermedio de fallas submeridionales, en muchos casos de carácter regional.

DEPÓSITOS VOLCÁNICOS - SEDIMENTARIOS DEL TREMADOCIANO TEMPRANO

Sección Las Angosturas

Se analiza el conjunto de rocas que afloran en el tramo denominado Las Angosturas, entre los $27^{\circ}42'10.2''$ - $27^{\circ}42'10.4''$ S y $67^{\circ}57'20.5''$ - $67^{\circ}56'54.8''$ O que se extiende con dirección este - oeste a lo largo de 2 km aproximadamente, sobre las márgenes del río Chaschuil (Fig. 1b). Estas rocas fueron reconocidas por primera vez por Turner (1967), quien las definió como integrantes de la Formación Suri (Harrington y Leanza 1957). Sus afloramientos determinan un bloque con forma de cuña, limitado por fallas regionales que las ponen en contacto, tanto hacia el este como hacia el oeste, con las capas continentales del Carbonífero y Pérmico.

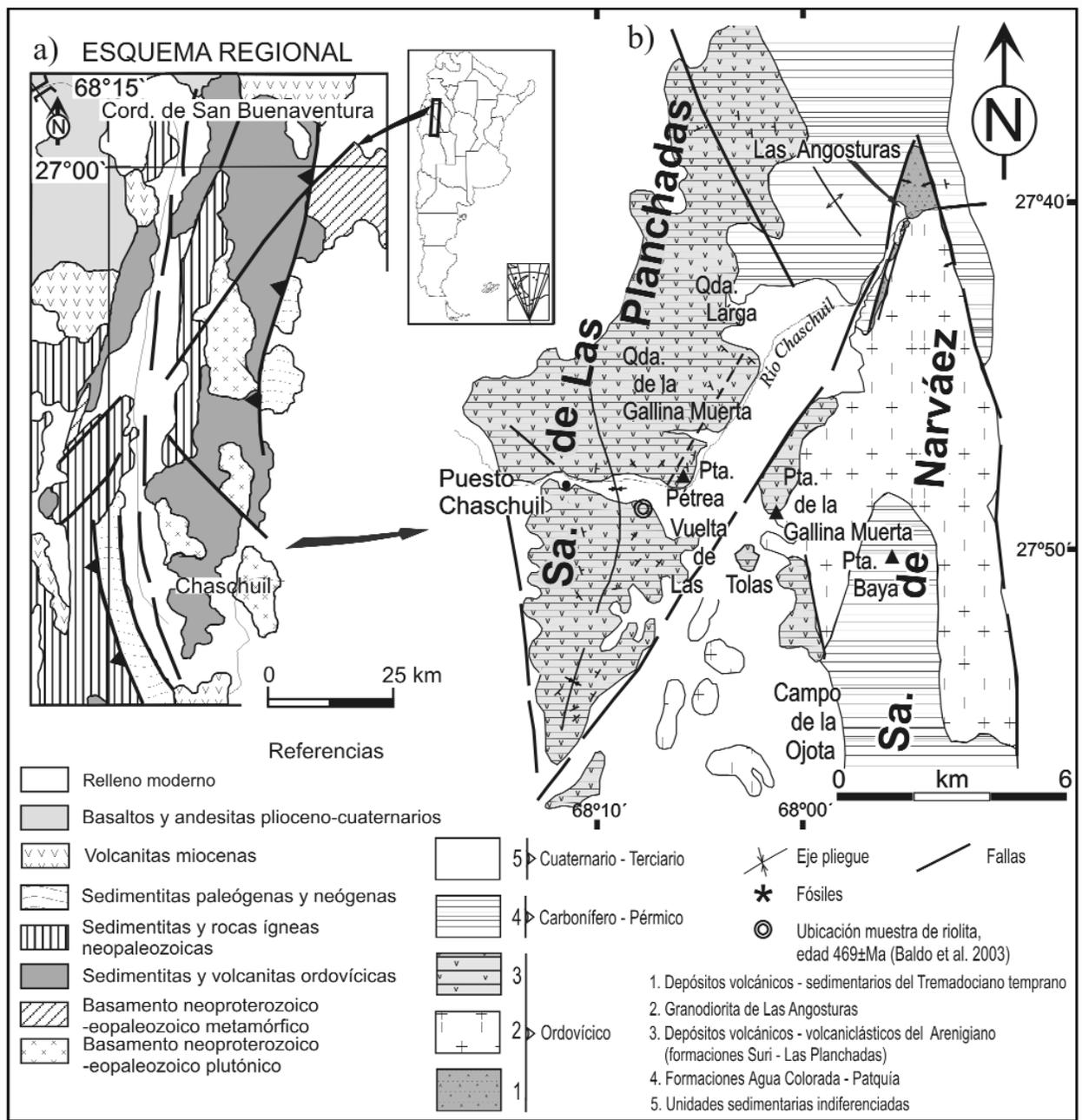


Figura 1: a) Bosquejo de la geología regional (modificado de Seggiaro *et al.* 1999); b) Mapa geológico de la porción centro - sur de la sierra de Las Planchadas y norte de la Sierra de Narváez, norte del Sistema de Famatina (modificado de Cisterna 1994).

En esta sección es posible observar, en diferentes sitios, el contacto intrusivo con la Granodiorita de Las Angosturas. La edad del depósito está justificada por la presencia de graptofauna del Tremadociano temprano (Cisterna *et al.* 2006). Se trata de una sucesión volcánica-sedimentaria, plegada y afectada por un intenso fallamiento. El plegamiento se reconoce en escala de afloramiento y al mi-

croscopio, asociado a un clivaje de plano axial. Las observaciones sobre la deformación polifásica que afecta tanto los miembros epiclásticos como los volcánicos, con el desarrollo de plegamientos superpuestos, fue ya indicada por Cisterna y Mon (2007). Los litotipos que integran esta sucesión están representados por facies lávicas y epiclásticas. Las volcanitas constituyen cuer-

pos generalmente tabulares, que son concordantes con los niveles epiclásticos y están representadas por dacitas, andesitas y basaltos. Las dacitas y andesitas son grises-verdosas oscuras a moradas. Las primeras presentan abundante pasta microgranosa y fenocristales de plagioclasa (5 a 15% aproximadamente) de hasta 3 mm, acompañados por cuarzo (1 mm) y biotita altera-

da. La matriz está constituida por cuarzo y feldespatos caolinizados, siendo común la biotita anhedral, cloritizada parcial o totalmente, carbonatos y minerales opacos. La sericita puede ser abundante, al igual que el epidoto. Los fenocristales de plagioclasa, subhedrales, pueden estar reemplazados por sericita, carbonatos y clorita. Este feldespato se presenta tanto en individuos levemente alterados y con buen desarrollo de la macla que lo caracteriza como en cristales zoneados, con avanzado grado de alteración diferencial, con inclusiones y engolfamientos (Fig. 2a). El cuarzo es anhedral, con profundos engolfamientos y puede presentarse rodeado por concentraciones de clorita de la pasta. El mineral máfico dominante es biotita parda, que generalmente presenta sus bordes corroídos (Fig. 2b) y reemplazados por pasta donde se concentran gránulos opacos. Son accesorios comunes cristalitas opacos y muy raros los de apatita y circón. También se desarrollan amígdalas irregulares y zonadas, de hasta 3 mm, en donde cristalizaron cuarzo, clorita y calcita.

Las andesitas están constituidas por un mosaico de cristales idiomorfos de plagioclasa de tamaños seriados junto a fenocristales subhedrales del mismo feldespato, de aproximadamente 1 mm. La plagioclasa fue parcialmente reemplazada por sericita, caolinita y clorita, junto a gránulos de carbonato. En los intersticios del mosaico se presentan minerales opacos y agregados de minerales secundarios como clorita, epidoto y carbonatos.

Los basaltos conforman cuerpos de 1,5 a 3 m de espesor, de tonalidades verdosas oscuras a negruzcas, que macroscópicamente se pueden definir como rocas afaníticas. En el microscopio se observan cristales subhedrales y tabulares de plagioclasa intercrecidos con augita, desarrollando textura subofítica (Fig. 2c). También es posible reconocer, aunque raramente, restos de olivino. Es frecuente el desarrollo de agregados de minerales secundarios con predominio de clorita, calcita y/o epidoto y los minerales opacos, en ocasiones se presentan con hábito es-

quelético. La apatita tiene hábito acicular y son escasas la titanita y el circón.

Las facies epiclásticas, que constituyen bancos de 2 a 6 m de espesor, corresponden principalmente a limolitas masivas y laminadas de colores verdosos a negruzcos. Son comunes las limolitas cuarzosas, con abundantes detritos de cuarzo subredondeados a subangulosos tamaño arena muy fina (30-35%) y laminillas de mica, que incluyen muscovita y clorita. En las mismas rocas también se presentan cloritas relativamente mayores y redondeadas o como glomérulos, débilmente verdosas y cristales subhedrales de epidoto. En estas pelitas son comunes los clastos subangulosos de piritita y la matriz es cuarzo - arcillosa. También se intercalan en la sucesión limolitas constituidas por un elevado contenido de detritos criptocristalinos (60%), junto a mica blanca muy fina. Las pelitas también están representadas por niveles masivos, constituidos casi en su totalidad por materiales criptocristalinos opacos y cementados por calcita.

Se reconocen psamitas finas, constituidas principalmente por cristaloclastos de cuarzo (15% aproximadamente), subredondeados a subangulosos y monocristalinos, con extinción normal y de posible origen ígneo. Acompañan al cuarzo finas láminas de muscovita y biotita detriticas. La clorita generalmente resulta de la alteración de biotita. También se pueden reconocer piritita y apatita. Las psamitas presentan una matriz arcillosa, posiblemente resultante de la descomposición de feldespatos y son abundantes los gránulos opacos.

DEPÓSITOS VOLCÁNICO - SEDIMENTARIOS DEL ARENIGIANO

Sección Vuelta de Las Tolas - Chaschuil

Integran esta sección los depósitos que se ubican a lo largo de una sección de 8 km aproximadamente, entre 68°04'52" y 68°12'40" O y que incluye el puesto Chaschuil (Fig. 1b). El perfil totaliza un espesor de 300 m aproximadamente y está

constituido por bancos y/o capas que con inclinaciones entre 15° y 35° conforman un sinclinal, cuyo eje subhorizontal, pasa por el tramo medio del perfil y tiene una orientación aproximada norte-sur (Cisterna *et al.* 2005). Tanto en estos depósitos como en los que integran la sección Quebrada Larga - Punta Pétrea, los bancos se caracterizan por un estilo estructural de pliegues abiertos y simétricos que en algunos niveles generan un clivaje de plano axial bien desarrollado y de orientación general norte - sur (Cisterna y Mon 2005).

Los litotipos que integran estos depósitos son variados y en todos los casos fueron definidos según el criterio de McPhie *et al.* (1993). En los niveles basales existen importantes espesores de depósitos resedimentados integrados por brechas volcánicas, asociadas con niveles psamíticos volcánogénicos e intercalaciones de lavas básicas. Los suceden en continuidad turbiditas ricas en material piroclástico, tobas resedimentadas y depósitos de flujos de detritos piroclásticos subácuos de variada granulometría, a los que se asocia una creciente participación de fangolitas y limolitas masivas y laminadas, volcánogénicas. Hacia el techo se reconocen facies esencialmente pelíticas, portadoras de braquiópodos. Estas capas son sucedidas por las lavas dacíticas.

Las brechas volcánicas pueden ser tanto ricas en fragmentos líticos como en vitroclastos pumíceos. Los fragmentos líticos son de variada naturaleza y están acompañados por cristales de plagioclasa y cuarzo. La relación fragmentos-matriz es variable, entre 40% y 30%, las dimensiones de los fragmentos líticos están en el orden de los 4 cm (raramente alcanzan un máximo de 12 cm) y se presentan con formas angulosas a subangulosas. Microscópicamente se puede reconocer una matriz vitroclástica soldada, con trizas aplastadas y flexuradas alrededor de los fragmentos líticos o cristales, con frecuentes texturas axiolíticas de desvitrificación y desarrollo de grosera foliación. También se pueden reconocer niveles con trizas tricuspidadas donde las pómez son esca-

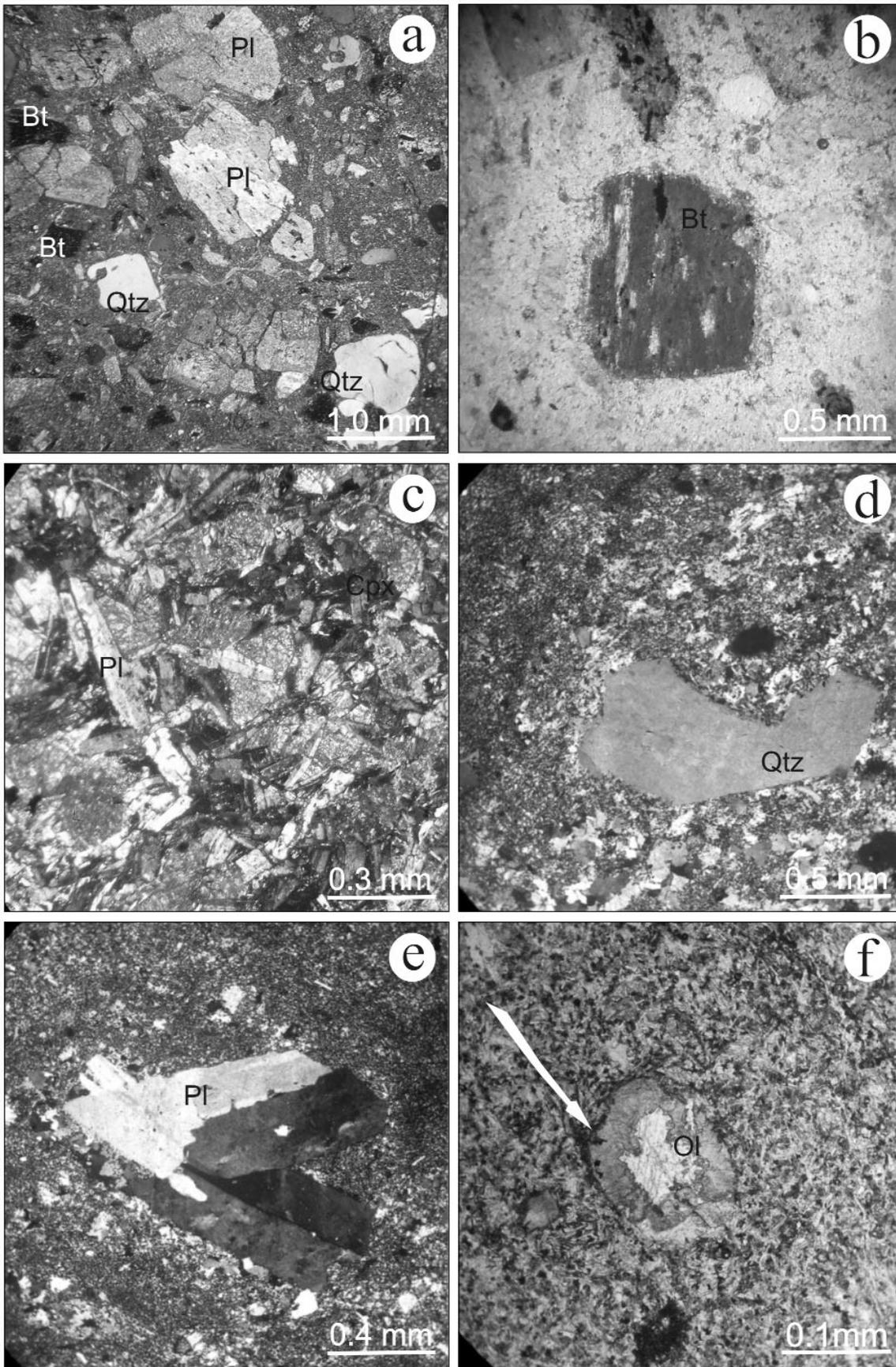


Figura 2: Fotomicrografías de a) Dacita con fenocristales de plagioclasa caolinizada y con engolfamientos, al igual que el cuarzo. Los minerales de la matriz fueron reemplazados por clorita y caolinita (polarizador X); b) Fenocristal de biotita en dacita (Polarizador //); c) Intercrecimientos subofíticos de plagioclasa y augita en el mosaico fino de un basalto tremadociano (polarizador X); d) Fragmento de cuarzo esquelético en la matriz de una riolita de edad arenigiana (polarizador X); e) Fenocristales subhedrales de plagioclasa en dacita (polarizador X); f) Microfenocristal de olivino que fue parcialmente reemplazado por carbonato y clorita en basalto (polarizador X).

sas. Los fragmentos líticos corresponden a ignimbritas y/o tobas líticas y cristalolíticas; fenodacitas, fenoandesitas y basaltos; pelitas estratificadas y, menos comunes, fragmentos de pómez. Los niveles volcánoclasticos resedimentados ricos en detritos piroclásticos son generalmente vitrocristalinos y pumíceos y se caracterizan por un contenido de hasta el 10% de pómez. Se trata de rocas de granulometría relativamente fina.

Los depósitos sedimentarios volcánogénicos alcanzan espesores de hasta 25 m, en los que existen importantes variaciones granulométricas, ya que se presentan como conglomerados brechosos o brechas, con intercalaciones de areniscas y niveles finamente laminados de jaspes. Los niveles conglomerádicos contienen entre 15 y 40% de clastos subangulosos a subredondeados, de entre 30 y 2 cm de diámetro, los que corresponden a volcanitas andesíticas, dacíticas y basálticas. La matriz es sabulítica y puede estar silicificada. Localmente muestran marcada laminación y niveles donde la estratificación es gradada normal o inversa. Las tobas re-depositadas están generalmente laminadas y son verdes a verde grisáceas. Las fangolitas y limolitas son masivas y laminadas, ricas en cenizas y de colores grises verdosos. Microscópicamente se reconocen finos fragmentos subangulosos a subredondeados de volcanitas, granófiro, tobas y pómez y cristaloclastos muy pequeños de plagioclasa y cuarzo.

Los miembros lávicos están integrados por riolitas, dacitas y basaltos. Las riolitas y dacitas integran cuerpos de lava en bloque de 6 m de espesor aproximadamente, son porfíricas y de colores grises. Los fenocristales (20 a 30 %) de 0,5 a 1 cm, corresponden a plagioclasa, cuarzo y mafitos. La plagioclasa es subhedral y puede presentarse formando glomérulos (Fig. 2e). El cuarzo (Fig. 2d) presenta profundos engolfamientos y también es común que se encuentre de modo esquelético. El mafito que predomina es la hornblenda de color pardo y generalmente cloritizada. En menor proporción se halla biotita. La matriz es afanítica, gris rosada, y está

compuesta por abundante cuarzo y feldespato generalmente caolinizado. También se hallan en la matriz opacos anhedral y clorita. Se destaca para estas rocas el desarrollo de intercrecimientos granofíricos finos, cuarzo - feldespáticos y de estructuras bandeadas de fluidalidad. Los basaltos constituyen cuerpos tabulares subconcordantes, de 1,5 a 7 m de espesor, de color negro y textura porfírica fina. Estas rocas están vesiculadas y los fenocristales (15 %) corresponden a tablillas de plagioclasa (de 3 a 4 mm) blanquecina. En el microscopio también se observan microfenocristales de augita y de olivino. Éste último está reemplazado en grado avanzado por clorita y calcita (Fig. 2f). La matriz, gris verdosa, está constituida por microlitos de plagioclasa, opacos, clorita y calcita. Los basaltos también constituyen cuerpos brechados, con fragmentos monolitológicos altamente vesiculados. Los clastos son subangulosos a subredondeados, de variadas dimensiones (hasta 8 cm de diámetro) y suelen estar parcialmente cementados por agregados de calcita, que resaltan el carácter brechoso.

Sección Quebrada Larga - Punta Pétre

Estos depósitos también han sido asignados al Arenigiano sobre la base de las asociaciones faunísticas que se hallan en las sedimentitas. Los litotipos también se han definido según el criterio de McPhie *et al.* (1993). Las rocas más comunes corresponden a una facies lávica (con basaltos, andesitas y dacitas) y otra hialoclastica (con brechas *pillow* y brechas hialoclasticas). Estas rocas se intercalan con facies sin-eruptivas resedimentadas volcánoclasticas (brechas volcánoclasticas, tobas resedimentadas y turbiditas) y facies sedimentarias volcánogénicas, principalmente psamíticas y pelíticas.

Los miembros lávicos y sus equivalentes hialoclasticos están compuestos principalmente por basaltos y andesitas. Los cuerpos de lavas coherentes son concordantes en la sucesión y el espesor es de 1,5 a 10 metros, gradando generalmente

con los depósitos autoclásticos asociados a ellos. Estas volcanitas son porfíricas hasta afíricas y muestran fluidalidad primaria. En general están vesiculadas, la plagioclasa (1 - 3 mm) forma fenocristales subhedrales (1 % a 5 %) blanquecinos y como microfenocristales se presentan augita y olivino, que comúnmente fueron reemplazados por clorita y calcita (Fig. 3a). La matriz es gris verdosa a verdosa, con microlitos de plagioclasa que a veces desarrollan texturas subofíticas con piroxenos; también se hallan olivino, calcita, clorita y opacos. Los basaltos pueden presentar una pasta total o parcialmente vítrea, parda oscura a negra, donde es posible reconocer cristales muy finos de olivino e individuos esqueléticos de piroxeno. De la alteración del vidrio resulta la formación de palagonita. Las facies autoclásticas, claramente monolitológicas, contienen fragmentos con tamaños desde 40 cm hasta menores que 0,1 cm y suelen presentar estructuras tipo rompecabezas (*jig-saw fit*). Estos clastos están estirados y, en muchos casos, se hallan integrados en una pasta hipocristalina o vítrea con estructuras de flujo y/o desarrollo de calcita en sus bordes (Fig. 3b). En los basaltos la apatita y la titanita son minerales accesorios comunes.

Las volcanitas dacíticas - riolíticas son menos comunes. Son rocas grises a verdosas que integran cuerpos de unos 18 m de espesor. La textura es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y de cuarzo (15 %), de 4 a 1 milímetros. En el microscopio se puede observar una pasta felsítica, con ocasionales intercrecimientos de tipo granofírico. Estas lavas pueden presentar amígdalas, con rellenos de clorita, calcita y/o cuarzo.

Las brechas hialoclasticas representan los depósitos que más abundan en esta sección (Cisterna y Coira 2008). Se trata de niveles masivos, con espesores de varias decenas de metros y están integrados por clastos de composición basáltica y andesítica. En muchos casos se ha observado un pasaje gradual entre niveles de auto-brechas y sus equivalentes resedimentados. También se han reconocido brechas

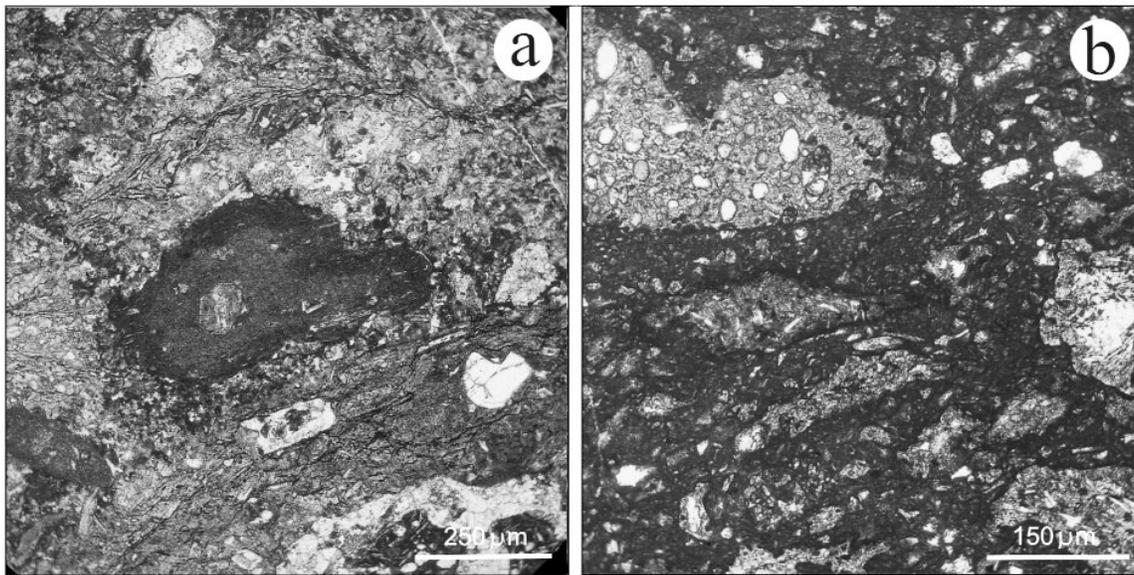


Figura 3: Fotomicrografías de a) Basalto fragmentado, donde se observan los clastos vítreos en una matriz lávica. La roca en conjunto se halla cloritizada (polarizador X); b) Basalto fragmentado con clastos altamente vesiculados, microfenocristales de plagioclasa y una pasta vítrea con estructuras de fluidalidad primaria (polarizador X).

de lavas almohadilladas (*pillow lavas*), que contienen *pillows* y fragmentos de *pillows* basálticos (dimensiones promedio de 10 a 6 cm) negros verdosos. Estos fragmentos están constituidos por vidrio macizo donde se hallan dispersas tablillas de plagioclasa; en ocasiones están altamente vesiculados (hasta un 50%). Los bordes de estos fragmentos están desvitrificados y reemplazados por clorita y minerales opacos.

Las facies sedimentarias volcanogénicas corresponden a psamitas y pelitas, que en muchos casos presentan un elevado contenido de material de origen piroclástico. Constituyen niveles de muy fino espesor (entre 1 y 20 cm) hasta potencias de 20 metros. En general predominan los cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo, fragmentos de vitroclastos generalmente desnaturalizados y litoclastos de basaltos. Son comunes los fragmentos de tamaño lapilli.

Las pelitas están representadas por fanfolitas y limolitas laminadas o masivas. En el caso de las psamitas, son moderadas a pobremente seleccionadas, con laminación planar o gradadas. Los litoclastos (5-10 %) son subangulosos y su composición es volcánica (andesitas, riolitas, dacitas, basaltos); la plagioclasa y el cuarzo constituyen los cristaloclastos. En diferentes niveles de estos depósitos se des-

taca la presencia de cristaloclastos de pirita framboidal y la existencia de fósiles.

GEOQUÍMICA

Las sucesiones de volcanitas que se analizan presentan diferentes grados de alteración, por esta razón se las ha clasificado teniendo en cuenta la relación de los elementos trazas inmóviles tal como se observa en el diagrama de la figura 4a. Análisis representativos de las rocas estudiadas aparecen en los Cuadros 1 y 2. Según se indica a continuación, se examinan por separado las muestras correspondientes a los depósitos ordovícicos de diferente edad, para apreciar sus características particulares:

Volcanitas del Tremadociano temprano

Estas rocas exhiben en conjunto un amplio rango composicional ($\text{SiO}_2 = 47,6\%$ a $78,05\%$), abarcando términos basálticos, basálticos-andesíticos y dacíticos - riolíticos (Fig. 4a). Definen una serie subalcalina (Fig. 4b), de K bajo a medio (Fig. 4c). En los diagramas bielementales tipo Harker (Fig. 5) se aprecia una distribución continua de las muestras en función del grado de diferenciación para FeO , MgO y TiO_2 . La relación Fe_2O_3 versus MgO (Fig. 5e), por otra parte, dis-

crimina claramente a las volcanitas tremadocianas de las arenigianas, ya que las primeras están más enriquecidas en MgO que las segundas. La sucesión más antigua define una serie con un comportamiento semejante al de las rocas que integran la Granodiorita Angosturas, a la que se atribuye edad tremadociana (Fig. 5a). Los términos con $\text{SiO}_2 > 60\%$ están empobrecidos en Ba, Rb, Th y Hf y enriquecidos en Sr (promedio 188 ppm), respecto de los términos equivalentes en composición de la sucesión de edad arenigiana (Cuadro 1).

Las volcanitas con menor contenido de sílice (promedio 48,5%) de esta serie (basaltos-andesitas) se pueden clasificar como de alúmina media (promedio 14,34%), con tenores de MgO relativamente altos ($>7\%$) y contenidos de FeO que alcanzan hasta 11% (Fig. 5a, b). Esto, junto a la relación Zr/Y evidencian su afinidad toleítica (Fig. 6a). En un diagrama extendido de elementos traza normalizados a MORB (Fig. 7b), se reconocen en estas rocas rasgos correspondientes a basaltos de arcos volcánicos (depresión del Nb respecto del Th y del Ce, enriquecimiento en Rb, Ba, K y Th), mientras que los tenores de Hf, Ti e Y son comparables a los de basaltos tipo MORB, careciendo del empobrecimiento característico de los basaltos de arcos maduros. Por otra parte los conte-

CUADRO 1: Los análisis de elementos mayores y trazas*.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
Tremadoc	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	
2M87	78,05	0,126	12,764	1,452	0,017	0,499	0,629	6,256	0,249	0,082		0,670
3M87	61,5	0,283	15,242	2,845	0,047	2,491	1,145	9,636	0,412	0,095		2,375
35M87	75,89	0,212	12,595	2,114	0,031	0,712	0,631	4,587	2,915	0,029		0,704
5M87	70,1	0,403	14,934	4,385	0,111	2,7	1,695	4,236	0,765	0,077		1,843
G662	47,6	1,54	15,39	11,48	0,22	7,11	7,08	3,82	0,73	0,16		0,000
LA-20	64,41	0,755	17,062	5,749	0,077	2,729	1,306	4,509	1,52	0,149		2,108
LA-4	62,24	0,633	15,435	6,545	0,095	4,622	4,444	2,756	2,228	0,121		0,930
Arenig												
qb9	76,77	0,11	13,411	0,942	0,02	0,332	0,291	5,064	3,041	0,01		0,000
qb10	72,17	0,307	14,067	3,144	0,102	1,659	1,004	3,002	4,498	0,0409		0,000
G-11	61,64	0,945	14,669	7,2	0,104	3,172	3,437	2,806	3,554	0,112		2,786
CG120	63,57	0,497	16,917	5,645	0,177	1,368	3,27	6,323	1,063	0,104		1,740
CG149	74,88	0,126	12,305	2,352	0,037	0,718	0,434	4,764	2,954	0,029		0,727
CG126(2)	75,65	0,237	11,812	3,952	0,219	0,869	0,325	5,203	0,919	0,042		1,023
PC10	48,5	1,009	16,748	10,296	0,202	6,064	8,356	4,643	0,347	0,163		3,655
PC-13	51,43	0,878	18,695	9,459	0,198	5,919	3,4	6,006	1,089	0,124		3,129
PC12	74,45	0,201	12,79	1,83	0,019	0,52	0,51	4,7	3,24	0,044		1,740
CG126	72,2	0,277	12,967	4,321	0,237	0,978	0,358	5,813	0,938	0,061		1,217
CG129	68,06	0,241	13,38	7,494	0,398	1,645	0,388	4,642	1,441	0,055		1,793
CG139	66,28	0,412	15,03	5,662	0,239	1,256	1,494	5,213	1,78	0,084		1,777
T-5	50,68	0,737	13,581	7,648	0,368	4,113	11,237	3,29	0,596	0,103		8,200
CG150	76,63	0,131	12,272	1,467	0,028	0,125	0,852	4,661	2,871	0,023		1,239
CG151	66,94	0,408	14,227	5,25	0,156	1,077	3,193	4,737	1,654	0,086		1,294
VT-10	49,89	0,925	15,561	10,025	0,194	6,007	6,978	3,052	1,266	0,154		7,168
VT-17	66,86	0,326	13,125	3,979	0,088	1,532	4,873	4,371	1,027	0,036		3,957
Trazas												
	Ba	Hf	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ni	Co	Cr	Th	U
Tremadoc	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
2M87	104	2	11	83	33	254	17	0		6	7	
3M87	69	4	19	134	55	166	23	14		22	13	
35M87	335	2	3	73	32	123	14	0		1	4	
5M87	308	5	9	146	37	52	89	0		1	16	
G662	252	3,3	2	86	28	162	28	76		234	1	0,232
LA-20	338	5	14	157	25	179	60	50	25	127	12,1	<1
LA-4	144	3	9	108	21	179	73	41	20	163	8,9	<1
Arenig												
qb9	531	8,3	12	268	49	112	90	2		0,8	16	1
qb10	706	4,8	7	149	34	114	132	3		12	14,4	0,6
G-11	211	<2	4	102	22	165	85	21	35	138	1,9	<1
CG120	219	10	14	317	84	189	60	0		11	25	
CG149	509	5	12	191	55	36	67	2		2	14	
CG126(2)	265	7	11	233	61	71	26	<2	14	42	12	1,7
PC-10	133	<2	4	87	23	141	6	24	62	146	2,5	<1
PC-13	464	<2	3	67	18	239	30	39	62	222	1,4	<1
PC12	444	4,5	8	149	35	62	96			5	7	
CG126	248	6	11	234	68	83	24	0		2	13	
CG129	353	5	9	186	50	67	36	2		2	11	
CG139	684	5	10	195	52	101	38	2		4	11	
T-5	55	<2	4	85	22	162	32	21	36	125	1,6	<1
CG150	597	7	11	220	65	50	96	2		2	19	
CG151	525	4	6	145	44	144	35	1		5	8	
VT-10	126	<2	4	99	23	185	59	36	52	142	2,5	<1
VT-17	112	4	6	100	34	151	53	<2	13	53	11,9	2,2

* Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Th, U, Co, Cr, Ni, V fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (UNJu) mediante Fluorescencia de RX con un espectrómetro Rigaku FX2000, utilizando un tubo de Rh, operando a 50 Kv y 45 mA. Se usaron estándares del US Geological Survey y del Japanese Geological Survey.

CUADRO 2: Tierras raras*.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb
Tremadoc	ppm	ppm	pm	ppm	ppm	ppm	ppm
G662	8,1	20,6	17,1	4,45	1,45	0,96	3,1
qb9	48,2	99,6	47,6	9,02	1,48	8,27	5,55
qb10	31,7	65	24,3	5,2	1,12	5,28	3,19

* Las REE fueron analizadas en el LAAN del Centro Atómico Bariloche. Las muestras fueron irradiadas en el reactor RA-6. Los espectros Gamma fueron medidos con un detector HPGe con una eficiencia relativa del 12.3% y un analizador multicanal (40%). Fue usado en los análisis el método de parámetros absolutos. Las muestras fueron analizadas con estándares certificados de matriz similar.

nidos de las tierras raras presentan un diseño casi plano, con leve pendiente que incrementa hacia las tierras raras livianas con enriquecimientos de 1 a 1,5 veces los valores MORB de referencia.

Finalmente, se han comparado algunos datos químicos de las muestras analizadas en el diagrama discriminante Zr-Nb-Y (Meschede 1986), para interpretar el ambiente geodinámico vinculado al magmatismo efusivo para estos tiempos. La sucesión de volcanitas de edad tremadociana se ubica en el campo D, correspondiente a basaltos del tipo N-MORB y de arco volcánico, coincidiendo con los basaltos de la Quebrada Honda. En el mismo gráfico las rocas arenigianas, con mayores relaciones Zr/4, se hallan también en campo D pero ya ingresando al C de basaltos de arco volcánico-toleititas de intraplaca (Fig. 6b).

En el diagrama Ti versus Zr se observa que el basalto tremadociano representado se proyecta en una posición intermedia entre el campo MORB y el de basaltos de arco de islas, mientras que los basaltos arenigianos se ubican más claramente en este último campo (Fig. 7a). En el diagrama extendido de elementos traza normalizados a MORB (Fig. 7b), la muestra seleccionada de un basalto tremadociano tipo (G662) muestra una total coincidencia con los diseños correspondientes a basaltos de la Quebrada Honda de la Puna austral, correlacionables desde el punto de vista estratigráfico. Estos basaltos de Quebrada Honda son a su vez comparables con los de Vega Pinato y Lari de la Puna norte, como lo señalaran Coira *et al.* (2009) y que corresponden a zonas

próximas a un borde de placa activo.

Volcanitas del Arenigiano

El rango composicional de estas rocas es amplio ($\text{SiO}_2=48,5\%$ a $76,77\%$) y químicamente es posible clasificarlas como una serie subalcalina (Fig. 4b), que composicionalmente está integrada por riolitas, dacitas y basalto-andesitas (Fig. 4a). Estas volcanitas varían de calcoalcalinas a toleititas (Fig. 6a) y el contenido de K tiene amplia dispersión entre los campos de bajo a alto K (Fig. 4c). Los términos básicos se ubican en el extremo con menores contenidos de potasio, coincidiendo con los miembros equivalentes de la serie del Tremadociano temprano. Las volcanitas arenigianas también demuestran una correlación continua en referencia al grado de diferenciación, que puede apreciarse gráficamente en los diagramas tipo Harker donde participan Al_2O_3 , FeO, MgO y TiO_2 (Fig. 5), siendo la relación $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ menor que en las rocas más antiguas (Fig. 5e). El elevado contenido de TiO_2 en los términos básicos que integran la serie de volcanitas arenigianas de la sección Quebrada Larga - Punta Pétreá (muestras PC10, PC13, VT10) (Fig. 5d) refleja la presencia de titanita como mineral accesorio de estas rocas. La muestra que proviene del tramo superior de la sección Chaschuil - Vuelta de Las Tolas (muestra T-5) se separa del grupo anterior por su menor contenido del mismo óxido (Fig. 5d). Estas volcanitas presentan un suave enriquecimiento en LREE ($\text{La}/\text{Sm}=1.6$) y relaciones $\text{La}/\text{Yb}=8-10$ y depresión de Nb y Ta frente a LREE y Th (ver Cuadros 1 y 2) característica que

junto a las relaciones $\text{La}/\text{Ta}=50$ y $\text{Ba}/\text{La}=17$ permiten indicar su filiación ligada a un arco volcánico.

Las rocas básicas que provienen de la sección Quebrada Larga - Punta Pétreá (con 17% promedio de Al_2O_3) se ubican en el campo de basaltos de arcos isla (IAB), según su relación Ti-Zr (Fig. 7a).

En el diagrama extendido de elementos traza normalizados a MORB (Fig. 7c), una muestra seleccionada de un basalto arenigiano tipo (Vt10) muestra gran coincidencia con los diseños correspondientes a basaltos de la zona de Huaitiquina (Coira *et al.* 2009).

En el caso de los términos con $\text{SiO}_2 > 70\%$, ellos muestran al igual que sus equivalentes composicionales tremadocianos enriquecimiento en K, Rb, Ba, Th así como bajos contenidos en Nb, P, Ti, Y en relación a MORB. Para las muestras que disponen de determinaciones de tierras raras se reconoce claramente la depresión del Nb también en relación al La y Ce, características distintivas de volcanitas de arco. En dichos casos sus relaciones Th/Yb (2.9-4.5) y Ta/Yb (0.18-0.19) permiten encuadrarlas en el campo de las rocas calcoalcalinas de márgenes continentales activos (Gorton y Schandl 2000).

DISCUSIÓN

La caracterización de los depósitos volcánicos ordovícicos que afloran en el norte del Sistema de Famatina, que han sido asignados a dos principales eventos magmáticos registrados durante el Tremadociano temprano y el Arenigiano temprano - medio, brinda elementos discriminadores para futuras investigaciones que permitan una más ajustada estratigrafía para los registros del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina. Sobre este punto, la sucesión tremadociana presenta facies lávicas intercaladas con facies epiclásticas relativamente finas, que en conjunto no alcanzan gran magnitud, en contraste con los importantes volúmenes de material y la gran variabilidad de sus litotipos que son los rasgos distintivos de esta unidad arenigiana. En esta sucesión se

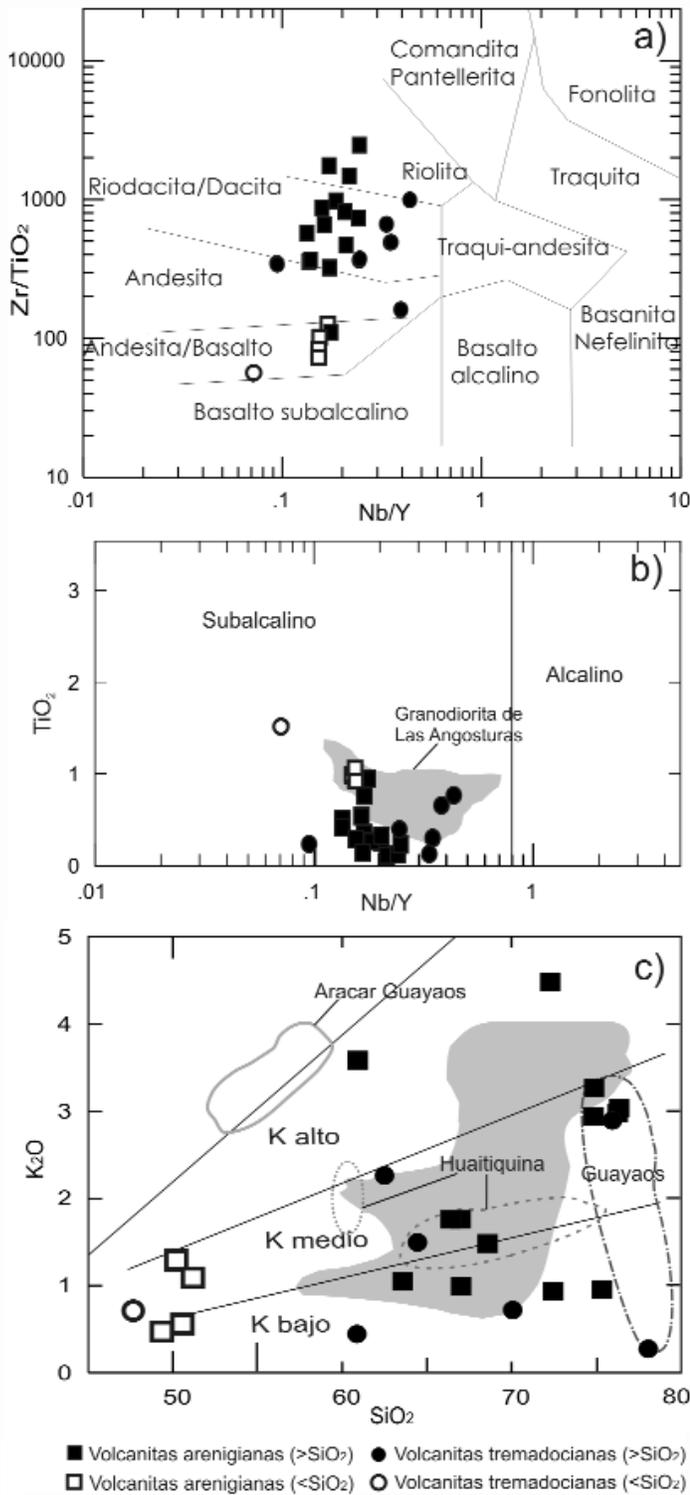


Figura 4: a) Relación Zr/TiO₂ versus Nb/Y (Winchester y Floyd 1976) para clasificar las volcánitas analizadas; b) Relación TiO₂ versus Nb/Y, que muestra la distribución de las volcánitas tremadocianas y arenigianas en el campo subcalino. Los campos indicados por Winchester y Floyd (1977); c) Relación K₂O versus SiO₂, donde a pesar de la dispersión que presentan las muestras analizadas, la mayoría se ubica en los campos correspondientes a contenidos medios y bajos en potasio, según los límites propuestos por Le Maitre *et al.* (1989). Para su comparación se incorporaron datos de muestras de la Puna de Coira *et al.* (1999).

destaca como elemento excluyente la existencia de facies con participación de material de origen piroclástico que no se ha observado hasta el presente en los depósitos ordovícicos más antiguos. La caracterización lograda en este estudio tam-

bién introduce nuevos elementos para analizar el marco tectónico regional y la posible evolución del arco magmático farnatiniano.

Si bien el contacto entre estos depósitos de diferentes edades no ha sido observa-

do por los autores de este trabajo, del análisis de las meso y microestructuras realizado sobre ellos (Cisterna y Mon 2005, 2007) es posible indicar que se trata de rocas con diferentes características deformacionales. En el caso de la sucesión del Tremadociano temprano la polideformación tanto sobre los miembros epiclásticos como en los volcánicos es de claro reconocimiento en diferentes escalas de observación. Mientras que en las rocas que integran la sucesión del Arenigiano sólo se ha reconocido un plegamiento (Cisterna y Mon 2005). Estas observaciones estructurales son comparables con las reconocidas recientemente sobre depósitos volcánicos - sedimentarios equivalentes estratigráficamente y ubicados en el borde occidental de Puna (como Vega Pinato, al sudoeste del Cerro Rincón), donde Hongn y Vaccari (2008) también reconocen la existencia de una discordancia angular entre el Tremadociano superior y el Arenigiano inferior.

En relación a las características de los litotipos que integran estas sucesiones, en el caso de las rocas que afloran en el norte de la sierra de Narváz (Tremadociano temprano) se trata de lavas basálticas, andesíticas, dacíticas y riolíticas intercaladas con facies epiclásticas finas. Además de la deformación, en ellos la alteración hidrotermal es importante y también se han descrito asociaciones minerales originadas por metamorfismo de bajo grado y por metamorfismo de contacto especialmente en los niveles pelíticos (Turner 1967, Cisterna 1994). Los depósitos del Arenigiano, integrados por lavas basálticas, andesíticas, dacíticas y riolíticas, están asociados a facies hialoclasticas, a depósitos resedimentados sin-eruptivos y facies sedimentarias volcánicas (tobas resedimentadas, brechas volcánicas, turbiditas).

Los datos químicos obtenidos sobre las facies lávicas ordovícicas, permiten indicar que se trata de episodios de volcanismo subcalino, con un amplio rango composicional que varía desde basaltos y andesitas hasta dacitas y riolitas. Los términos básicos del volcanismo tremadocia-

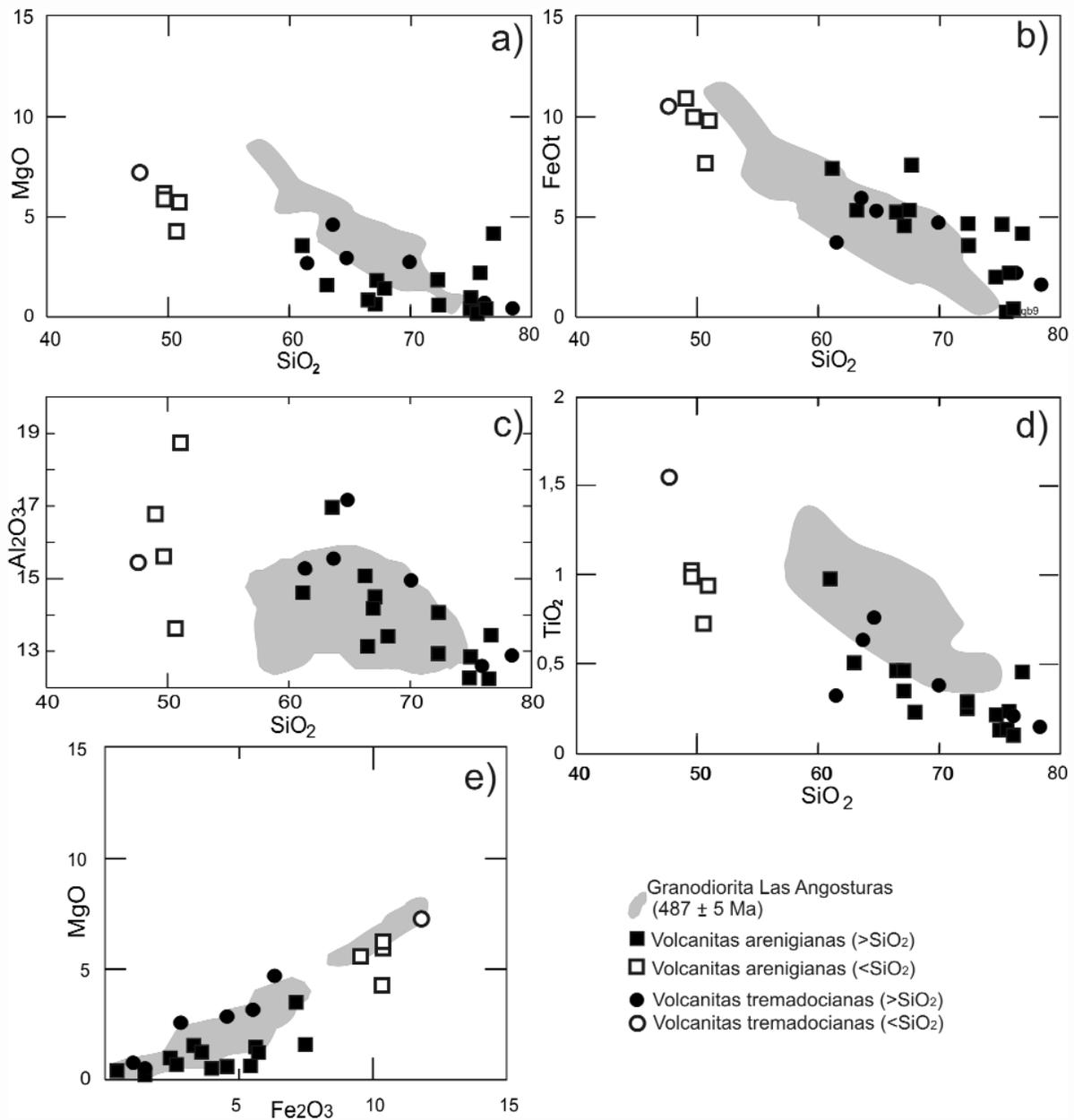


Figura 5: Relaciones tipo Harker de las diferentes sucesiones ordovícicas que se analizan.

no manifiestan afinidades toleíticas. En general, sus características son coincidentes con las observadas en rocas de igual composición y posiciones estratigráficas tentativamente comparables en Puna (ej. Quebrada Honda) y consistentes con un ambiente donde fundidos de un manto empobrecido (MORB) fueron producidos y enriquecidos durante eventos de subducción asociados con la evolución de una cuenca marginal. Esto se ve reflejado en la relación Ti-Zr (Vermeesch 2006) (Fig.

7), donde las rocas básicas tremadocianas se ubican en una posición intermedia entre los campos MORB y de volcanitas de arco de islas, característica compuesta que es distintiva de ambientes magmáticos ligados a zonas de supra subducción (SSZ) (Pearce *et al.* 1984, Saunders y Tarney 1984) y que evidencia una componente de subducción sobre fundidos derivados del manto en zonas de corteza oceánica subducida. Los miembros volcánicos de la sucesión arenigiana en sus rasgos geoquímicos co-

rresponden a magmas calcoalcalinos, con K bajo a medio y relaciones Ba/La entre 17 y 22 en sus términos ácidos, características que permiten vincularlos con zonas transicionales entre los ambientes de arco y retroarco. Con respecto a sus términos básicos, en la sección Quebrada Larga - Punta Pétreá predominan los basaltos que tienen un alto contenido de alúmina y de TiO₂ (Fig. 5 c, d) en relación al basalto (T-5) que se ubica en la sección Chaschuil - Vuelta de las Tolos. Sobre es-

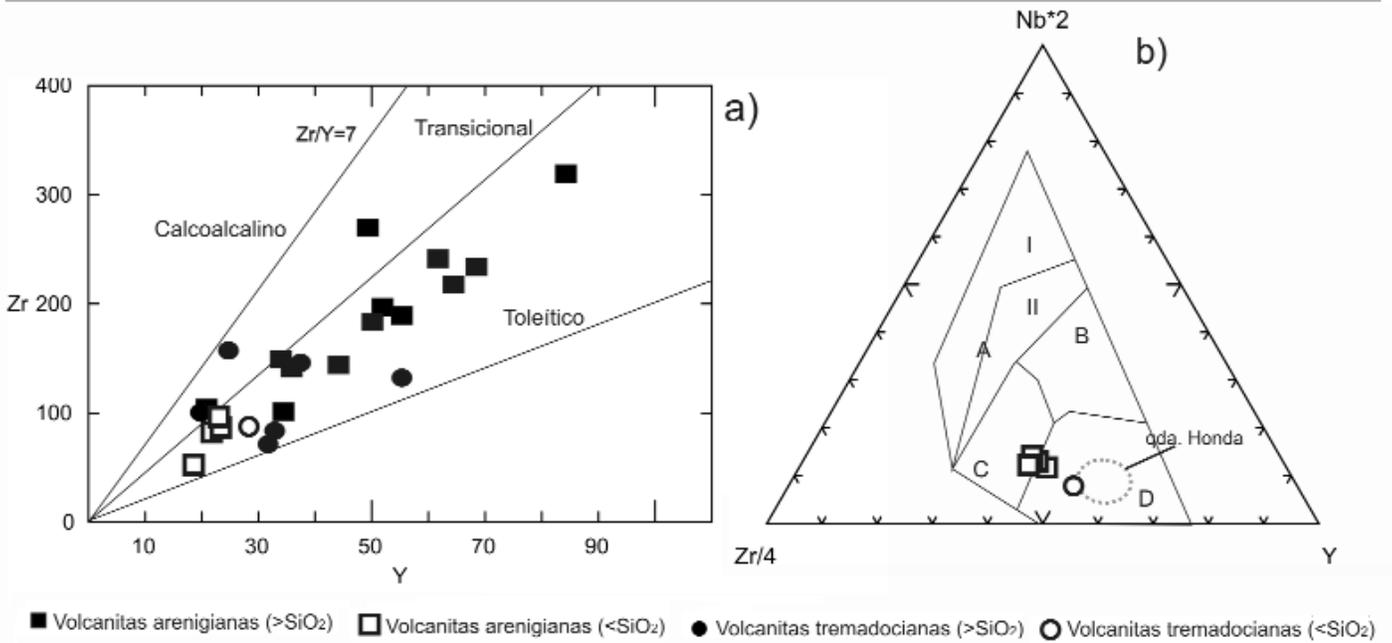


Figura 6: a) Relación Zr vs Y, donde es posible definir la filiación calcoalcálica y toleítica para las volcánitas analizadas (clasificación propuesta por Barrett y MacLean 1999); b) Diagrama triangular Zr/4 - Nb*2 - Y (Meschede 1986) para discriminar tectónicamente las rocas analizadas y compararlas con sus equivalentes básicos de la región de la Puna occidental.

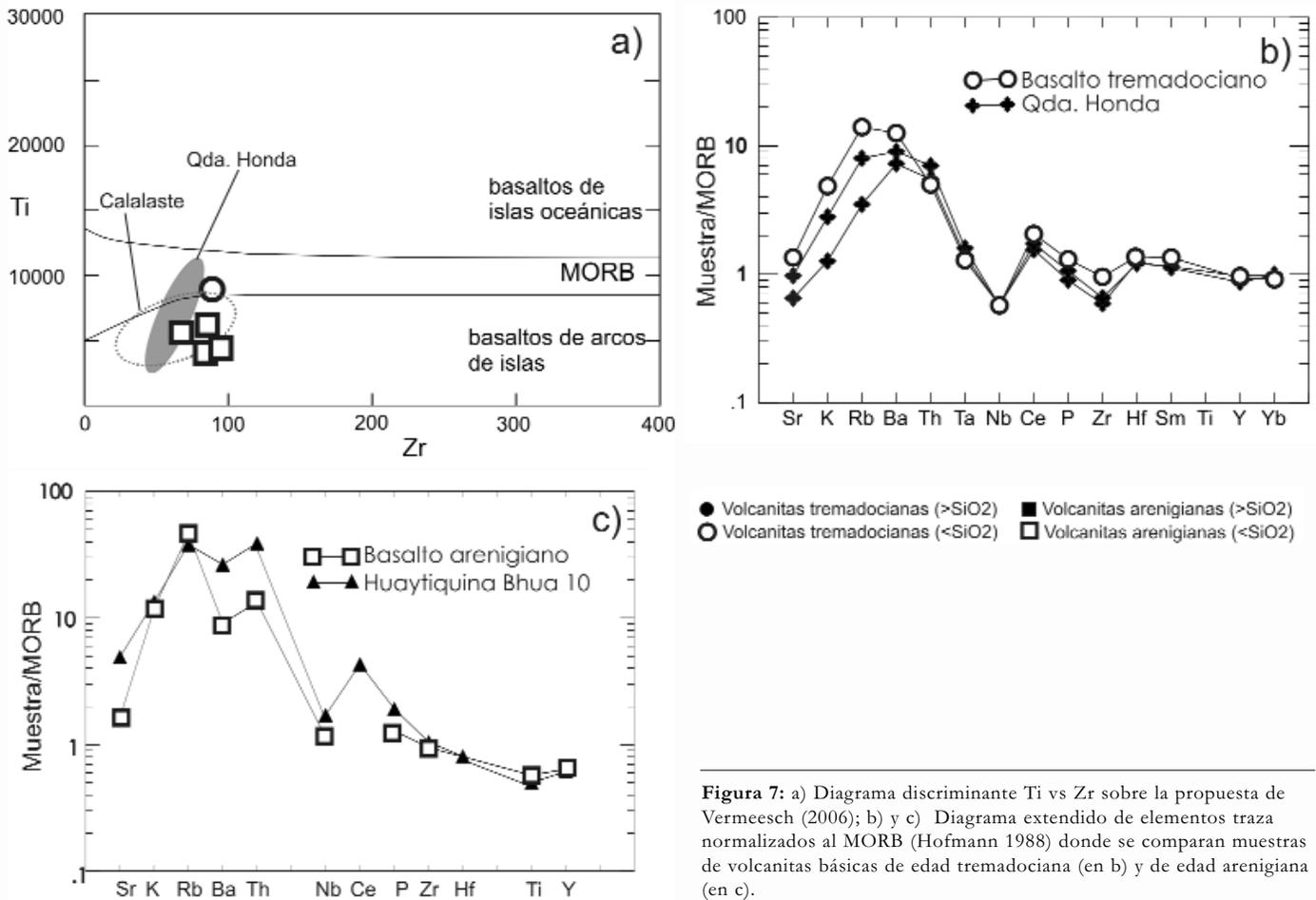


Figura 7: a) Diagrama discriminante Ti vs Zr sobre la propuesta de Vermeesch (2006); b) y c) Diagrama extendido de elementos traza normalizados al MORB (Hofmann 1988) donde se comparan muestras de volcánitas básicas de edad tremadociana (en b) y de edad arenigiana (en c).

te punto debe recordarse que las rocas que integran la sección Quebrada Larga - Punta Pétreo se ubican estratigráficamente por debajo de aquellas que afloran en la sección Chaschuil - Vuelta de las Tolas.

CONCLUSIONES

Sobre la base de la caracterización litológica y geoquímica de las unidades analizadas es posible reconocer en el norte del Sistema de Famatina un evento magmático efusivo del Tremadociano temprano, posiblemente generado en una región de corteza oceánica poco espesa próxima a un borde de placa activo y en un ambiente de cuenca marginal, características similares a las observadas en la Puna occidental para esos tiempos.

En referencia a los depósitos del Arenigiano, sus características composicionales indican su asociación a un ambiente de arco magmático continental, transicional entre zonas de arco y retroarco. Sus similitudes con secuencias de igual edad de la faja occidental de la Puna (ej. Huaitiquina - Guayaos) plantearían, junto a las características observadas para la sucesión tremadociana, la posible continuación en la Puna del arco magmático reconocido en el Sistema de Famatina durante el Ordovícico.

AGRADECIMIENTOS

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

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F.G. 1978. El plutonismo eopaleozoico del Sistema de Famatina. Actas Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Suplemento Acta Geológica Lilloana 14: 23-26, Tucumán.

Albanesi, 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.

Astini, R.A. 2003. The Ordovician Proto-Andean

Basins. En: Benedetto, J. L. (Ed.), Ordovician Fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba, 74 p., Córdoba.

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

Barrett, T.J. y Mac Lean, W.H. 1999. Volcanic sequences, lithochemisrty, 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. y Rapela, C.W. (eds.) The proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society, Special Publications 142: 57-83, London.

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

Cisterna, C.E. y Mon, R. 2005. Contrastes en el comportamiento reológico de las capas ordovícicas del extremo norte del Sistema de Famatina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 659-662, La Plata.

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. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 687-694, La Plata.

Cisterna, C., 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, Actas 2: 431-434, Antofagasta.

Cisterna, C.E. y Coira, B. 2008. Secuencias volcánicas-sedimentarias tremadocianas y arenigianas en la sierra de Las Planchadas-Narváz:

registros evolutivos del arco magmático famatiniano. 17 Congreso Geológico Argentino 1: 191-192, Jujuy.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Reviews 18: 303-332.

Coira, B., Kay, S., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M. y Flores, P. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos, V.A. y Keppie, D. (eds.) Laurentia Gondwana Connections before Pangea, Geological Society of America, Special Paper 336: 145-171.

Coira, B., Koukharsky, M. y Ribeiro Guevara, S. 2002. Magmatismo básico del Paleozoico inferior en la sierra de la Quebrada Honda, Puna Catamarqueña, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 122-127, El Calafate.

Coira, B., Koukharsky, M., Ribeiro Guevara, S. y Cisterna, C.E. 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting. Journal of South American Earth Science. Doi:10.1016/j.jsames.2008.10.002.

Cuerda, A. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Pcia. San Juan). 2° Jornadas Geológicas Argentinas [1 Acta Geológica Lilloana, 3]: 7-15, Tucumán.

Gorton, M.P. y Schandl, E.S. 2000. From continents to islands arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38: 1065-1073.

Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication 1: 1-276, Lawrence.

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.

Hongn, F. y Vaccari, E. 2008. La discordancia Tremadociano Superior - Arenigiano inferior en Vega Pinato (Salta): Evidencia de deformación intraordovícica en el borde Occidental de la Puna. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 1299-1300.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common

- volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackell, Oxford: 53 p.
- 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, 196 p., Hobbard.
- 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 de Sedimentología* 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.
- Ortega, G., Albanesi, G., Collo, G. y Astini, R. 2005. La Formación Volcancito en Las Angosturas (Ordovícico inferior), Sistema de Famatina, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 227-234, La Plata.
- Pearce, J. A., Lippard, S.J. y Roberts, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. En Kokeelaar, B.P., Howells, M.F. (eds.) *Marginal Basin Geology*, Geological Society, Blackwell Scientific Publications, 77-93, London.
- Rubiolo, D., Cisterna, C. E. y Villeneuve, M. 2002. Edad U/Pb del granito de Las Angosturas en la sierra de Narváz (Sistema de Famatina, provincia de Catamarca). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 359-362, Calafate.
- 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, Córdoba.
- 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 Waissfeld, B.G. 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico Temprano) en la región de Chaschuil, provincia de Catamarca. *Implicancias bioestratigráficas. Ameghiniana* 3(1): 73-86.
- Vermeesch, P. 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q06017, doi: 10.1029/2005GC001092.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.

Recibido: 2008

Aceptado: 10 de diciembre, 2009