

BASALTOS RAMIREZ DE VELASCO: NUEVOS AFLORAMIENTOS DE ROCAS BÁSICAS EN LA SIERRA HOMÓNIMA, SANTIAGO DEL ESTERO

Pablo R. LEAL¹ y Roberto MIRÓ².

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Ciudad Universitaria, Pabellón II, Buenos Aires. E-mail: leal@gl.fcen.uba.ar

² Servicio Geológico Minero Argentino, Córdoba. E-mail: roberto_miro@yahoo.com.ar

RESUMEN

En este trabajo se describen por primera vez afloramientos de basaltos en las sierras de Ramírez de Velasco; provincia de Santiago del Estero. Se trata de diques básicos que intruyen al basamento ígneo y cuyas dimensiones varían de pocos metros hasta dos kilómetros de largo. Son rocas de color oscuro con texturas afírica (localidad S9) o porfírica (localidades S17 y S20). Cuando presentan fenocristales, éstos se componen de plagioclasa que se hallan inmersos en pastas con texturas subofíticas. El moderado estado de alteración permite reconocer microlitos de labradorita, augita y minerales opacos con tamaños entre 0,2 y 0,5 mm promedio que evidencian el carácter hipabisal de los diques más importantes. Entre los minerales de alteración se hallan sericita, cloritas, epidoto, esfena y minerales opacos. Agregados de cuarzo y carbonatos rellenan las cavidades e intersticios de las rocas. La composición geoquímica de todas las muestras sustenta la clasificación petrográfica. Presentan afinidad con basaltos calcoalcalinos de arcos magmáticos y pendientes negativas de elementos traza. Sus similares texturas, mineralogías y composiciones geoquímicas evidencian que todos se formaron a partir de la misma fuente y por el mismo proceso magmático. Sobre la base de los datos compilados y las características de los basaltos que afloran en los alrededores del área de estudio, se atribuyen estos basaltos a la etapa posorogénica del arco magmático pampeano y, por lo tanto, se los correlaciona con la Formación Balbuena (Sierra Norte de Córdoba).

Palabras clave: *Sierras Pampeanas, Ramírez de Velasco, basaltos.*

ABSTRACT: *Ramírez de Velasco basalts: new outcrops of basic rocks in the homonymous range, Santiago del Estero.* In this paper new basaltic outcrops from Ramírez de Velasco range (Santiago del Estero province) are described. They are basaltic dikes that vary from few meters to two kilometers long across the igneous basement. All these rocks show dark colors with aphyric (S9 sample) to porphyritic (S17 and S20 samples) textures. When these basalts present phenocrysts, they are composed of plagioclase within a groundmass of subophitic texture. The low alteration of the groundmass allows to recognise microliths of labradorite, augite and opaque minerals of about 0.2 and 0.5 mm. These sizes suggest a hypabisal emplacement of the biggest dikes. Sericite, chlorite, epidote, sphene and opaque minerals compose the alteration assemblage on these rocks. Quartz and carbonates mainly fill small cavities. The geochemical compositions of all analyzed samples support the petrographic classification. They have negative slopes of their trace elements and evidence affiliation with calc-alkaline basalts from magmatic arcs. Their similar textures, mineralogy and chemical compositions suggest that all these basalts were crystallized from the same source and due to the same magmatic process. On the basis of all these data and the features of the basalts that crops out in the surrounding of the study area, this volcanism is attributed to the post-orogenic stage of the Pampean orogeny and therefore it is correlated with the Balbuena Formation (Sierra Norte of Córdoba).

Keywords: *Pampean Ranges, Ramírez de Velasco, basalts.*

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos más orientales de las Sierras Pampeanas, en las provincias de Santiago del Estero y Córdoba, contienen los remanentes del arco magmático vinculado a la orogenia pampeana (Lucero 1969, 1979, Bonalumi 1988, Lira *et al.* 1997, Miró y Sapp 2005). Por tal motivo, han sido objeto de

varios estudios petrológicos y geocronológicos tendientes a su caracterización y ubicación cronoestratigráfica (Castellote 1978, 1982, 1985, 1989, Rapela *et al.* 1991, Söllner *et al.* 2000, Llambias *et al.* 2003, Leal *et al.* 2003, Schwartz *et al.* 2008). En particular, las áreas serranas donde se exponen las rocas del arco comprenden el extremo norte de la sierra Chica de Córdoba

y su prolongación en la sierra Norte de Córdoba, siguiendo ya en Santiago del Estero, en las sierras de Ambargasta, Sumampa, Ramírez de Velasco y Guasayán. Se trata de cordones serranos de orientación meridiana, modelados por la tectónica terciaria, que exponen distintos estadios de dicho arco magmático sobre un basamento metamórfico que fue reducido a peque-

ños colgajos. Por encima de los remanentes de la orogenia Pampeana predominan los sedimentos continentales neopaleozoicos del Paganzo y una secuencia de *rift* compuesta por rocas sedimentarias con intercalaciones basálticas del Cretácico. En el extremo superior de la columna se reconoce una extensa cubierta de sedimentos neógenos y cuaternarios.

En este contexto geológico son muy escasas las menciones de rocas básicas (Lucero 1979, Quartino y Quartino 1996, Koukharsky y Brodtkorb 2001, Koukharsky *et al.* 2001, 2003). Basaltos y andesitas afloran dispersos como diques que intruyen al basamento en la sierra Chica de Córdoba y, en cantidades menores, en las sierras de Ambargasta y Guasayán. Campañas recientes tendientes a caracterizar el basamento granítico del extremo oriental de estas sierras permitieron encontrar nuevos afloramientos de rocas básicas en las Sierras de Ramírez de Velasco, con dimensiones que, en algunos casos, alcanzan a formar altos topográficos dentro del cordón serrano. El objetivo de este trabajo es describir y caracterizar los nuevos afloramientos de basaltos que fueron encontrados en las sierras de Ramírez de Velasco. Se describe la petrografía y la impronta geoquímica de cada uno. Se comparan con rocas similares del ambiente de las Sierras Pampeanas orientales y se interpretan en el contexto geológico regional.

METODOLOGÍA

Para el estudio petrográfico y mineralógico se analizaron numerosos cortes delgados a partir de los cuales se seleccionaron las muestras representativas de cada unidad. Tres de estas fueron preparadas para su análisis químico utilizando trituradoras de mandíbulas y molinos de bolas con revestimiento y agentes de molienda de alta alúmina (para evitar la contaminación con hierro). El triturado se cuarteó hasta obtener 20 mg de cada muestra para luego ser analizados en los laboratorios Actlabs (Canadá). La concentración de cada elemento se determinó mediante la combinación de espectrometría de emisión

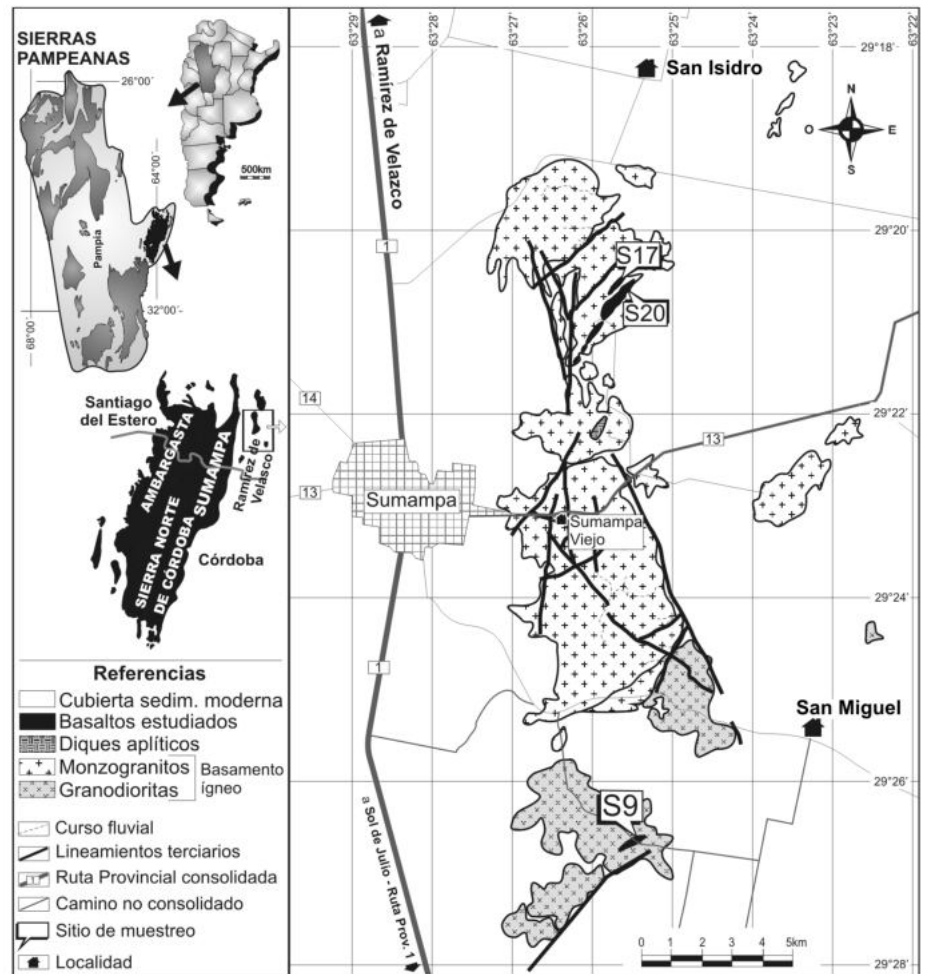


Figura 1: Mapa geológico del sector austral de las sierras de Ramírez de Velasco. En el mismo se indican las localidades donde afloran los basaltos estudiados.

de plasma (*ICP*) y espectrometría de masa (*MS*).

MARCO GEOLOGÍCO

Las sierras de Ramírez de Velasco forman el más pequeño de tres cordones serranos sub-paralelos con orientación meridiana que afloran desde el norte de Córdoba hasta el sur de Santiago del Estero (Fig. 1). Quartino (en Minera TEA, 1968) y Lucero (1969, 1979) realizaron la primera síntesis estratigráfica de este extremo de las Sierras Pampeanas, que fue posteriormente modificada a partir del hallazgo de nuevas unidades y la determinación de sus edades isotópicas (Quartino y Quartino 1996, Castellote 1982, 1985, 1989). Recientemente, Miró y Sapp (2005) realizaron la última

revisión estratigráfica de este sector de las Sierras Pampeanas, a partir de la cual se resumen sus principales características.

La estratigrafía comienza en el Proterozoico superior, con un basamento metamórfico y otro ígneo. El primero posee escasa extensión puesto que fue reducido a pequeños colgajos por las sucesivas intrusiones que se produjeron durante el Paleozoico inferior. Edades K/Ar realizadas en distintas rocas de este basamento metamórfico varían entre 407 ± 10 y 665 ± 20 Ma (Castellote 1978, 1982, 1985), no obstante muchas de ellas sólo representan la edad del último evento térmico que afectó a esta unidad.

En contacto con este basamento metamórfico se halla el basamento ígneo que se extiende ocupando una superficie mayor

a 8.000 km² y representa el remanente del arco magmático que produjo la orogenia pampeana (600-520 Ma, Ramos 1999). Ocupa más del 85% de la superficie de las sierras de Ambargasta, Sumampa y Ramírez de Velasco, extendiéndose al norte hasta la sierra de Guasayán y al sur hasta la sierra Chica de Córdoba. Está compuesta principalmente por granitoides sintectónicos que forman un cuerpo de dimensiones batolíticas, sobre el cual se emplazaron términos volcánicos sincollisionales y postcollisionales de reducida extensión (Formación Los Burros y Formación. Oncán respectivamente). La impronta geoquímica de esta secuencia magmática evidencia un ambiente de arco magmático continental (Bonalumi 1988, Lira *et al.* 1997, Leal 2002b, Correa 2003). Numerosos trabajos han intentado determinar cuánto tiempo duró la orogenia pampeana a estas latitudes. A partir de edades Rb/Sr y U/Pb (*SHRIMP*) sobre los términos subvolcánicos, las primeras aproximaciones postularon que la subducción contra el margen de Gondwana culminó entre los 512 ± 3Ma y los 494 ± 11Ma (Rapela *et al.* 1991, Söllner *et al.* 2000, Leal *et al.* 2003). Llambías *et al.* (2003) dataron, mediante U/Pb convencional en circones, mantos ignimbríticos asociados a las etapas iniciales del arco proterozoico cuya edad de 584 ± 22 Ma les permitió postular que la orogenia pampeana desarrolló actividad magmática durante más de 60 Ma, desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico. Recientemente, mediante dataciones de U/Pb en circones, Schwartz *et al.* (2008) acotaron su evolución entre los 555 y los 515 Ma. En las Sierras de Ramírez de Velasco, Quartino (1967) y Quartino y Quartino (1996) reconocieron dos granitoides cuyas características petrográficas les permitieron distinguirlos del resto del basamento ígneo y agruparlos bajo el nombre de Granitos Sumampa Viejo. Posteriormente, Miró y Sapp (2005) incluyen a las anteriores junto con otras litologías de la región, agrupándolas bajo el nombre de Formación Ramírez de Velasco. Estos intrusivos fueron asignados a las etapas post-tectónicas de la orogenia Pampeana, cuya edad se presume pudo

extenderse hasta el devónico (Miró y Sapp 2005). Dada la espesa cubierta y la falta de estudios de detalle en la zona, estas unidades se presumían ausentes de intrusiones que no fuesen vetas de cuarzo hidrotermal. Las unidades más jóvenes que afectan al basamento descrito son escasas y muy reducidas en la porción septentrional de las Sierras Pampeanas que nos ocupa. Tanto al este como al oeste del bloque serrano que componen las sierras de Ambargasta, Sumampa y Ramírez de Velasco, se han encontrado secuencias de areniscas y conglomerados del Paleozoico superior (Formación La Puerta; Quartino 1967) cubriendo a los granitoides de la orogenia Pampeana. Los sedimentos del extremo norte de la sierra de Ambargasta fueron atribuidos por Lucero (1979) a secuencias continentales similares al Paganzo, opinión con la que coinciden Koukharsky *et al.* (2001). Más hacia el sur, se encuentran reducidos afloramientos de brechas de talud y areniscas conglomerádicas rojas asociados a la extensión cretácica (Miró y Sapp 2005). Finalmente, con espesores variables, se observa una cobertura de areniscas, calcretes, depósitos aluviales, depósitos fluviales y evaporíticos atribuidos al Neógeno y el Cuaternario. A partir de la estratigrafía detallada, resulta evidente que los tres cordones serranos se componen principalmente de la familia de rocas ígneas que forman las raíces de los arcos magmáticos; es decir, rocas plutónicas ácidas y sus derivados extrusivos. Por esta razón, los resultados vertidos en este trabajo no pueden interpretarse fuera del marco regional que permita correlacionar los basaltos de Ramírez de Velasco con unidades de características similares, presentes en los alrededores del área de estudio. Los afloramientos de rocas básicas en la porción oriental de las Sierras Pampeanas, si bien son muy reducidos, son numerosos. Estas unidades pueden dividirse en tres grupos en función de su edad y el marco tectónico responsable de su formación.

Basaltos vinculados al orógeno pampeano cámbrico

Los granitoides que constituyen en senti-

do amplio el batolito de Sierra Norte se encuentran atravesados en diversas localidades por diques básicos con extensiones variables. En particular en la región de Balbuena, cuatro kilómetros al oeste de Ojo de Agua, se han reconocido diques que en conjunto poseen una extensión de casi un kilómetro. A continuación se mencionan los rasgos principales de las rocas básicas incluidas en el ambiente de arco.

Formación Balbuena: Se trata de diques subverticales con orientación N90°E a N120°E y espesores que no superan los 10 metros (Koukharsky *et al.* 2003) (Fig. 2). Si bien dentro de esta unidad predominan rocas de composición dacítica existen también términos subsaturados como andesitas o andesitas basálticas. Estos últimos afloran como diques basálticos en Amimán (63°50'53"O / 29°27'47"S) y de andesita basáltica en el kilómetro 950,5 (ruta nacional 9). Las andesitas presentan texturas seriadas con fenocristales de plagioclasa (An₂₀) y microlitos de minerales opacos. Koukharsky *et al.* (2003) describen también clorita, epidoto, carbonatos y gránulos de minerales opacos como productos secundarios y microamígdalas rellenas de cuarzo, epidoto y calcita. La andesita basáltica del kilómetro 950,5 posee textura afírica y tonalidades oscuras. Se compone de plagioclasa (An₅₆) y cantidades accesorias de minerales opacos, junto a los cuales se disponen actinolita, epidoto, clorita y carbonatos como productos secundarios. Las edades K/Ar en roca total obtenidas sobre estos términos de la Formación Balbuena son: 514 ± 15 (Dacita El Escondido), 460 ± 6; 468 ± 22; 487 ± 8 y 381 ± 8 Ma (andesita del km 950,5, ruta nac. 9) (González 1971, Koukharsky *et al.* 2003). Estos valores permitieron vincular la formación de estas rocas con las etapas finales del arco magmático pampeano. Las edades devónicas fueron interpretadas como un rejuvenecimiento sobrepuesto por la actividad magmática de ese período (Koukharsky *et al.* 2003). La impronta geoquímica de las rocas básicas fue asignada por los mismos autores a partir de la concentración de elementos mayoritarios y minoritarios, a un volcanismo de arco continental ubicado al este de los afloramientos.

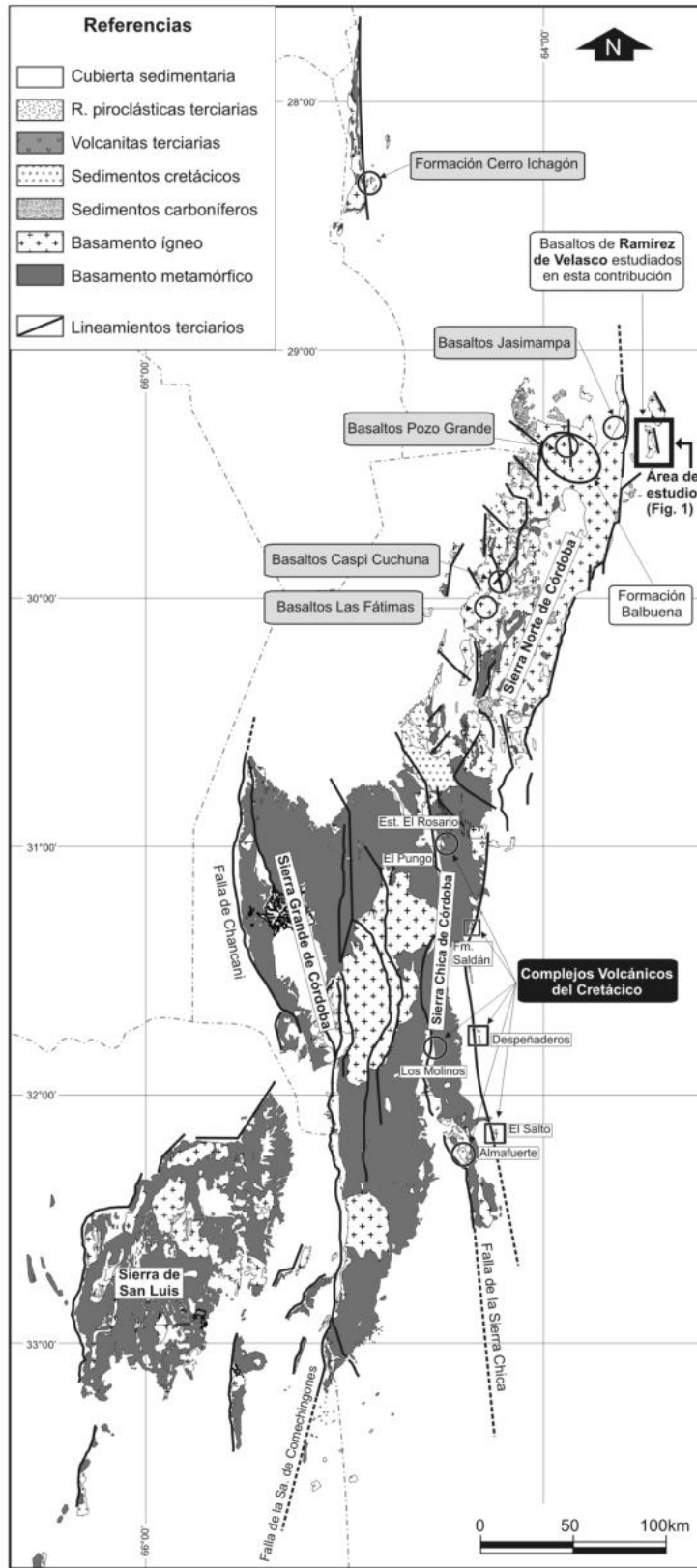


Figura 2: Esquema regional de los afloramientos de basaltos sobre la margen oriental de las Sierras Pampeanas.

Basaltos neopaleozoicos (Carbonífero-Triásico)

En el mismo ambiente granítico, se han reconocido diques de basaltos y andesitas que muestran una disposición estructural similar a la descrita para los filones asimilados al Eopaleozoico. Sin embargo, estos cuerpos poseen dimensiones menores y su composición química ha permitido asignarlos a un ambiente tectónico diferente. En particular, han sido descritos en cuatro localidades:

Basaltos de Caspí Cuchuna: En la localidad homónima Viramonte (1972) describió por primera vez un conjunto de pequeños diques basálticos que intruyen al basamento ígneo de las Sierras de Ambargasta (29°48'50''S/64°04'12''O, Fig. 2). Se trata de cuerpos de 10 a 20 m de largo cuyos espesores no superan los 80 cm. Presentan color negro y textura afírica amigaloide. Al microscopio, se reconoce una textura porfírica compuesta por fenocristales de augita y olivina inmersos en una pasta que representa cerca del 70% del volumen de la roca. Esta última se compone de clinopiroxeno, minerales opacos y una base incolora vítrea (Viramonte 1972, Koukharsky *et al.* 2001, O'Leary *et al.* 2006). Las rocas fueron analizadas en su composición química por Viramonte (1972) y O'Leary *et al.* (2006), corroborando su carácter alcalino y reconociendo un enriquecimiento en elementos incompatibles lo que definiría un origen asociado a un magmatismo de intraplaca. González y Toselli (1974) y Koukharsky *et al.* (2001) obtuvieron edades K/Ar de 212 ± 13 y 249 ± 10 Ma que permiten correlacionar estas rocas con el magmatismo del Permo-Triásico.

Basaltos de Pozo Grande: En las coordenadas 29°27'45''S/63°49'40''O se encuentra un pequeño afloramiento de aproximadamente 50 m², donde un basalto afírico de color negro intruye a las areniscas de la Formación El Escondido (Fig. 2). Koukharsky *et al.* (2001) realizaron el estudio petrológico describiéndolos como basaltos olivínicos con fenocristales de olivina y cantidades accesorias de piroxenos. La pasta se compone principalmente de microlitos de plagioclasa, seguidas de olivina y cantida-

des subordinadas de piroxenos y minerales opacos. También se observa vidrio en forma intersticial y carbonatos como producto secundario. Linares y González (1990) obtuvieron una edad K/Ar de 260 ± 10 Ma que condice con el valor de 246 ± 6 Ma obtenido por Koukharsky *et al.* (2001). Ambas edades sugieren una asociación con el magmatismo permo-triásico que afectó a la comarca.

Basaltos de Las Fátimas: Al oeste de las labores mineras de manganeso de Las Fátimas se reconocieron diques de 40 m de largo por 3 de ancho que intruyen al monzogranito regional (Leal 2002a) ($29^{\circ}54'19''\text{S}/64^{\circ}07'16''\text{O}$, Fig. 2). Se componen de basaltos macizos y tenaces de color negro y textura porfírica. Los fenocristales son de olivina y augita, entre los que se reconoce una pasta de textura intersertal. Poseen cumulos de olivina de hasta tres milímetros de diámetro y microamígdalas rellenas de carbonatos. Si bien el estado general de la roca es fresco, se observan serpentininas como producto de alteración de algunas olivinas. Pese a la falta de datos geoquímicos de estas rocas, la edad obtenida K/Ar 317 ± 7 Ma permite correlacionarla con los basaltos de Pozo Grande y Caspi Cuchuna (Koukharsky *et al.* 2001).

Basaltos de Jasimampa: Fueron descritos por Miró y Sapp (2005) en el extremo norte de la sierra de Sumampa (Fig. 2) como pequeños diques oscuros, muy tenaces y amigdaloides. Presentan composición basáltica e intruyen al monzogranito Ojo de Agua. Fueron asignados al grupo de basaltos carboníferos-triásicos por la similitud petrográfica y estructural (Miró y Sapp 2005). En la continuación norte del basamento ígneo metamórfico reconocido en las sierras de Sumampa y Ambargasta: en la sierra de Guasayán, se han observado manifestaciones volcánicas correlacionables con los cuerpos aflorantes en el ambiente del arco magmático.

Formación Ichagón: Battaglia (1982) denominó así a un domo volcánico que constituye el núcleo del cerro Ichagón ($28^{\circ}15'\text{S}/64^{\circ}45'\text{O}$, Fig. 2). Está compuesto por basaltos olivínicos de colores pardos, grises y morados, macizos, que alternan con ban-

cos de estructura vesicular o amigdaloides (Omil 2000). La textura en muestra de mano es afírica y porfírica. Al microscopio se observan fenocristales de plagioclasa y olivina inmersos en una pasta de textura intergranular (Omil y Cabrera 1992). Complementariamente se reconoce calcita, sericita, arcillas, goethita y minerales opacos como productos secundarios de alteración. El estudio geoquímico realizado por Koukharsky y Brodtkorb (2001) evidenció una impronta alcalina y un empobrecimiento en Mg, en la relación La/Yb y en los contenidos de Ni, Cr, Co, Ba y Sr respecto de los basaltos más australes. Las edades K/Ar de esta unidad oscilan entre 240 y 300 Ma, lo cual permitiría ubicarla en el período extensivo comprendido entre el Carbonífero y el Triásico Inferior (Omil y Cabrera 1992, Linares y González 1990).

Basaltos cretácicos

Si bien las características petrográficas y geoquímicas de los diques de Ramírez de Velasco coinciden con las unidades descriptas en el ambiente de arco Pampeano, se considera conveniente mencionar las características del vulcanismo lávico desarrollado durante el *rifting* mesozoico (Jurásico-Cretácico). Este vulcanismo alcanzó una gran extensión areal al este de las sierras Pampeanas, extendiéndose en esta dirección hasta aflorar en la región basáltica de *Serra Geral*, en Brasil. Dentro del ambiente de las Sierras Pampeanas orientales se conocen diversas manifestaciones básicas, asociadas a depocentros del *rift* cretácico, cuyas características principales son: **Complejos volcánicos Cerro Colorado y Rumipalla:** Así denominaron Gordillo y Lencinas (1967) a la secuencia basáltica del sector austral de las sierras Chica de Córdoba, mientras que Lagorio (2008) prefiere el término Suite Alcalina (Fig. 2). Se trata de afloramientos limitados por la falla de la Punilla que evidencia el fuerte control estructural que ejerció sobre ellos la orogenia andina (Kay y Ramos 1996). Las localidades más importantes de sur a norte son: Almafuerte (Sierra de Los Cóndores), Los Molinos, El Pungo y Estancia El Rosario. En su mayoría se trata de traquibasaltos compuestos

por plagioclasa, sanidina, clinopiroxenos, olivinas magnesianas, analcima, Ti-magnetita e ilmenita (Gordillo y Lencinas 1972, Lagorio 2008). La geoquímica de estas rocas se caracteriza por una tendencia hacia términos alcalinos ricos en potasio. Poseen impronta de lavas transicionales entre basaltos de islas oceánicas (OIB) y basaltos de puntos calientes (Kay y Ramos 1996). Los mismos autores destacan los elevados valores de Cr y Ni, las bajas relaciones FeO/MgO, los diseños empinados de tierras raras (La/Yb > 35) y los valores similares de La, Ta, Th y Ba. Lago-rio (2008) destaca anomalías negativas de Rb, K, Sr, P y Ti cuando se normaliza la composición química de estas rocas frente al manto primitivo. Las edades radiométricas obtenidas por Gordillo y Lencinas (1967), para distintos términos de estos complejos, permiten relacionar la extrusión de estas rocas a la extensión regional acaecida durante el Cretácico (Kay y Ramos 1996).

Formación Saldán y Grupo El Pungo: Se denominan así a los basaltos interdigitados con sedimentos cretácicos que afloran en el norte de la sierra Chica de Córdoba. Son rocas compuestas principalmente por sanidina, plagioclasa, olivina, magnetita y augita, que en algunas localidades incluyen también cristales de nefelina o analcima (Gordillo y Lencinas, 1979). La composición química de estas rocas evidencia una impronta alcalina con un marcado déficit de SiO₂ y MgO y un exceso en TiO₂ y Fe₂O_{3T} (Piovano 1996). Poseen composiciones típicas de basaltos de intraplaca que resultan de ambientes continentales extensivos (Piovano 1996). Gracias a numerosas determinaciones isotópicas su edad se acota al intervalo comprendido entre los 151 y 100,6 Ma (Linares y González 1990, Piovano, 1996). Lagorio (2008) dentro de este grupo distingue a dos unidades de diferente composición química a las que denomina: serie Transicional y Basanitas. La primera corresponde a los afloramientos de Despeñaderos, mientras que la segunda a la localidad El Pungo.

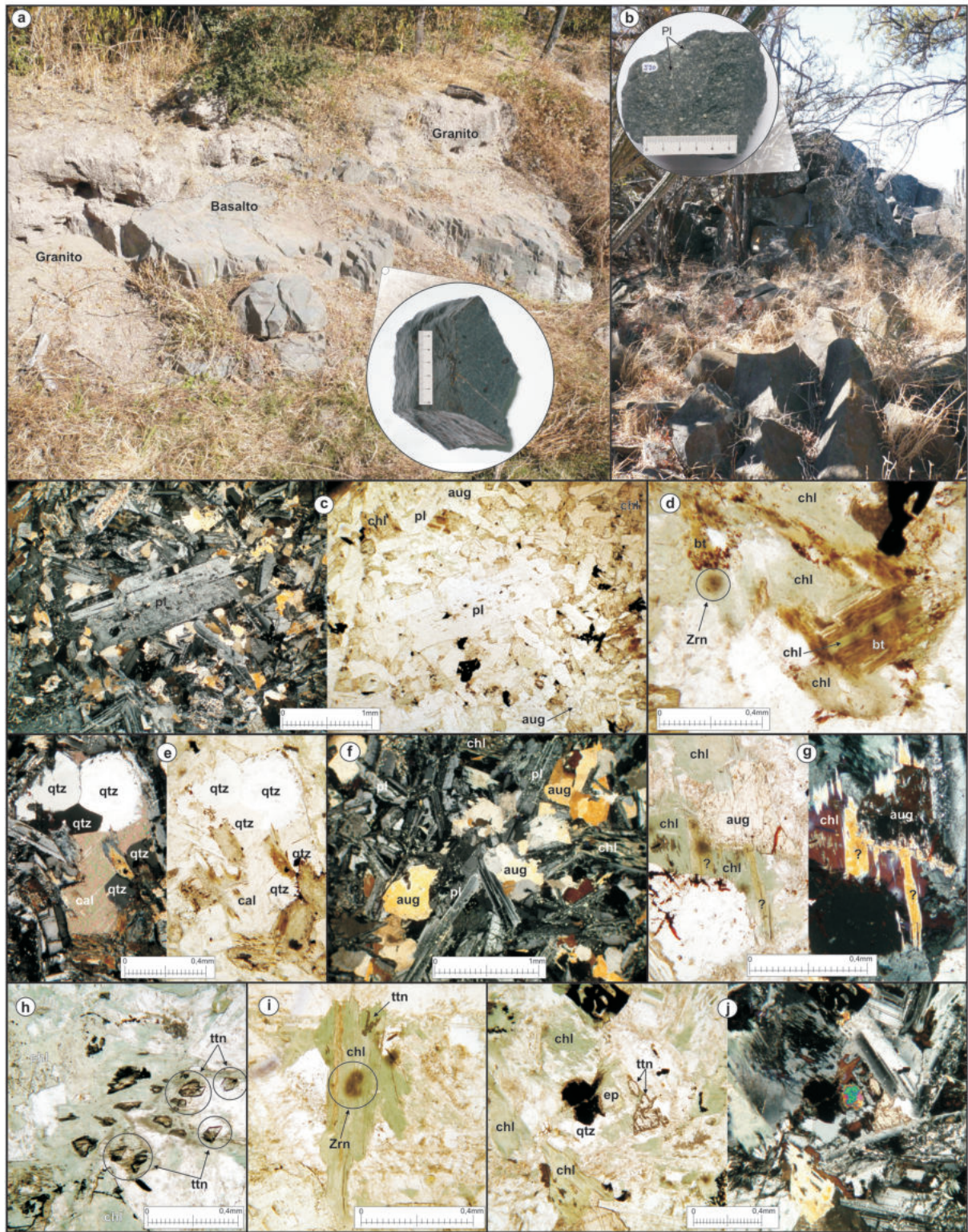


Figura 3: a) Textura en muestra de mano del dique de basalto de la localidad S9 intruyendo al granito; b) Asomos del basalto del dique de la localidad S20 y su textura en muestra de mano; c) Textura de los basaltos en la localidad S9, con nicols cruzados y paralelos respectivamente; d) Láminas de biotitas alteradas a clorita y halos de circones en agregados de clorita; e) Cavidad de la muestra S9 rellena con cuarzo y carbonatos con contactos poligonales; f) Textura subofítica de los basaltos de las localidades S17 y S20; g) Cristal de augita con bordes de reacción alterados a clorita y esmectitas?, con nicols paralelos y cruzados respectivamente; h) Cristales de esfena en agregados de clorita; i) Halos de circon en agregados de clorita; j) Cuarzo intersticial junto a epidoto, esfena y clorita. Los símbolos de los minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).

PETROGRAFÍA DE LOS BASALTOS RAMIREZ DE VELASCO

En el entorno de las sierras Norte de Córdoba, de Ambargasta y de Sumampa las rocas básicas afloran como asomos discontinuos de extensión reducida cuyos límites generalmente se esconden bajo la cubierta regolítica. Intruyen a las rocas del basamento formando diques longitudinales, cuya escasa competencia les impide generar accidentes topográficos importantes. Este es el caso del afloramiento más austral de las sierras de Ramírez de Velasco cuyas coordenadas son: 29°26'38"LS/63°25'33"LO (véase localidad S9 en la Fig. 1). En esta localidad el afloramiento se expone gracias a las márgenes de un pequeño valle fluvial que erosiona al Granito Sumampa Viejo. El dique se continúa a lo largo de cuatro metros con un espesor inferior al metro (Fig. 3a). Presenta una orientación de N60°E y un marcado diaclasamiento en dirección N30°O con una inclinación de 20° en dirección este. La roca es de color negro, maciza y de textura afríca, donde sólo se reconocen escasos fenocristales con lupas de 20 aumentos. Las superficies de exposición y los planos de diaclasas se encuentran tapizados por pátinas rojizas de óxidos de hierro o finas costras de carbonatos blancos.

Al microscopio, si bien la roca presenta fenocristales de plagioclasa de hasta tres milímetros de largo, éstos son tan escasos que sólo en restringidos sectores se reconoce una textura porfírica (Fig. 3c). Predomina una roca afríca en estado moderado de alteración, en cuya pasta se reconocen cristales de plagioclasa, augita y minerales opacos. El tamaño promedio de sus microlitos es de 0,4 mm y su disposición le confiere a la pasta una textura subofítica. La plagioclasa es el mineral primario más abundante de la roca (~45% del vol. total), posee una composición de An₅₈ (labradorita, según el método de Michel Levy) y se halla parcialmente alterada a sericita. Le siguen en abundancia cristales de augita (~35% del vol. total) de 0,25 mm promedio, entre los cuales destacan pris-

mas cuyo desarrollo ocasionalmente alcanza los dos milímetros. Los minerales opacos primarios presentan formas intersticiales que sugieren su cristalización tardía; poseen tamaños promedios de 0,2 mm y ocupan aproximadamente un 5% del volumen de la roca. El restante 15% lo ocupan los minerales secundarios, entre los cuales se distinguen dos paragénesis distintas: una que resulta de la alteración de minerales primarios y otra que es producto del relleno de cavidades. Los minerales de alteración se forman a partir de la avanzada degradación de pequeñas láminas de biotita, a partir de las cuales se forma clorita y minerales opacos, donde ocasionalmente se reconocen halos pleocroicos de diminutos cristales de zircón (Fig. 3d). Los minerales que resultan del relleno de cavidades son especies de carbonatos, clorita y cuarzo. El carácter secundario de éstos resulta evidente a partir de la presencia de inclusiones fluidas bifásicas primarias, cuya fase vapor muestra una energía cinética próxima a la homogeneización, y de sus contactos poligonales (Fig. 3e).

Los afloramientos de las localidades S17 y S20 destacan del resto por sus dimensiones y por constituir el alto topográfico más importante de las sierras de Ramírez de Velasco. Si bien las dos localidades se encuentran en afloramientos independientes, separados por la roca de caja, las similitudes petrográficas y su proximidad sugieren que ambos resultaron del mismo magma primario. Forman cuerpos elongados que afloran en forma discontinua debido a la espesa vegetación de la zona. El más pequeño forma un cuerpo longitudinal de 15 m de largo y dos de ancho cuyo centro se halla en las coordenadas 29°20'27"LS/63°25'27"LO (véase localidad S17 en la Fig. 1). Pocos metros al sur, en el paralelo de 29°20'35"S y el meridiano de 63°25'35"O, aflora el dique cuyas dimensiones forman el alto topográfico más importante de la comarca (véase localidad S20 en la Fig. 1). En este caso, la roca estudiada constituye un cuerpo tabular cuyo ancho supera los 10 m y se continúa a lo largo de casi dos kilómetros con un azimut

de aproximadamente N40°E. Los afloramientos se caracterizan por la presencia de bloques fuertemente diaclasados que asoman entre la espesa vegetación (Fig. 3b).

Se trata de rocas de color gris oscuro, macizas, con texturas porfíricas y en avanzado estado de alteración (Fig. 3b). Los fenocristales representan aproximadamente el 25% del volumen de la roca; el restante 75% lo ocupa una pasta de textura predominantemente subofítica. La plagioclasa es el único mineral que integra la fracción de fenocristales. Estos prismas de formas euédrales alcanzan los tres milímetros de largo, presentan zonación y se hallan parcialmente alterados a sericita. La pasta se compone de microlitos cuyo tamaño promedio es de 0,5 mm, lo cual sugiere un emplazamiento somero pero no extrusivo del magma que le dio origen. Sus componentes primarios son plagioclasa (50%), augita (25%) y minerales opacos (5%; Fig. 3f). Los microlitos de plagioclasa poseen una composición de An₆₀ (labradorita, según el método de Michel Levy) y, al igual que los fenocristales, se hallan parcialmente alterados a sericita con cantidades menores de epidoto y carbonatos. La augita muestra leve pleocroísmo en el tono del castaño y maclas de dos individuos. Algunos cristales de este clinopiroxeno presentan sus contornos parcialmente alterados a un mineral del cual sólo quedan escasos remanentes dada su alteración a filosilicatos de tonalidades verdosas con marcado pleocroísmo (esmectitas?) (Fig. 3g). Los minerales opacos poseen formas euédrales y tamaños inferiores al resto de los microlitos primarios (0,2 mm). El restante 20% lo ocupan agregados de clorita junto a pequeños minerales opacos, epidoto y esfena, que resultan de la completa alteración de un mineral primario del cual sólo se reconocen, secciones prismáticas (Fig. 3h). Algunos de estos agregados preservan cristales de circón que se reconocen principalmente por su halo pleocroico (Fig. 3i). Los productos de alteración, las secciones prismáticas y la presencia de circón sugieren que esta paragénesis se formó a partir de la alteración de algún mineral ferromagnésico como biotita o anfíbol, en cuyo

CUADRO 1: Composición química de los tres afloramientos de basaltos estudiados.

Código de cada muestra (%peso)	Código de cada muestra			Código de cada muestra (%peso)	Código de cada muestra		
	S9	S17	S20		S9	S17	S20
SiO ₂	49,91	49,31	50,09	Ag*	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Al ₂ O ₃	15,67	16,36	16,42	In*	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Fe ₂ O ₃ (T)	9,31	10,47	9,81	Sn*	< 1	< 1	< 1
MnO	0,03	0,03	0,03	Sb*	0,8	< 0,2	< 0,2
MgO	6,83	6,31	6,44	Cs*	4,6	3,3	1,9
CaO	9,44	9,8	10,17	Ba*	141	136	129
Na ₂ O	2,58	2,6	2,61	La*	11,9	13,7	12,6
K ₂ O	0,76	0,79	0,67	Ce*	25	26	27
TiO ₂	1,26	1,37	1,35	Pr*	3,56	3,7	3,88
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,17	Nd*	14,5	15	15,6
LOI	2,51	1,74	1,61	Sm*	3,57	3,66	3,76
Total	98,44	98,95	99,38	Eu*	1,33	1,41	1,52
Sc*	32	29	30	Gd*	4,17	4,09	4,24
Be*	2	2	2	Tb*	0,71	0,69	0,73
V*	214	207	214	Dy*	4,32	4,22	4,47
Cr*	240	210	210	Ho*	0,89	0,86	0,89
Co*	39	39	39	Er*	2,62	2,51	2,56
Ni*	40	50	40	Tm*	0,376	0,362	0,369
Cu*	50	50	50	Yb*	2,26	2,23	2,28
Zn*	110	110	70	Lu*	0,333	0,317	0,326
Ga*	17	18	17	Hf*	2,7	2,7	3
Ge*	1,5	1,6	1,7	Ta*	0,5	0,59	0,59
As*	< 5	< 5	< 5	W*	5,8	6,2	3,6
Rb*	35	33	32	Tl*	0,45	0,25	0,16
Sr*	242	256	245	Pb*	8	9	< 5
Y*	24,6	24	25	Bi*	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Zr*	107	115	126	Th*	2,46	2,34	2,39
Nb*	8	9	9,1	U*	0,58	0,56	0,61
Mo*	< 2	3	2				

* Elementos cuya concentración se expresa en ppm. Los decimales se ajustan al error de cada elemento (0,01% para los elementos mayoritarios, 0,005% para el TiO₂ y 0,1ppm para la mayoría de los elementos traza). Las concentraciones que se expresan por debajo de un determinado valor representan cantidades que están por debajo del límite de detección de la técnica utilizada.

caso este mineral podría representar un producto secundario previo. Por último, se observan cristales de cuarzo en cantidades inferiores al 5%, con formas anhedrales que no superan los 100 µm y que resultan del relleno de los intersticios de la pasta (Fig. 3).

Sobre la base de las observaciones petrográficas, en particular la composición de la pasta, su textura subofítica y la presencia de labradorita, augita y minerales opacos como principales minerales primarios, se deduce una composición basáltica para los diques de las tres localidades estudiadas. Las principales diferencias radican en el tamaño de grano (ligeramente superior para los basaltos del norte), el porcentaje de fenocristales (superior en

los basaltos del norte) y el estado de alteración (más avanzado en los basaltos del sur).

GEOQUÍMICA

El cuadro 1 contiene la composición química de tres muestras representativas de cada localidad estudiada. De los mismos ejemplares se desprenden los estudios petrográficos y las coordenadas indicadas en el apartado anterior. Para extraer de estos resultados mayores conclusiones se comparan la composición de estas rocas con los afloramientos de basaltos de los alrededores a partir de las contribuciones realizadas por: Piovano (1996), Kay y Ramos (1996) y Lagorio (2008) para los basaltos cretácicos de la Sierra Chica de Córdoba;

Viramonte (1972) y O'Leary *et al.* (2006) para los afloramientos de Caspi Cuchuna; Koukharsky y Brodtkorb (2001) para los basaltos del Cerro Ichagón y, por último, Koukharsky *et al.* (2003) para los términos básicos de la Formación Balbuena.

A partir de las evidencias petrográficas, los elementos mayoritarios deben utilizarse con extrema cautela. El estudio al microscopio evidenció uno o más procesos sobrepuestos que generaron no sólo alteración de los minerales primarios sino también el relleno de pequeñas cavidades. Las paragénesis de alteración se componen de clorita, esfena y minerales opacos a partir de los máficos primarios y sericita junto a cantidades menores de epidoto y carbonatos por hidrólisis de las plagioclasas. Esta paragénesis secundaria sugiere que los contenidos de CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y MnO pueden no representar las concentraciones originales de la roca. Por otra parte, los procesos de relleno precipitaron cuarzo y carbonato en las cavidades, provocando un aumento en los contenidos de SiO₂, CaO y CO₂. Bajo estas condiciones los elementos inmóviles adquieren particular importancia por su capacidad de reflejar la impronta geoquímica original. Los elementos mayoritarios sólo permiten confirmar la clasificación petrográfica de las muestras puesto que, aún con el incremento de sílice secundaria, las muestras se ubican en el campo de los basaltos del diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989) (Fig. 4a).

Es importante destacar que pocos discriminadores tectónicos resultaron útiles para determinar la afinidad de estas rocas; en la mayoría de ellos las muestras se ubican en la intersección de los campos que caracterizan a basaltos de intraplaca, basaltos tipo MORB y basaltos de arco. Para este propósito fueron útiles los diagramas de Wood (1980) y Meschede (1986) (Fig. 4b y c respectivamente), en los cuales los basaltos estudiados muestran una marcada afinidad con los basaltos de arcos volcánicos.

El diagrama de elementos traza de la figura 4d muestra una pendiente negativa para los basaltos analizados que eviden-

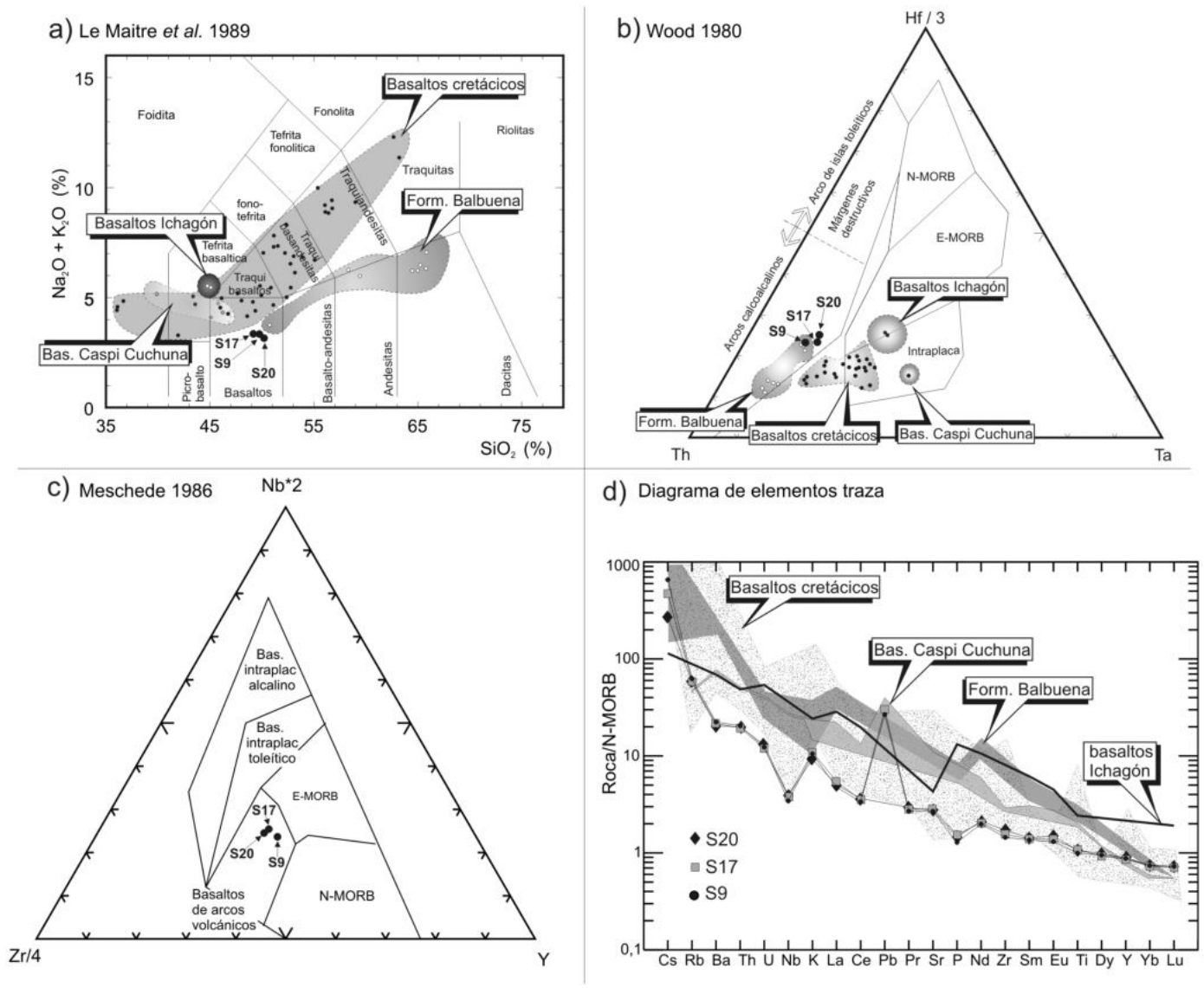


Figura 4: a) Diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989) donde se observa la composición basáltica de las muestras estudiadas; b) Diagrama de Wood (1980) que evidencia la impronta de arcos calcoalcalinos; c) Diagrama de Meschede (1986) donde se aprecia una filiación con basaltos de arcos volcánicos; d) Diagrama de elementos traza normalizados respecto del MORB-N definido por Sun y McDonough (1989).

cia un paulatino empobrecimiento en los lantánidos más incompatibles (HREE). Por otro lado, se observa que los basaltos estudiados presentan menor concentración de elementos traza que los basaltos de las localidades adyacentes. Debe notarse también la coincidencia en la concentración de elementos traza que poseen entre ellos; hecho que sustenta la hipótesis de una misma fuente para las tres localidades (Fig. 4d). Los gráficos de la figura 4a y 4b sugieren que los términos basálticos de la Formación

Balbuena son, entre todas las rocas básicas de los alrededores, quienes poseen similar composición química a las muestras estudiadas.

DISCUSIÓN

Los diques máficos emplazados en cuerpos batolíticos, como los estudiados en este trabajo, suelen estar vinculados a arcos magmáticos continentales. En estos ambientes, antes de su emplazamiento en la corteza, la mayoría sufren diferentes grados

de fraccionamiento y asimilación que dificultan el estudio de su proveniencia. Sin embargo, algunos preservan características geoquímicas primitivas que permiten extraer conclusiones sobre su origen. En general, estos diques derivan de fundidos parciales de la litosfera o, a veces, de la región astenosférica del manto. Relaciones altas de LREE/HREE se generan a partir de bajos porcentajes de fusión del manto sub-litosférico (Rollinson 1998). Dada la falta de edades radimétricas no es posible asignar en forma certera los basal-

tos estudiados a uno de los eventos magmáticos conocidos en la región. A partir de los datos geoquímicos y de su disposición discordante sobre el basamento sólo se pueden elaborar algunas hipótesis acerca de los procesos que pudieron generar a estas unidades en las sierras de Ramírez de Velasco.

Sobre la base de estas premisas, una primera hipótesis, basada en la composición calcoalcalina y en la impronta geoquímica típica de basaltos de arcos magmáticos, permite sugerir que podrían correlacionarse con los términos básicos de la Formación Balbuena (Cámbrico), a pesar de que sus dimensiones y la buena preservación de su estructura no se condicen con los afloramientos típicos de esta unidad. Por consiguiente podríamos asignar los diques de Ramírez de Velasco a un segundo ciclo del evento magmático Pampeano, que fue descrito por Miró y Sapp (2005) como una etapa distensiva post orogénica.

Una segunda hipótesis, consistente con sus dimensiones y sus estados de preservación, podría alentar a asignar una edad aún más joven para los basaltos de Ramírez de Velasco; no obstante, la mineralogía, la petrografía y la geoquímica no parecen comparables con los basaltos alcalinos asignados al Neopaleozoico o al Cretácico. Las texturas de estos últimos evidencian emplazamientos superficiales y una rápida velocidad de enfriamiento asociadas a un ambiente extensivo de corteza delgada (Gordillo y Lencinas 1967, Lagorio 1998, 2008). Por el contrario, las texturas predominantemente subofíticas y el emplazamiento en forma de diques de los basaltos estudiados sugieren profundidades mayores y un lento enfriamiento, que resultan consistentes con ambientes de arcos continentales con corteza engrosada. Sobre la base de estas consideraciones y los datos compilados hasta el momento, se propone a la primera hipótesis como válida. De este modo, los basaltos descritos en este trabajo representarían los afloramientos más orientales del volcanismo distensivo que afectó a esta porción de las Sierras Pampeanas en las etapas

poscolisionales del arco pampeano. En este contexto no es prudente desestimar una posible vinculación genética entre los diques basálticos estudiados y los numerosos diques aplíticos que atraviesan al basamento ígneo de la región, puesto que éstos poseen la misma orientación estructural y son asignados al mismo ambiente tectónico.

Por último, cabe destacar que el estado de alteración de las muestras estudiadas y, en particular, el aporte de sílice externa por procesos de relleno es una característica frecuente en las rocas del arco magmático cámbrico (Lira *et al.* 1997). La margen oriental de las sierras de Sumampa y las sierras de Ramírez de Velasco sufrieron una mineralización epitermal que generó importantes vetas de cuarzo (Menoyo y Herrmann 1988, Leal *et al.* 2005). Esta mineralización se considera producto del último evento térmico que afectó la región y en consecuencia a todas las rocas preexistentes de la comarca.

CONCLUSIONES

Las tres localidades de afloramientos de basaltos encontradas en las sierras de Ramírez de Velasco presentan similar mineralogía, iguales texturas, similares productos secundarios e igual impronta geoquímica. Esta homogeneidad composicional entre los basaltos estudiados nos permite postular que todos pudieron resultar del mismo evento magmático y tal vez de un mismo pulso intrusivo. Por esta razón, los tres afloramientos deben integrar la misma unidad formacional.

La presencia de estos basaltos en las sierras de Ramírez de Velasco obliga a reconsiderar algunos períodos de la historia geológica de la comarca. El carácter hipabisal de los cuerpos encontrados sugiere que el basamento ígneo debió estar parcialmente exhumado cuando estos diques lo intruyeron. Por esta razón, los basaltos debieron formarse durante las etapas póstumas de la orogenia pampeana o con posterioridad a ésta. De ser así, la estratigrafía del basamento ígneo de las sierras de Ramírez de Velasco y las edades devóni-

cas previamente asignadas (Miró y Sapp 2005) deberán ser reconsideradas. Si se confirma la edad pampeana de los basaltos descritos en este trabajo, los granitoides a los cuales ellos intruyen podrían correlacionarse con los granitoides pampeanos que afloran al oeste (sierra de Sumampa). Los datos que se requieren para definir esta y otras hipótesis son algunos de los objetivos del proyecto en el cual se continúa trabajando.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo debe su realización al financiamiento otorgado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica a través del subsidio PICT 2006-00301 y al apoyo del Servicio Geológico Minero Argentino. Debemos un especial agradecimiento al INGEIS por facilitar los equipos que permitieron el tratamiento de algunas muestras. Por último, agradecemos al Profesor Dr. R. Martino y al Dr. I. Petrino por las valiosas sugerencias que nos permitieron mejorar la versión inicial de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Battaglia A. 1982. Descripción Geológica de las Hojas 13f, 13g, 14g, 14h y 15g. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 186 p., Buenos Aires.
- Bonalumi, A.A. 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 47-61, Santiago de Chile.
- Castellote, P. 1978. Estudio geológico del extremo norte de la sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán Inédito, Tucumán.
- Castellote, P. 1982. La formación La Clemira y edad de su metamorfismo. Acta Geológica Lilloana 16(1): 71-769.
- Castellote, P. 1985. Algunas observaciones geológicas en las sierras de Ambargasta y Sumampa (provincia de Santiago del Estero). Acta Geológica Lilloana 16(2): 259-269.
- Castellote, P. 1989. Estudio geológico y geocro-

- nológico del basamento cristalino del sector septentrional de la sierra Norte de Córdoba. *Acta Geológica Lilloana* 17(1): 61-66.
- Correa, M.J. 2003. La mineralización de manganeso en el distrito minero El Remanso y sus relaciones metalogénicas, Sierras Pampeanas Orientales, Santiago del Estero. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 189 p., La Plata.
- González R.R. 1971. Edades radimétricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(3): 411-412.
- González R.R. y Toselli A.J. 1974. La efusividad del Mesozoico Argentino y su relación con áreas Sudamericanas. *Anais do 25 Congresso Brasileiro de Geologia*, 259-272, Sao Paulo.
- Gordillo C.E. y Lencinas A.N. 1967. Geología y petrología del extremo norte de La Sierra de Los Cóndores (Córdoba). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 46(1): 73-108.
- Gordillo C.E. y Lencinas A.N. 1972. Las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Leanza A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1-40, Córdoba.
- Gordillo C.E. y Lencinas A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner J.C. (ed.) *2° Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 577-650, Córdoba.
- Kay S.M. y Ramos V.A. 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 3: 453-646, Buenos Aires.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Koukharsky M. y Brodtkorb M. 2001. Los basaltos del cerro Ichagón, provincia de Santiago del Estero, Argentina. *11° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo*, Actas CD, 6 p., Montevideo.
- Koukharsky M., Tassinari C., Brodtkorb M.K. de y Leal P. 2001. Basaltos del Neopaleozoico - Triásico temprano? en las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta, Sierras Pampeanas Orientales: petrografía y edades K/Ar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 400-403.
- Koukharsky M., Brodtkorb M., Kay S.M. y Munizaga F. 2003. La formación Balbuena, integrante del arco magmático pampeano en la sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 583-592.
- Lagorio S.L. 1998. Geoquímica y petrogénesis de volcanitas cretácicas de la Sierra Chica de Córdoba (Argentina). *10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, Actas 2:314-320, Buenos Aires.
- Lagorio S.L. 2008. Early Cretaceous alkaline volcanism of the Sierra Chica de Córdoba (Argentina): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 26:152-171.
- 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. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Leal P.R. 2002a. Estudio metalogénico de los yacimientos de manganeso del departamento de Sobremonte, provincia de Córdoba, sierras Pampeanas Orientales. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédito), 151 p., La Plata.
- Leal, P.R. 2002b. Petrología de las rocas ígneas que albergan a la mineralización de manganeso del norte de la provincia de Córdoba. *15° Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 3-8, Calafate.
- Leal, P.R., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Miró, R.C. y Ramos, V.A. 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 593-607.
- Leal P.R., Cortona O. y Pagan F. 2005. Manifestaciones de cuarzo en el sur de Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 389-401.
- Linares E. y González R.R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, años 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie B: Publicación especial* 19: 1-627.
- Lira, R, Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S. 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2): 157-177.
- Lucero, H.N. 1969. Descripción geológica de las hojas 16h (Pozo Grande) y 16i (Chuña Huasi), provincia de Córdoba y Santiago del Estero. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 107 p., Buenos Aires.
- Lucero, H.N. 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. *Geología Regional Argentina* 1: 293-347.
- Llambías, E.J., Gregori, D., Basei, M.A., Varela, R. y Prozzi, C. 2003. Ignimbritas riolíticas neoproterozoicas en la Sierra Norte de Córdoba: ¿evidencia de un arco magmático temprano en el ciclo Pampeano? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 572-582.
- Menoyo E. y Herrmann, C.J. 1988. Yacimiento de cuarzo para ferroaleaciones al silicio. *Instituto Argentino de Siderurgia. 2° Seminario de Materias primas/reducción*, 1-43, Mar del Plata.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Minera TEA 1968. Geología y recursos minerales de las sierras de Ambargasta y Sumampa, departamento de Ojo de Agua y Quebrachos, provincia de Santiago del Estero. *Dirección Provincial de Minería de Santiago del Estero* (inédito), 70 p; Santiago del Estero.
- Miró, R. y Sapp, M., 2005. Hoja Geológica 2963-III, Villa Ojo de Agua, provincias de Santiago del Estero y Córdoba. *Secretaría de Minería de la Nación, Boletín* 315: 59p., Buenos Aires.
- O'Leary, M.S., Lira, R. y Dorais, M.J. 2006. Nueva información petrogenética de las basanitas de Caspi Chuhuna, Sierra Norte de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(3): 328-335.
- Omil, M. y Cabrera, M. 1992. Geología de los Cerrillos, Departamento de Guasayán, provincia de Santiago del Estero. *Acta Geológica Lilloana* 17(2):154-160.
- Omil, M. 2000. Estratigrafía de la Sierra de Guasayán, Santiago del Estero, Argentina. *Geotemas* 1(2): 289-292.
- Piovano E.L. 1996. Correlación de la Formación Saldán (Cretácico temprano) con otras secuencias de las Sierras Pampeanas y de las Cuencas Chacoparenense y de Paraná. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(1): 29-36.
- Quartino, B.J. 1967. Contribución a la interpreta-

- ción y descripción geológica y petrográfica del distrito Ojo de Agua (Sierras de Ambargasta y Sumampa) Dirección Provincial de Minería, (inédito), 52 p., Santiago del Estero.
- Quartino, B.J. y Quartino, G.P. 1996. Las sierras australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 563-574, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En *Geología Argentina*, R. Caminos (ed.), Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Bonalumi, A.A. 1991. Edad y geoquímica del pórfiro granítico de Oncan, sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 19-22, Viña del Mar.
- Rollinson H.R. 1998. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Addison Wesley Longman Limited, 352 p., Singapur.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P. y Miró, R. 2008. Timing and duration of the Calc-Alkaline Arc of the Pampean Orogeny: Implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian Evolution of Western Gondwana. *The Journal of Geology* 116: 39-61.
- Söllner, F., Leal, P.R., Miller, H. y Brodtkorb, M. 2000. Edades U/Pb en circones de la riodacita de la sierra de Ambargasta, Provincia de Córdoba. En Schalamuk I., Brodtkorb M. y Etcheverry R. (eds.) *Mineralogía y Metalogénia 2000*, 6: 465-469, La Plata.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1980. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En A.D. Saunders y M.J. Norry (eds.) *Magma-tism in the ocean basins*, Geological Society, Special Publications 42: 313-345.
- Viramonte, J.G. 1972. Los diques basálticos de Caspi Cuchuna, Sierra Norte-Córdoba. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba* 1(3): 135-136.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letters* 50: 11-30.

Recibido: 28 de agosto, 2009

Aceptado: 12 de mayo, 2010