

# REVISIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS SIERRAS DE RAMÍREZ DE VELASCO, SANTIAGO DEL ESTERO

Pablo R. LEAL<sup>1</sup> y Roberto MIRÓ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires - CONICET, Buenos Aires. E-mail: leal@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> Servicio Geológico Minero Argentino, Córdoba. E-mail: roberto\_miro@yahoo.com.ar

## RESUMEN

En este trabajo se complementa la estratigrafía de las sierras de Ramírez de Velasco a partir de nuevas evidencias geológicas. Se incluye a los granitoides del basamento ígneo dentro del Complejo Ojo de Agua-Ambargasta con el nombre de Granito Sumampa. La misma se compone de tres facies: facies Para Yacu, Sumampa Viejo y Los Telares. Diques aplíticos de extensión reducida se incluyen dentro del mismo basamento como términos póstumos del mismo ambiente geológico. La impronta geoquímica de estas rocas evidencia composiciones meta a peraluminosas y características típicas de granitoides de arcos magmáticos. Siguen en la secuencia estratigráfica diques máficos, que intruyen al basamento ígneo, con dimensiones que varían de pocos metros a más de un kilómetro. Se trata de basaltos y andesitas de carácter calcoalcalino que se correlacionan con la Formación Balbuena a partir de sus similitudes petrológicas. Por último, escasos y reducidos afloramientos de areniscas son los únicos remanentes de la sedimentación neopaleozoica. Toda la información obtenida sugiere que las sierras de Ramírez de Velasco preservan evidencias de varios procesos geológicos acaecidos desde el Paleozoico.

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

## ABSTRACT

*Stratigraphic revision of Ramírez de Velasco ranges, Santiago del Estero.*

In this paper new geologic evidences allow us to complete the stratigraphy of Ramírez de Velasco ranges. Granitoids of the igneous basement are included into the Ojo de Agua-Ambargasta complex as the Sumampa Granite which is composed of three facies: facies Para Yacu, Sumampa Viejo and Los Telares. Thin aplitic dykes were included into the same basement as the last magmatic event of the same geological setting. The geochemical signature of these rocks shows meta to peraluminous compositions, which evidence magmatic arc granitoides. Basic dykes, few meters wide and more than one kilometer long, also intrude these granitoids. They are composed of basalts and andesites with calcoalkaline signatures that were correlated with Balbuena formation due to their petrological features. Finally, few and small outcrops of sandstones appears as the only expression of the Neopaleozoic sedimentation. On the basis of all the data obtained we suggest that the Ramírez de Velasco ranges preserve evidences of several geologic processes that took place since the Paleozoic.

**Keywords:** *Pampeanas Ranges, Ramírez de Velasco, stratigraphy.*

## INTRODUCCIÓN

La sierra de Ramírez de Velasco es 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 por Quartino y Quartino (1996) y Castellote (1982, 1985, 1989) a partir del hallazgo de nuevas unidades y la de-

terminación de sus edades isotópicas. Recientemente, Miró y Sapp (2005) realizaron la última revisión estratigráfica de este sector de las Sierras Pampeanas, en el marco de la hoja geológica 2963-III, Villa Ojo de Agua.

Una de las particularidades de los mencionados cordones serranos es que en ellos se preservan los afloramientos más importantes de las raíces del arco magmático que produjo la orogenia Pampeana. Granitoides, riolitas y dacitas son los principales remanentes del magmatismo referido que hoy componen al basamen-

to ígneo de la comarca. Los estudios regionales previos sugerían que las sierras de Ramírez de Velasco estaban compuestas exclusivamente por plutones emplazados durante las etapas finales de dicha orogenia. Durante muchos años el espejo monte santiagueño y la extensa cubierta regolítica de esta porción de las sierras desalentaron estudios locales que permitan comprobar estas premisas. Con la intención de revertir este escenario, durante los últimos dos años, se realizaron estudios orientados a esclarecer la estratigrafía de la región. Los resultados

obtenidos no sólo nos permiten documentar nuevas unidades sino que también nos obligan a reconsiderar las observaciones previas.

A la luz de las nuevas observaciones y los datos obtenidos, el objetivo de este trabajo es contribuir a la estratigrafía del extremo oriental de las sierras Pampeanas. Se describen y documentan las principales características de cada unidad y se las correlaciona con las formaciones de los alrededores del área de estudio. Los nuevos estudios permiten actualizar la cartografía geológica del área, documentar unidades hasta ahora no descritas y contribuir a la historia geológica de la región.

### MARCO GEOTECTÓNICO

Las sierras de Ramírez de Velasco integran la provincia geológica denominada Sierras Pampeanas Orientales. Junto con las sierras de Guasayan, Ambargasta, Sumampa y la sierra Chica de Córdoba, el cordón serrano que nos ocupa en este trabajo preserva una historia que comienza en el Proterozoico y termina en el Cenozoico luego de cuatro orogenias (Lucero 1979, Miró y Sapp 2005). Puesto que la estratigrafía y el estilo estructural son similares es de común acuerdo que dichos cordones serranos debieron sufrir los mismos procesos geológicos. Por esta razón, a continuación se resume la evolución común para todos ellos.

La historia geológica de esta región puede elaborarse sobre evidencias sólidas a partir del Proterozoico tardío gracias a las rocas que componen al basamento metamórfico. Se trata de pizarras, esquistos, gneises, anfibolitas, hornfels y migmatitas cuyo origen se atribuye al relleno del margen pasivo del Gondwana Occidental (Rapela *et al.* 1998, Smith *et al.* 1999, von Gosen *et al.* 2002, Chernicoff y Ramos 2003). La correlación de estas litologías con la Formación Puscoviscana sugiere que su sedimentación debió ocurrir entre los 650 y los 530 millones de años (Aceñolaza y Toselli 2000). La aglutinación de pequeños cratones contra este margen pasivo fue el proceso res-

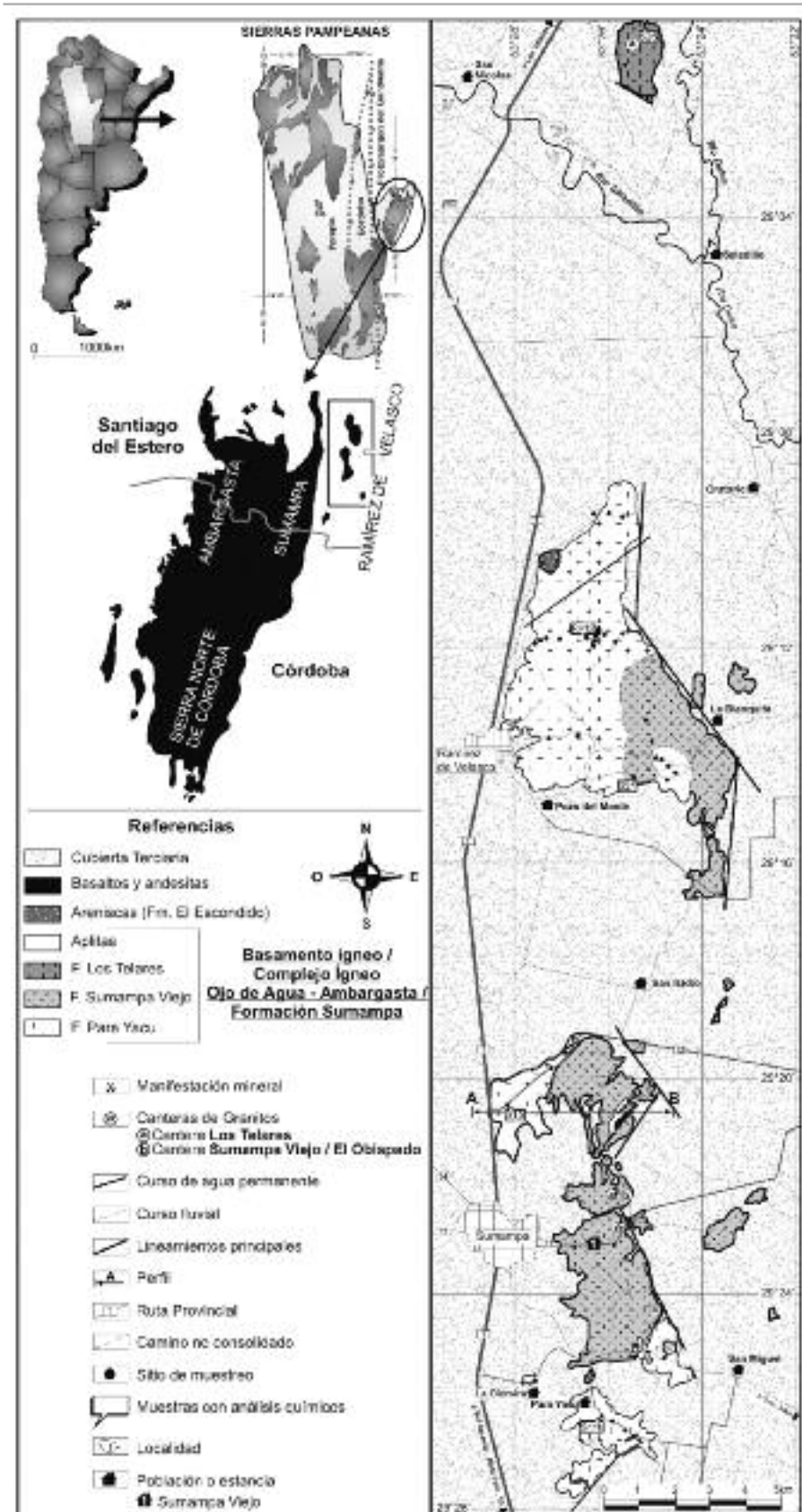


Figura 1: Mapa geológico de las sierras de Ramírez de Velasco. En el mismo se indican las localidades que fueron estudiadas para el desarrollo de este trabajo.

ponsable del comienzo de una etapa de margen activo que perduró hasta la colisión entre masas continentales y la consecuente transformación de esta región en una zona cratónica para el resto de su evolución.

De acuerdo con lo postulado por distintos autores (Ramos 1999, Rapela *et al.* 2007) durante el Proterozoico tardío comenzó la aproximación del terreno de Pampia generando una zona de subducción cuyo margen activo constituyó parte del borde occidental del Gondwana. Durante el Cámbrico inferior se produjo una colisión contra un área cratónica ubicada al este de Pampia (coordenadas actuales) que derivó en una extensa actividad ígnea y que precedió a la deformación y metamorfismo de la cubierta sedimentaria formada en el antiguo margen pasivo. Los remanentes de las metamorfitas se encuentran hoy formando pequeños colgajos aislados que muestran distintos grados de metamorfismo. Una hipótesis diferente fue propuesta por Gromet y Simpson (1999) quienes postulan que el proceso de subducción se desarrolló en un escenario de colisión de arco volcánico-continente, manteniendo la orientación de la colisión hacia el este. Una tercera hipótesis sugiere un proceso de subducción inicial en dirección hacia el oeste (Escayola *et al.* 2007). No obstante, en las diferentes interpretaciones se refiere siempre como orogenia Pampeana a este importante período de subducción activa cuyos remanentes son los productos del arco magmático que hoy componen al basamento ígneo con edades que varían entre 590 y 520 Ma. Granitos, granodioritas y tonalitas se extienden sobre un área mayor a los 8.000 km<sup>2</sup> como los principales remanentes del arco pampeano. El conjunto fue agrupado como Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta por Miró y Sapp (2005). Sobre dichos intrusivos se emplazan riolitas, riocacitas y dacitas que resultaron de las etapas póstumas de la actividad magmática (Formaciones Dacita Los Burros y Oncán). Distintos estudios geoquímicos son consistentes con improntas de arcos continentales (Bona-

lumi 1988, Lira *et al.* 1997, Leal 2002, Correa 2003). Si bien se realizaron numerosos análisis geocronológicos recién durante los últimos años se accedió a métodos cuya precisión permitió obtener cierta coherencia. Inicialmente edades radiométricas sobre los términos subvolcánicos permitieron postular que la subducción contra el margen del Gondwana culminó entre los  $512 \pm 3$  Ma (U-Pb en circones-SHRIMP) y los  $494 \pm 11$  Ma (Rb-Sr) (Rapela *et al.* 1991, Söllner *et al.* 2000, Leal *et al.* 2003). Mediante U-Pb convencional en circones de ignimbrítas asociadas a las etapas iniciales del arco Llambras *et al.* (2003) postularon que la orogenia debió comenzar aproximadamente a los  $584 \pm 22$  Ma. Recientemente, mediante dataciones de U-Pb en circones, Schwartz *et al.* (2008) acotaron la evolución de la orogenia pampeana entre los 555 y los 515 Ma.

Una vez concluida la orogenia pampeana (debido a la colisión entre el límite occidental del Gondwana y el terreno Pampia) el nuevo margen occidental del continente se desplazó más de 100 kilómetros hacia el oeste. La geometría de dicho margen aisló al área de estudio de la actividad ígnea generada en la nueva zona de subducción. Prueba de ello es la presencia de deformación ordovícica (orogenia famatiniana) sin magmatismo asociado en el área de afloramientos del arco cámbrico (Massabie *et al.* 1997, Miró y Sapp 2005). En consecuencia, un arco magmático con granitoides de tipo S y edades entre 525 y 515 Ma se desarrolló hacia el extremo occidental de las Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1998).

No existen evidencias ciertas de procesos geológicos importantes hasta las etapas finales del Paleozoico, cuando un proceso generalizado de extensión afectó al basamento de la región generando importantes depocentros (Lucero 1979, Massabie *et al.* 1997, Miró y Sapp 2005). Afloramientos dispersos de areniscas cuarcíticas, muy consolidadas, de ambientes someros con fuerte deformación, fueron reconocidas en sectores aislados de las sierras de Sumampa y Ramírez de Velas-

co. Por su aspecto pueden compararse con las denominadas Areniscas de El Escondido que afloran 20 km al noroeste de la localidad Ojo de Agua (Miró y Sapp 2005) las cuales poseen una similitud composicional y textural con las areniscas cuarcíticas del Cámbrico superior del Grupo Mesón (Massabie *et al.* 1997). El relleno de las cuencas generadas durante la extensión ocurrida en el Paleozoico superior comenzó en el Carbonífero y se extendió hasta el Triásico Inferior (González y Aceñolaza 1972, López Gamundi *et al.* 1989). En el área de estudio se formaron cuencas de orientación meridiana que fueron rellenadas por sedimentos continentales asociados a diques de basaltos (Miró y Sapp 2005). Los sedimentos corresponden a las secuencias de areniscas y conglomerados de la Formación La Puerta los que se correlacionan con los depósitos del Paganzo *s.l.* (Quartino 1967, Lucero 1979, Miró y Sapp 2005). Los basaltos integran las formaciones Balbuena (Koukharsky *et al.* 2001) y Basaltos Ramírez de Velasco (Leal y Miro 2010), aunque estos últimos no poseen aún una edad absoluta.

Durante el Cretácico, el desmembramiento del Gondwana provocó un nuevo evento extensivo de escala continental que reactivó viejas zonas de sutura. A diferencia del evento anterior en esta oportunidad los principales depocentros se extienden en forma meridiana al este de las Sierras Pampeanas (Tankard *et al.* 1995, Rossello y Mozetic 1999). Se han reconocido secuencias continentales de centenas de metros de espesor asociadas a basaltos alcalinos que constituyen los remanentes de este evento en las sierras de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979). Sin embargo, en el área de estudio sólo se han encontrado reducidos afloramientos de brechas de talud y areniscas conglomeráticas rojas (Miró y Sapp 2005).

Una vez más, durante la orogenia Ándica, la subducción sobre el margen occidental del continente transfirió esfuerzos hacia las Sierras Pampeanas. En esta oportunidad la horizontalización de la placa subducida provocó que estos alcanzasen mag-

nitudes suficientes como para generar el ascenso de bloques del basamento (Ramos 1999). En la zona de estudio esta deformación se tradujo en la elevación de una antigua peneplanicie limitada por fallas inversas de vergencia opuesta (Miró y Sapp 2005).

## SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DE LAS SIERRAS DE RAMÍREZ DE VELASCO

A diferencia de las sierras de Ambargasta y las sierras de Sumampa la secuencia estratigráfica de las sierras de Ramírez de Velasco no comienza con un basamento metamórfico. Si bien Quartino y Quartino (1996) mencionan anfibolitas (que no pudieron ser encontradas durante el desarrollo de este proyecto) los autores también resaltan esta peculiaridad. Es decir que los relevamientos realizados hasta el momento sugieren que las rocas más antiguas del área de estudio son distintos términos del basamento ígneo que Miró y Sapp (2005) denominaron Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta.

### Basamento ígneo

Si bien las rocas que integran esta unidad ocupan más del 95 % de la superficie de las sierras la espesa cubierta vegetal sólo permite observar escasos afloramientos de reducida extensión. En la mayoría de los casos se trata de resaltes de dos o tres metros de alto que sobresalen en forma discontinua sobre las laderas o las cimas de los cerros (Figs. 2a, b) en forma de bloques subredondeados cuyo estado friable da pruebas de su avanzado estado de alteración (Fig. 2c).

Sobre la base de las primeras descripciones petrográficas Quartino (1967) y Quartino y Quartino (1996) agrupan a los granitoides que afloran en las Sierras de Ramírez de Velasco bajo el nombre de Granitos Sumampa Viejo. Posteriormente Miró y Sapp (2005) distinguen dos plutones distintos: Granitos Sumampa Viejo y Granitos Ramírez de Velasco considerando a ambos como Intrusivos Postectóni-

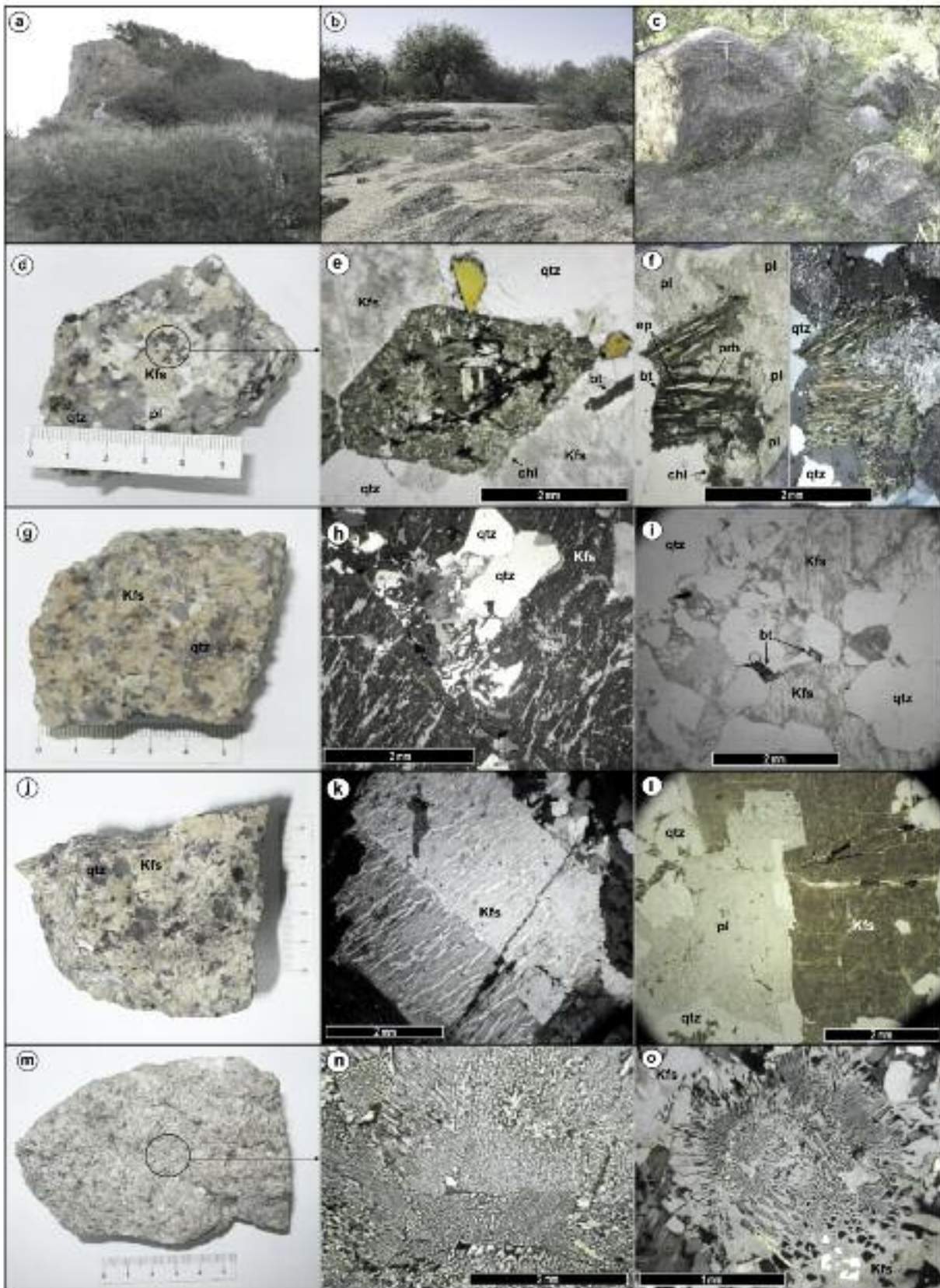
cos. No obstante, las observaciones realizadas, durante el desarrollo de este estudio, en las sierras de Sumampa y Ramírez de Velasco, nos permiten reconsiderar la presencia de un solo cuerpo granítico que se correlaciona con el Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta (definido por Miró y Sapp 2005). Para simplificar la terminología y evitar confusiones proponemos denominarlo Granito Sumampa (en referencia al sector de mayores afloramientos) y distinguir dentro del mismo tres facies diferentes (Facies Para Yacu, Sumampa Viejo y Los Telares), masas aplíticas y filones de cuarzo. Si bien los afloramientos son escasos, resulta evidente el predominio de la facies Pampa Yacu en el sector occidental de las sierras de Sumampa y Ramírez de Velasco en tanto que la facies Sumampa Viejo se encuentra sobre el sector oriental de las mismas (Fig. 3). En este mismo sector son más frecuentes los filones y masas aplíticas así como las manifestaciones de cuarzo. El conjunto aparenta tener una disposición inclinada hacia el este donde las facies más antiguas se encuentran al oeste de las sierras (Fig. 3). Se resumen a continuación las observaciones particulares de cada término que compone al Granito Sumampa.

*Facies Para Yacu:* Como se mencionó anteriormente ocupan la porción occidental de las sierras (Fig. 1). La roca presenta siempre textura equigranular cuyo tamaño de grano grada de 4 a 15 milímetros (Fig. 2d). El color de la roca fresca es gris rosado. Destacan en ellas cristales de ortosa de tono rosado en una matriz de cuarzo, plagioclasa, biotita y escaso anfíbol (Fig. 2d). Los minerales máficos forman franjas irregulares, a veces cumulos donde es casi excluyente la biotita euhedral de grano fino. Se observa biotita como inclusión fina de la ortosa. El cuarzo muestra bordes de corrosión hacia el feldespato y en ocasiones aspecto ahumado. Al norte de la sierra de Sumampa, sobre cortes de la ruta provincial 13, se observa una transición rápida de la facies porfiroide a una de textura de grano mediano a fino, homogénea, muy compacta

y con cristales menores de un centímetro. Al microscopio la facies Para Yacu se compone de: ortosa, plagioclasa, cuarzo, biotita y cantidades accesorias (<5 %) de hornblenda y minerales opacos. Las proporciones modales estimadas sugieren composiciones que varían desde granodioritas a granitos. Como especies subordinadas son frecuentes cristales de esfena, apatita y circón inferiores a los 200 µm. La ortosa presenta sus características maclas de dos individuos, numerosas perfitas y alteración preferencial a caolinita. Las plagioclasas se reconocen gracias a las sombras de maclas polisintéticas que alcanzan a vislumbrarse bajo agregados de sericita y pequeños cristales de epidoto. El cuarzo presenta extinciones que varían de tipo ondulosa a mortero y tamaños de cuatro milímetros promedio. Entre los minerales máficos los prismas de hornblenda son los más alterados y en ocasiones sólo se reconocen por los contornos con formas de rombos o pseudo-hexágonos donde se concentran finos agregados de cloritas y minerales opacos (Fig. 2e). Como productos secundarios destacan agregados de arcillas, sericita y epidoto a partir de la alteración parcial de los feldespatos primarios; y cloritas, prehnita, epidoto y opacos a expensas de las láminas de biotita o de los prismas de hornblenda (Fig. 2f). Esta facies se reconoce por el similar contenido modal de feldespatos alcalinos y plagioclasas y la presencia de aproximadamente un 10% de minerales máficos. Estas características sugieren que la misma guarda relación con el Granito Ojo de Agua que aflora inmediatamente al oeste de Sumampa; aunque este último posee mayor contenido de minerales máficos y cristales de ortosa con textura Rapakivi que le confieren un aspecto distintivo.

*Facies Sumampa Viejo:* Los afloramientos más conspicuos se encuentran en los cerros del entorno de la capilla de Sumampa Viejo y hacia el norte y el este, en dirección a la cantera del obispado (Fig. 1). En este último sector se puede observar la relación difusa que existe entre las dos facies que se alternan en corto trecho.





**Figura 2:** Fotografías del Granito Sumampa: a,b,c) afloramientos típicos de granitoides en el área de estudio; d) aspecto macroscópico de la facies Para Yacu; e) relictos de hornblenda alterado a cloritas, biotitas y opacos; f) relictos de biotita alterada a cloritas, epidotos, prehnita y opacos; g) aspecto macroscópico de la facies Sumampa Viejo; h) microtexturas pertícticas y gráficas en ortosa; i) biotitas inferiores al milímetro como únicos máficos primarios; j) aspecto macroscópico de la facies Los Telares; k) microtexturas pertícticas en un cristal maclado de ortosa; l) alteración diferencial entre los feldespatos alcalinos y las plagioclasas; m) aspecto macroscópico de la facies aplíticas; n,o) microtexturas gráficas de los feldespatos alcalinos. Las abreviaciones de los minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).

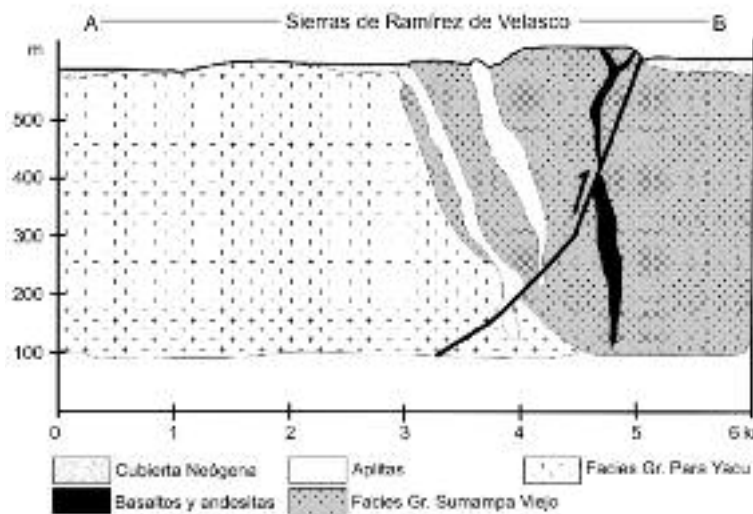
Aparecen además varios diques de aplitas con intenso diaclasamiento. Se caracteri-

za por sus texturas equigranulares de 1 a 5 milímetros de tamaño promedio y su

color rosado claro con abundante ortosa en agregados irregulares o subeuhedrales

y cuarzo en menor proporción (Fig. 2g). Los máficos y la plagioclasa resultan imperceptibles en muestra de mano. Al microscopio se reconocen cristales de cuarzo, ortosa y plagioclasa cuyas estimaciones modales permite clasificarlos como monzogranitos (Streckeisen 1976). Los cristales de ortosa exhiben frecuentes pertitas y textura gráfica, se hallan parcialmente alterados a agregados de caolinita y alcanzan tamaños de hasta 15 milímetros (Fig. 2h). Las plagioclasas, cuyos tamaños promedio nunca superan los 5 milímetros, se reconocen por las sombras de maclas polisintéticas debajo de agregados de sericita y epidoto. El cuarzo presenta tamaños similares a los prismas de plagioclasa y extinciones predominantemente ondulosas. En estos granitoides los máficos ocupan cantidades inferiores al 5% del volumen de la roca, se hallan representados exclusivamente por láminas de biotita de un milímetro de largo promedio y cristales de minerales opacos cuya escasa cantidad y reducido tamaño sólo permiten identificarlos bajo el microscopio (Fig. 2i). Como especies accesorias (<1 %) se reconocen cristales de circón y agregados de esfena espacialmente asociados a las biotitas. Cloritas, epidoto y óxidos son frecuentes como producto de alteración de estas últimas. Sólo en escasas muestras se observaron finas venillas rellenas por óxidos, sericita o filosilicatos ferromagnesianos (esmectitas?).

**Facies Los Telares:** Caracteriza a estas rocas sus texturas predominantemente equigranular con cristales mayores a 5 milímetros, el predominio de ortosa, la alta relación cuarzo/feldespato y la falta de minerales máficos primarios (Fig. 2j). Esta facies se ha observado casi exclusivamente en las canteras que se encuentran inmediatamente al oeste de la localidad de Los Telares, sobre la margen izquierda del río Dulce (Fig. 1). Se trata de granitos de tonalidades ocre compuestos por ortosa, plagioclasa y cuarzo cuyas estimaciones modales sugieren composiciones de granitos alcalifeldespáticos. Los cristales de feldespato potásico son los respon-



**Figura 3:** Esquema de una sección este-oeste del área de estudio. La latitud del perfil se halla indicada en la figura 1. La profundidad sólo se estima con fines ilustrativos.

sables del color de estas rocas puesto que en el común de los casos ocupan cerca del 60% del volumen de las mismas y desarrollan tamaños que superan el centímetro. Son frecuentes las microtexturas entre las que predominan las pertitas (Fig. 2k) y, en menor proporción, las gráficas. Le siguen en abundancia cristales de cuarzo suhedrales con extinciones ondulosas y tamaños que varían entre 3 y 8 milímetros (20-30 %). Los cristales de plagioclasa, si bien poseen tamaños similares, se hallan en proporciones menores (5-20 %). Presentan maclas polisintéticas y en escasas muestras desarrollan mirmecitas. En varias de las muestras estudiadas se observa una alteración diferencial entre los cristales de ortosa que pasan a caolinita y las plagioclasas que se alteran exclusivamente a sericita (Fig. 2l). Las tonalidades rojizas (que se observan macroscópicamente) están directamente relacionadas con el grado de alteración y el tamaño de los feldespatos potásicos. Láminas de biotita, cristales de esfena, circón o minerales opacos, de tamaños inferiores al milímetro, sólo se reconocen en forma esporádica bajo el microscopio y nunca ocupan en conjunto más del 1% del volumen de estas rocas. Al igual que en las otras dos facies, como especies secundarias, se observan agregados de sericita y epidoto sobre los prismas de plagioclasa, caolinita alterando a las ortosas y cloritas junto con opacos a partir de biotita.

**Diques aplíticos:** Como su nombre lo indica se agrupan aquí al conjunto de aplitas que afloran en forma discontinua sobre las sierras de Ramírez de Velasco. Cabe destacar que el espesor de los diques indicados en la figura 1 se halla exagerado para su mejor representación. Se trata de rocas con tonalidades ocre y textura granosa muy fina (< 1 mm) (Fig. 2m) que forman diques cuyos espesores varían de pocos centímetros a decenas de metros. En la mayoría de los casos esta unidad se encuentra intruyendo a los Granitos Alcalifeldespáticos de la facies Sumampa Viejo y, cuando alcanza dimensiones de decenas de metros, se asocia a verdaderas vetas de cuarzo que se extienden por decenas de metros con espesores del orden del metro (Leal y Fernández Caso Mateo 2009). La asociación entre las aplitas, los granitos alcalifeldespáticos y las vetas de cuarzo permite suponer que todos resultan de las etapas finales de la actividad magmática que dio origen al Basamento Ígneo de la región. Al microscopio se reconoce una paragénesis homogénea formada por ortosa, cuarzo, plagioclasa, biotita y minerales opacos. En la mayoría de las muestras observadas los dos primeros ocupan entre el 70 y el 90 % del volumen total, seguidos luego por plagioclasa y finalmente por cantidades menores al 2 % de biotita y opacos. Un común denominador de estas rocas es la abundancia de microtextura gráfica en casi todos los cristales de ortosa (Fig. 2n, o) y la escasa al-

teración de sus feldespatos. Pertitas y mirmequitas se observan en cantidades subordinadas en aquellas muestras de mayor tamaño de grano. Sólo en escasos ejemplares se encontraron agregados de epidoto o muscovita que resultan del relleno posterior de sus cavidades.

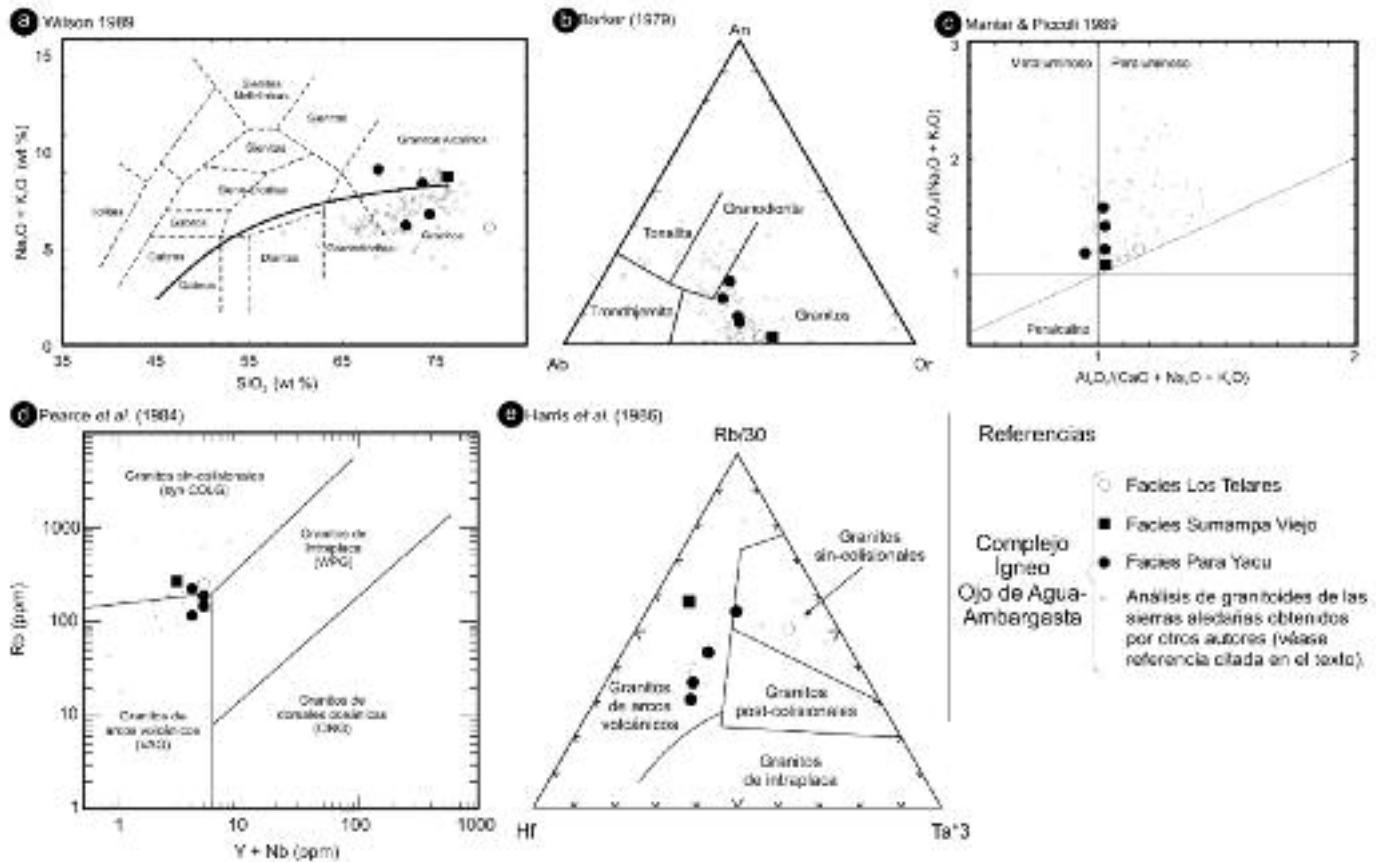
Respecto de la extensión de cada una de estas unidades es importante resaltar que la falta de afloramientos continuos impide establecer límites precisos entre las cuatro litologías. Más aún, las observaciones realizadas en el campo sugieren variaciones transicionales en lugar de los contactos netos que resultarían de las sucesivas intrusiones. Tal como se observa en otros sectores del complejo ígneo se han encontrado filones de cuarzo que se considera corresponden a un evento hidrotermal vinculado a las facies graníticas (Leal y Mateo Fernández Caso 2009). Por último, si bien el aspecto del granito es masivo se puede observar una foliación magmática sub-horizontal, especialmente visible en el sector sur de la sierra de Sumampa, en inmediaciones de la estancia Clemira, que tiene un rumbo noroeste. Esta foliación podría estar vinculada a un cizallamiento visible en pocos casos, tal como aparece en un pequeño afloramiento al norte de Sumampa Viejo localizado en las coordenadas 29°20'30"S - 63°28'06'O.

A los fines de determinar la impronta geoquímica de las facies que integran al Granito Sumampa y comparar a la misma con el resto de los granitoides que componen al Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta se realizaron seis análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas (Cuadro 1). Las muestras 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 10g de cada muestra para luego ser analizados en los laboratorios *Aclabs* (Canadá) mediante la combinación de espectrometría de emisión de plasma (ICP) y espectrometría de masa (MS). En cada diagrama las muestras son

**CUADRO 1:** Composición química de seis muestras representativas del Granito Sumampa

| Ubicación y código de cada muestra |                          |                          |                          |                          |                          |                          |
|------------------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Coordenadas                        | 29°25'13''<br>63°24'51'' | 29°26'16''<br>63°26'11'' | 29°20'30''<br>63°28'06'' | 29°14'24''<br>63°25'21'' | 29°01'00''<br>63°25'39'' | 29°11'57''<br>63°26'24'' |
| Facies (%peso)                     | Para Yacu<br>S7          | Para Yacu<br>S11B        | Para Yacu<br>S15         | Sumampa Viejo<br>S21     | Los Telares<br>S25       | Para Yacu<br>RV12        |
| SiO <sub>2</sub>                   | 68,93                    | 74,50                    | 71,96                    | 76,42                    | 80,90                    | 73,68                    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 14,15                    | 12,87                    | 13,05                    | 11,98                    | 9,45                     | 13,33                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3(T)</sub>  | 3,36                     | 3,05                     | 3,46                     | 1,55                     | 1,52                     | 1,61                     |
| MnO                                | 0,079                    | 0,049                    | 0,044                    | 0,013                    | 0,019                    | 0,041                    |
| MgO                                | 0,4                      | 0,55                     | 0,6                      | 0,05                     | 0,13                     | 0,15                     |
| CaO                                | 1,6                      | 1,87                     | 2,46                     | 0,29                     | 0,16                     | 1,08                     |
| Na <sub>2</sub> O                  | 3,63                     | 3,06                     | 2,69                     | 2,72                     | 2,11                     | 3,34                     |
| K <sub>2</sub> O                   | 5,52                     | 3,75                     | 3,55                     | 6,08                     | 4,01                     | 5,07                     |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0,267                    | 0,336                    | 0,354                    | 0,074                    | 0,045                    | 0,119                    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0,08                     | 0,07                     | 0,08                     | < 0,01                   | < 0,01                   | 0,08                     |
| LOI                                | 0,82                     | 0,8                      | 1,2                      | 0,43                     | 1,25                     | 0,61                     |
| <b>Total</b>                       | <b>98,84</b>             | <b>100,9</b>             | <b>99,47</b>             | <b>99,58</b>             | <b>99,58</b>             | <b>99,12</b>             |
| Sc*                                | 6                        | 9                        | 7                        | 2                        | 2                        | 3                        |
| Be*                                | 3                        | 2                        | 3                        | 2                        | 1                        | 3                        |
| V* 19                              | 29                       | 27                       | 21                       | 17                       | 10                       |                          |
| Cr* < 20                           | 80                       | < 20                     | 110                      | < 20                     | 70                       |                          |
| Co*                                | 3                        | 4                        | 5                        | < 1                      | 1                        | < 1                      |
| Ni* < 20                           | < 20                     | < 20                     | < 20                     | < 20                     | < 20                     |                          |
| Cu*                                | 10                       | < 10                     | < 10                     | < 10                     | < 10                     | < 10                     |
| Zn*                                | < 30                     | 40                       | 50                       | < 30                     | < 30                     | < 30                     |
| Ga*                                | 15                       | 15                       | 16                       | 12                       | 11                       | 15                       |
| Ge*                                | 1,9                      | 1,9                      | 1,8                      | 2,1                      | 1,6                      | 2,2                      |
| As*                                | < 5                      | < 5                      | < 5                      | < 5                      | < 5                      | < 5                      |
| Rb*                                | 187                      | 147                      | 118                      | 269                      | 244                      | 224                      |
| Sr* 101                            | 114                      | 154                      | 18                       | 19                       | 67                       |                          |
| Y* 31,8                            | 36                       | 26,8                     | 22,4                     | 20                       | 26                       |                          |
| Zr* 175                            | 212                      | 230                      | 121                      | 56                       | 103                      |                          |
| Nb*                                | 15,0                     | 14,7                     | 13,3                     | 8,1                      | 9,3                      | 10,3                     |
| Mo*                                | < 2                      | 7                        | < 2                      | 11                       | < 2                      | 7                        |
| Ag*                                | 0,5                      | < 0,5                    | 0,6                      | < 0,5                    | < 0,5                    | < 0,5                    |
| In* < 0,1                          | < 0,1                    | < 0,1                    | < 0,1                    | < 0,1                    | < 0,1                    |                          |
| Sn*                                | 22                       | 4                        | 4                        | 3                        | 4                        | 3                        |
| Sb*                                | < 0,2                    | < 0,2                    | < 0,2                    | < 0,2                    | < 0,2                    | < 0,2                    |
| Cs*                                | 5,3                      | 6,5                      | 2,9                      | 3,8                      | 6                        | 5                        |
| Ba*                                | 441                      | 472                      | 577                      | 41                       | 90                       | 251                      |
| La*                                | 35,4                     | 27,1                     | 52,7                     | 15,1                     | 5,34                     | 22,4                     |
| Ce*                                | 71,4                     | 93,1                     | 99,5                     | 34,7                     | 17,3                     | 42,5                     |
| Pr* 8,11                           | 6,97                     | 10,6                     | 4,17                     | 1,51                     | 5,2                      |                          |
| Nd*                                | 29                       | 27,6                     | 37,6                     | 14,8                     | 5,74                     | 18,8                     |
| Sm*                                | 6,24                     | 6,64                     | 7,04                     | 3,66                     | 1,68                     | 4,37                     |
| Eu*                                | 0,939                    | 1,04                     | 1,01                     | 0,172                    | 0,137                    | 0,529                    |
| Gd*                                | 5,3                      | 6,31                     | 5,49                     | 3,06                     | 1,98                     | 3,9                      |
| Tb*                                | 0,95                     | 1,07                     | 0,86                     | 0,55                     | 0,42                     | 0,66                     |
| Dy*                                | 5,73                     | 6,58                     | 4,98                     | 3,79                     | 2,89                     | 4,3                      |
| Ho*                                | 1,17                     | 1,29                     | 0,96                     | 0,8                      | 0,61                     | 0,86                     |
| Er* 3,43                           | 3,74                     | 2,67                     | 2,58                     | 2                        | 2,65                     |                          |
| Tm*                                | 0,529                    | 0,577                    | 0,397                    | 0,445                    | 0,351                    | 0,408                    |
| Yb*                                | 3,63                     | 3,88                     | 2,57                     | 3,33                     | 2,72                     | 2,91                     |
| Lu*                                | 0,547                    | 0,587                    | 0,36                     | 0,518                    | 0,419                    | 0,439                    |
| Hf* 5,3                            | 5,9                      | 5,9                      | 4,5                      | 2,4                      | 3,1                      |                          |
| Ta*                                | 1,13                     | 1,17                     | 0,84                     | 0,48                     | 1,58                     | 0,72                     |
| W* 0,9                             | 0,5                      | < 0,5                    | < 0,5                    | < 0,5                    | < 0,5                    |                          |
| Ti* 0,39                           | 0,63                     | 0,52                     | 1,06                     | 1,03                     | 0,99                     |                          |
| Pb*                                | 13                       | 24                       | 27                       | 30                       | 16                       | 30                       |
| Bi* < 0,1                          | < 0,1                    | < 0,1                    | < 0,1                    | < 0,1                    | < 0,1                    |                          |
| Th*                                | 15,1                     | 17,3                     | 19,8                     | 37,6                     | 21,5                     | 13,1                     |
| U* 3,92                            | 3,55                     | 2,45                     | 4,9                      | 2,03                     | 3,4                      |                          |

\*) 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 TiO<sub>2</sub> y 0,1 ppm para la mayoría de los elementos traza).



**Figura 4:** Impronta geoquímica de las muestras analizadas en comparación con aquellas estudiadas por otros autores en zonas aledañas. a) Diagrama TAS modificado por Wilson (1989) para rocas plutónicas; b) diagrama de Barker (1979) sobre la base de la norma CIPW; c) índice de saturación de alúmina de Shand para las rocas estudiadas; d) discriminador de ambientes tectónicos propuesto por Pearce *et al.* (1984); e) diagrama ternario para granitos de arco propuesto por Harris *et al.* (1986).

contrastadas con los análisis químicos de las sierras vecinas realizados por: Bonalumi (1988), Omil (1996), Lira *et al.* (1997), Rapela *et al.* (1998), Baldo *et al.* (1998), Perri (2000) y Leal (2002). Estos análisis representan la base de datos geoquímicos de distintos términos del Complejo Ígneo Ojo de Agua - Ambargasta con el cual se correlacionan las facies aquí estudiadas. Si bien no se discriminan entre ellos los gráficos permiten comparar la composición de las rocas analizadas con el basamento ígneo que caracteriza a este extremo oriental de las Sierras Pampeanas. En primer lugar, los elementos mayoritarios dan prueba de la composición granítica de todas las facies mediante el diagrama TAS modificado por Wilson (1989). Si bien algunos términos del Complejo Ígneo Ojo de Agua - Ambargasta alcanzan composiciones granodioríticas e incluso tonalíticas, en las sierras estudiadas sólo

se encontraron variedades de granitos (Fig. 4a, b). Incluso la facies Para Yacu la cual posee el mayor contenido de plagioclasas y minerales máficos corresponde al campo de los granitos. La figura 4c evidencia el carácter meta a peraluminoso de las muestras analizadas lo cual resulta consistente con la impronta geoquímica de los granitos de tipo I generados en arcos magmáticos y con la mineralogía descrita. Los elementos traza, por su parte, sustentan la hipótesis de un ambiente de arco que evoluciona hacia granitos sincolisionales (Figs. 4d, e). Debe notarse que los gráficos utilizados no evidencian un patrón particular para las rocas del área de estudio en comparación con el resto de los análisis del Complejo Ígneo Ojo de Agua - Ambargasta. El enriquecimiento en elementos alcalinos que sugiere el análisis petrográfico a partir de la abundancia de feldespatos alcalinos no se

refleja en los análisis químicos debido, probablemente, al grado de alteración que presentan las muestras. No obstante, la falta de un número mayor de análisis, es importante destacar que las muestras representativas de las facies Los Telares y Sumampa Viejo evidencian ser los términos más diferenciados del Complejo Ígneo Ojo de Agua - Ambargasta (Fig. 4a, b).

#### Basaltos Ramírez de Velasco

Leal y Miró (2010) denominaron así al conjunto de rocas básicas que intruyen al basamento ígneo de estas sierras. Entre ellas se distinguen dos grupos: aquellas que afloran en asomos discontinuos de extensión reducida cuyos límites generalmente se esconden bajo la cubierta regolítica y otras que constituyen verdaderos diques longitudinales cuya mayor competencia les permite generar altos topográficos.



Los primeros son en extremo difíciles de localizar puesto que la espesa cubierta vegetal en general cubre sus afloramientos. Dada la distribución errática de estas rocas y la extensa superficie cubierta es probable que su número sea considerablemente mayor. Los afloramientos mejor expuestos se localizan en dos sectores cuyas coordenadas son: 29°26'38"S - 63°25'33"O y 29°11'54,7"S - 63°26'17"O (Fig. 1). Constituyen pequeños resaltes de rocas negras que contrastan con el granito que la hospeda. Se trata de diques que se continúan a lo largo de tres o cuatro metros con espesores inferiores a dos metros. Son rocas macizas y de textura afírica cuyas superficies de exposición y/o planos de diaclasas se encuentran tapizados por pátinas rojizas de óxidos de hierro o finas costras de carbonatos blancos. Se componen de escasos fenocristales de labradorita (An<sub>58</sub>, según el método de Michel Levy) de hasta tres milímetros de largo que se hallan inmersos en una pasta de textura predominante subofítica donde se reconocen microlitos de plagioclasa, augita y minerales opacos. En todos los casos la mineralogía de alteración se compone principalmente clorita, epidoto, sericita, arcillas y minerales opacos. Mientras que carbonatos, cloritas y cuarzo parecen rellenar microscópicas cavidades de la roca.

Dada sus dimensiones ameritan especial mención los basaltos de las localidades S17 (29°20'27"S - 63°25'27"O) y S20 (29°20'35"S - 63°25'35"O). Se trata de cuerpos elongados que afloran en forma discontinua debido a la vegetación de la zona. En conjunto ocupan un área longitudinal de más de dos kilómetros de largo, según se desprende de la proyección en dirección N40°E del alto topográfico que forman (Leal y Miró 2010). Los afloramientos se caracterizan por la presencia de bloques fuertemente diaclasados que asoman entre la espesa vegetación (Fig. 5a). Se componen de rocas de color gris oscuro, macizas, con texturas porfíricas y avanzado estado de alteración (Fig. 5b). Se reconocen fenocristales de plagioclasa (25 % del volumen de la roca) inmersos

en una pasta de textura predominante subofítica. En esta última predominan microlitos de plagioclasa (An<sub>60</sub>, según el método de Michel Levy) junto a cantidades subordinadas de augita y minerales opacos (Figs. 5c, d). La augita muestra leve pleocroísmo en el tono del castaño, maclas de dos individuos y contornos parcialmente alterados a filosilicatos (grupo de las esmectitas?). Los minerales opacos poseen formas euédrales y tamaños inferiores al resto de los microlitos primarios (0,2 milímetros). Pequeños minerales opacos, epidoto y esfena resultan de la completa alteración de un mineral primario del cual sólo se reconoce secciones prismáticas que pudieron corresponder a biotita o anfíbol. Por último, entre los intersticios de la pasta en ocasiones se reconocen cristales de cuarzo con formas anhedrales y tamaños inferiores a los 100 micrones.

Las principales diferencias petrográficas entre los dos grupos de basaltos son un mayor tamaño de grano, una mayor cantidad de fenocristales y un menor grado de alteración de las muestras que integran los diques de grandes dimensiones en contraste con texturas afíricas y colores más oscuros de los diques de afloramientos reducidos.

Análisis químicos de elementos mayoritarios y elementos traza sobre tres muestras de esta litología permitieron estimar la impronta geoquímica de esta unidad (Leal y Miró 2010). El contenido de los primeros sólo permitió corroborar la composición basáltica, mientras que los diseños de elementos trazas evidenciaron pendientes negativas, debidas a un paulatino empobrecimiento en los lantánidos más incompatibles (HREE), e improntas de basaltos de arcos volcánicos (Leal y Miró 2010). Por otro lado, la marcada coincidencia en la concentración de elementos traza sugieren una misma fuente para ambos grupos.

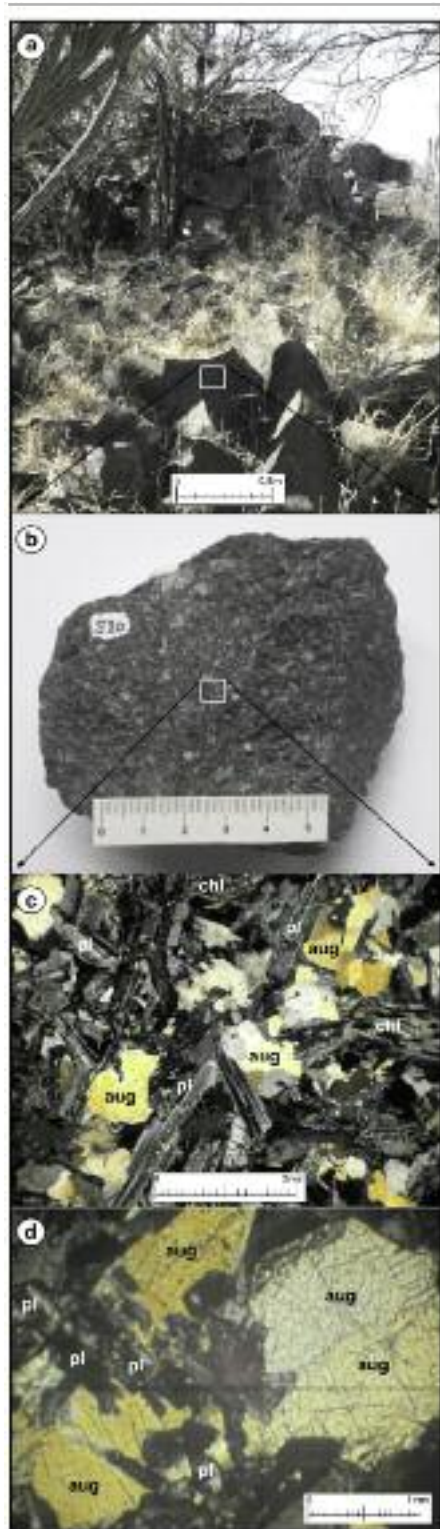
Si bien aún no se cuenta con edades radiométricas que permitan precisar el momento en que cristalizaron estos basaltos, sobre la base de las características petrológicas, de las similitudes con los basaltos

de los alrededores y de la historia geológica del área, Leal y Miró (2010) los correlacionan con los basaltos de la Formación Balbuena (Cámbrico). De confirmarse esta hipótesis los Basaltos Ramírez de Velasco representarían los afloramientos más orientales del volcanismo distensivo que afectó a esta porción de las Sierras Pampeanas en las etapas poscolisionales del arco pampeano.

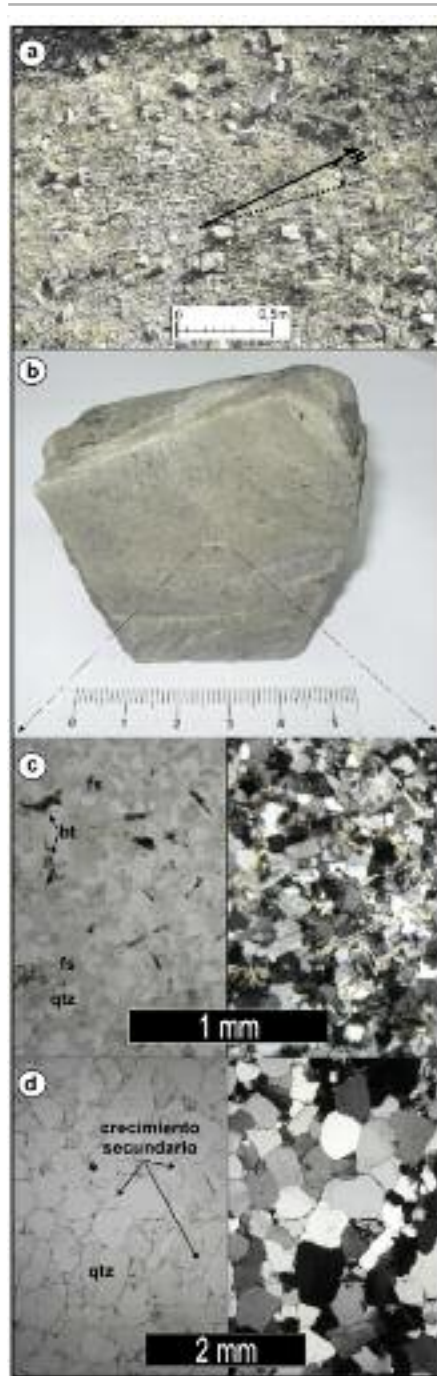
### **Arcosas y arenitas cuarzosas (Formación El Escondido)**

Los afloramientos de esta litología sólo se encuentran donde la cubierta regolítica descubre reducidos asomos discontinuos que nunca forman resaltes topográficos. Sólo se hallaron dos afloramientos: el más austral se extiende sobre la traza del camino provincial que va desde la localidad de Para Yacu hasta Sumampa (29°25'32"S - 63°26'25"O), mientras que el segundo ocupa una superficie de 10m<sup>2</sup> a la vera del camino al Oratorio (29°10'27"S - 63°27'29"O) (Fig. 6a). En ninguno de los casos es posible observar las relaciones de yacencia con el basamento que le sirve de sustrato. Las rocas encontradas en el área de estudio muestran colores claros, con elevado grado de consolidación y fractura irregular (Fig. 6b). Una incipiente estratificación en dirección N10°E sólo pudo determinarse en el afloramiento más septentrional. Son areniscas muy tenaces con estratificación fina entrecruzada, de grano fino a muy fino, pardo rojizas intenso, con bancos grisáceos intercalados. Por su disposición vertical podría suponerse que se encuentran plegadas tal como aparecen en la localidad de El Escondido.

Al microscopio, se observan texturas clasto sostén con predominios de contactos rectos a cóncavos-convexos. La fracción clástica representa entre el 90 y el 95 % del volumen de la roca cuyas modas granulométricas oscilan entre 0,1 y 0,3 milímetros. El cuarzo es el principal componente de esta fracción y en algunas muestras el único (Fig. 6d). Se halla con extinciones de tipo relámpago a ondulosa. En cantidades subordinadas se obser-



**Figura 5:** a) Afloramiento del dique más importante de basaltos; b) muestra representativa donde se observa la textura afírica y el color negro de la roca; c y d) cortes delgados compuestos por cristales de plagioclasa, augita y minerales opacos. Las abreviaturas de los minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).



**Figura 6:** a) Afloramiento norte de areniscas en el que se observan los planos de estratificación; b) muestra tipo en la cual se aprecia la textura masiva y el color castaño claro; c) corte delgado de las areniscas con cuarzo, feldespatos y micas; d) corte delgado de las areniscas cuarzosas donde se observa el crecimiento secundario de los cristales de cuarzo. Las abreviaturas de los minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).

van clastos de feldespatos, principalmente ortosa, con bordes suturados o rectos, hábito tabular y alteración parcial a mine-

rales del grupo de las arcillas y sericita (Fig. 6c). Láminas de biotitas flexuradas y parcialmente desferrizadas son el único mineral máfico que se encuentra disperso sin orientación preferencial. Por el contrario el hábito laminar y el estado fresco de alteración de diminutos cristales de muscovita sugieren su carácter secundario. En todas las muestras estudiadas el cemento está constituido por crecimiento silíceo secundario en los cristales de cuarzo que no supera el 10 % del volumen de las rocas. La matriz, cuya fracción se encuentra por debajo del 2 % en volumen, está principalmente compuesta por cristales de cuarzo. La porosidad absoluta de estas areniscas no supera el 5 %. Por último, en las areniscas cuarzosas se observan finas pátinas de óxidos de hierro que tapizan las superficies primarias de los clastos poniendo en evidencia el crecimiento secundario de los mismos (Fig. 6d).

Sobre la base de las características petrográficas descritas estas areniscas se correlacionan con el miembro inferior de la Formación El Escondido definido por Miró y Sapp (2005). Esta sedimentación se atribuye al relleno de depocentros marginales carboníferos de ambientes continentales (Lucero 1969).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Del conjunto de las observaciones realizadas resulta evidente que la estratigrafía de las sierras de Ramírez de Velasco es más compleja de lo conocido hasta el momento. La presencia de aplitas, basaltos y areniscas carboníferas dan prueba de la participación de la comarca durante los procesos tectónicos que se sucedieron desde el Cámbrico.

En lo referente al Complejo Ígneo Ojo de Agua-Ambargasta en las sierras de Ramírez de Velasco existe un claro predominio de granitos cuya abundancia de feldespatos alcalinos y la falta de máficos sugieren que estos últimos representan un mayor grado de diferenciación. La facies Para Yacu es, sin lugar a duda, aque-

lla que mayor similitudes guarda con las rocas graníticas que afloran al oeste del cordón serrano analizado. Por el contrario, las facies Sumampa y Los Telares son características de este extremo oriental de las sierras del sur de Santiago de Estero. La disposición geográfica de estas facies sugiere que los términos más diferenciados del basamento ígneo se incrementan hacia el este. Esta característica puede explicarse por el estilo estructural de las sierras Pampeanas, cuyo grado de exhumación es menor en su margen oriental y en consecuencia se halla mejor preservada. La inclusión en este trabajo de nuevos afloramientos de diques basaltos al nordeste de la localidad Ramírez de Velasco sustenta lo predicho en trabajos precedentes al sugerir que el número de afloramientos es con seguridad mayor al conocido hasta el momento. El espeso monte, la cubierta regolítica y el reducido tamaño de la mayoría de los diques máficos impiden encontrarlos mediante imágenes o fotos aéreas. Las nuevas observaciones corroboran las conclusiones que se obtuvieron del estudio petrológico de estas rocas (Leal y Miró 2010). La presencia de remanentes hipabisales de volcanismo de arco en las Sierras de Ramírez de Velasco sugiere que el basamento ígneo debió estar parcialmente exhumado cuando estos diques lo intruyeron. Por esta razón, se presume que los basaltos debieron formarse durante las etapas póstumas de la orogenia Pampeana o con posterioridad a ésta.

Los nuevos registros de sedimentitas asignadas a la formación El Escondido advierten respecto de los límites orientales de la cuenca carbonífera de la cual formaron parte. Sin embargo, el pobre estado de preservación y la reducida extensión de los afloramientos en el área de estudio impidieron obtener mayores detalles del ambiente en el cual se sedimentaron. No obstante, al igual que con los diques máficos, no debe desestimarse un número mayor de afloramientos en el entorno de las sierras bajo la cubierta regolítica o la espesa vegetación.

Por último, la variación litológica encon-

trada en la comarca no sólo permite completar la estratigrafía propuesta por Miró y Sapp (2005) sino que obliga a reconsiderar la extensión de algunos procesos geológicos (sedimentación carbonífera, volcanismo e hidrotermalismo) que la afectaron a partir del paleozoico.

#### 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.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. 2000. Argentine Precordillera: Allochthonous or autochthonous Gondwanic? *Zentralblatt Geologie und Paläontologie Heft 7/8*: 743-756.
- Baldo, *et al.*, Pankhurst R.J., Rapela C.W., Saavedra J. y Mazieri C. 1998. Granito "El Cerro", magmatismo colisional Famatiniano en el sector austral de la Sierra Norte-Ambargasta, Córdoba. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2:374-378, Buenos Aires.
- Barker, F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. En Barker F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, p. 1-12, Amsterdam.
- 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 de Estero, República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 47-61, Santiago.
- 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 de Estero). *Acta Geológica Lilloana* 16(2): 259-269.
- Castellote, P. 1989. Estudio geológico y geocronológico del basamento cristalino del sector septentrional de la sierra Norte de Córdoba. *Acta Geológica Lilloana* 17(1): 61-66.
- Chernicoff, J. y Ramos, V.A. 2003. El basamento

de la sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 511-524.

- Correa, M.J. 2003. La mineralización de manganeso en el distrito minero El Remanso y sus relaciones metalogenéticas, Sierras Pampeanas Orientales, Santiago del Estero. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédito), 189 p., La Plata.
- Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35(6): 495-498.
- Gonzalez, R.R. y Aceñolaza, F.G. 1972. La cuenca de depositación neopaleozoica mesozoica del oeste argentino. *Instituto Miguel Lillo, Miscelánea* 40: 629-643, Tucumán.
- 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, Actas 1: 577-650, Córdoba.
- Gromet, L.P. y Simpson, C. 1999. Age of the Paso del Carmen pluton and implications for the duration of the Pampean Orogeny, Sierras de Córdoba, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-151, Salta.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zones magmatismo. En Coward, M.P. y Reis, A.C. (ed.) *Collision Tectonics*. Special Publication, Geological Society 19: 67-81, London.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- 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.
- Leal, P.R. 2002. Estudio metalogenético 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., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Miró, R.C. y Ramos, V.A. 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pam-

- peanas Orientales: nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 593-607.
- Leal, P.R. y Miró, R. 2010. Basaltos Ramírez de Velasco: nuevos afloramientos de rocas básicas en la sierra homónima, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(1): 65-76.
- Leal, P.R. y Mateo Fernández Caso, M.P. 2009. Manifestaciones de cuarzo hidrotermal en las sierras de Ramírez de Velasco, provincia de Santiago del Estero. 9° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 111-114, Catamarca.
- 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.
- López Gamundi, O., Alvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, L., Fernández Seveso, F., Legarreta L., Kokogian D., Limarino C. y Cesari S. 1989. Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6: 123-167, Tucumán.
- Lucero, H.N. 1969. Descripción geológica de las hojas 16h (Pozo Grande) y 16i (Chuña Huasi), provincia de Córdoba y Santiago del Estero. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 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, Academia Nacional de Ciencias*, 1: 293-347, Córdoba.
- Llambias, 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.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Massabie, A., Mutti, D., Sanguinetti, M., Cegarra, M. y Mozetic, M. 1997. Fases de deformación dúctil en formaciones copaleozoicas de las sierras de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 209-218.
- 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), 76 p., Buenos Aires.
- 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: 59 p., Buenos Aires.
- Omil, M. 1996. Las edades de las rocas graníticas de la sierra de Guasayan, provincia de Santiago del Estero, Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia, Actas: 1291-1301, Tarija.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Perri, M. 2000. Caracterización geológica-metalogénica del distrito manganesífero Amimán. Santiago del Estero. 5° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 401-407, La Plata.
- Quartino, B.J. 1967. Contribución a la interpretación y descripción geológica y petrográfica del distrito Ojo de Agua (Sierras de Ambargasta y Sumampa) Dirección Provincial de Minería, Santiago del Estero, (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 Caminos R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 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.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Panlhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. The Geological Society, Special Publications 142: 343-367, London.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, M., Baldo, E., González Casado, J., Galindo, C. y Dahlquist J.A. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.
- Rossello, E. y Mozetic, M.E. 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste Argentino. 5° Simposio sobre el Cretáceo do Brasil, Boletín: 107-113, Serra Negra.
- 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.
- Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters P.E., Black, L.P. y Miró, R. 1999. Uranium-lead dating of felsitic magmatic cycle in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implication for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana Margin. *Geological Society of America, Special Paper* 336: 87-113.
- Söllner, F., Leal, P.R., Miller, H. y Brodtkorb, M. 2000. Edades U/Pb en circones de la riolodacita de la sierra de Ambargasta, Provincia de Córdoba. En Schalamuk, I., Brodtkorb, M. y Etcheverry R. (eds.) *Mineralogía y Metalogénica* 2000, 6: 465-469, La Plata.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12: 1-33.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Franca, A.B., Milani, E.J., Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cibián, M., Lopez Paulse, O., Germs, G.J.B., Wit, M.J., Machacha, T. y McG. Miller R. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52.
- Von Gosen, W., Loske, W., y Prozzi, C. 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2): 237-250.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, 466 p., London.

Recibido: 30 de marzo, 2010.

Aceptado: 15 de noviembre, 2010.