

# EL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA EN LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

Carlos W. RAPELA<sup>1</sup> y Edgardo G. BALDO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CIG (CONICET-UNLP) Calle 1 N°644, 1900 La Plata, Argentina. [crapela@cig.unlp.edu.ar](mailto:crapela@cig.unlp.edu.ar)

<sup>2</sup>CICTERRA (CONICET-UNC), Av. Vélez Sársfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina. [ebaldo@com.uncor.edu](mailto:ebaldo@com.uncor.edu)

## RESUMEN

La extensión y naturaleza del sector occidental del cratón paleoproterozoico del Río de la Plata han sido posibles de re-valorar mediante el análisis de materiales provenientes de pozos profundos que atravesaron la cubierta de sedimentos chacopampeanos, y llegaron al basamento en la Provincia de Córdoba (Argentina). Las edades obtenidas por el método U-Pb SHRIMP en estas muestras:  $2.162 \pm 6$  Ma (metadiorita Saira),  $2.189 \pm 14$  Ma (esquisto anfibólico de Camilo Aldao) y  $2.088 \pm 6$  Ma (monzogranito Ordoñez) se encuentran dentro del rango de edades informadas para el cratón en los sectores expuestos del mismo en la costa atlántica de Uruguay y Argentina. Los resultados en estas muestras y la de un metagabro olivínico proveniente de otro pozo (Santiago Temple), en el que no se encontraron circones, sugieren fuertemente que el cratón del Río de la Plata es extremadamente uniforme en su constitución litológica y crono-tectónica, y que se extiende aproximadamente por más de 1.000 km, desde los afloramientos de Tandilia en la costa atlántica, hasta alrededor de 20 km de los afloramientos de 540–520 Ma del Cinturón Pampeano, cercanos a la ciudad de Córdoba. Las evidencias petrográficas, de química mineral y termobarométricas en estas muestras, indican la existencia de un evento metamórfico y deformacional de grado medio ( $575\text{-}595^\circ\text{C}$  y 5 kb), seguido de una retrogradación en facies de esquistos verdes que afectó a las unidades orto- y paraderivadas del cratón con excepción del monzogranito Ordoñez de 2.088 Ma, permitiendo acotar al Paleoproterozoico el evento metamórfico principal. Tres de las muestras de pozos son rocas metabásicas con claras afinidades geoquímicas e isotópicas de arcos oceánicos juveniles. El monzogranito Ordoñez tiene una edad dentro del rango de las rocas más jóvenes de Tandilia, y una signatura isotópica algo más evolucionada y depleción de las tierras raras pesadas (HREE), que sugieren un origen por fusión de un material básico o intermedio durante la acreción de un arco oceánico sobre corteza continental. La estratigrafía de los pozos indica que los sedimentos del Paleozoico superior se apoyan directamente sobre el basamento paleoproterozoico del cratón, en tanto que en las Sierras Pampeanas adyacentes lo hacen sobre los complejos ígneo-metamórficos del Paleozoico inferior. Las secuencias meta-sedimentarias cámbricas de estos últimos, no contienen circones de edad paleoproterozoica, lo cual indica que el cratón del Río de la Plata no fue un área fuente significativa de las secuencias sedimentarias pampeanas, y se encontraba probablemente alejado del área de depositación. Perfiles gravimétricos y magnetotelúricos realizados en el sector central permiten inferir que el contacto original entre el cratón y el Cinturón Pampeano es neto y subvertical, en tanto que las evidencias geológicas sugieren la existencia de una falla transpresiva dextral de edad cámbrica inferior denominada Falla Córdoba. Estudios geofísicos más recientes, realizados en el sector norte indican también un contacto por falla de tipo transpresiva dextral, pero a lo largo de un plano con inclinación al este (Peri *et al.* 2013). En razón de que las Sierras de Córdoba han sufrido importantes eventos post-cámbricos de subducción hacia el este, como el Famatiniano (Ordovícico inferior), es difícil asignar dicho plano con buzamiento al este a un evento orogénico en particular.

**Palabras clave:** paleoproterozoico, cratones sudamericanos, geología de Córdoba.

## ABSTRACT

*The Río de la Plata craton in the Córdoba province.* The extent and nature of the western sector of Palaeoproterozoic Río de la Plata craton has been reassessed through the analysis of material recovered from deep boreholes that penetrated the sediments of the Chaco-Pampean cover into basement in the Córdoba province (Argentina). U–Pb SHRIMP zircon ages for these samples of  $2162 \pm 6$  Ma (Saira metadiorite),  $2189 \pm 14$  Ma (Camilo Aldao amphibolitic schist) and  $2088 \pm 6$  Ma (Ordoñez monzogranite) encompass the range of ages determined for the major Palaeoproterozoic orogenic events in the exposed parts of the craton close to the Atlantic coasts of Uruguay and Argentina. The age of these samples and an olivine metagabbro from a further borehole (Santiago Temple metagabbro) that failed to yield zircon, strongly suggest that the Río de la Plata craton is extremely uniform in its dominant chronotectonic and lithological make-up, and that it extends c. 1000 km, from the Tandilia belt to within about ~20 km of outcrops of the 540–520 Ma Pampean belt around Córdoba. Petrographic, mineral chemistry and thermobarometry indicate a metamorphic and deformational event under amphibolite facies conditions ( $575\text{-}595^\circ\text{C}$  and 5kb), followed by a retrograde event to greenschist facies. The Ordoñez monzogranite of 2088 Ma is not affected by this metamorphism allowing to constraint the main metamorphic event to the Paleoproterozoic. Three borehole samples are metabasic rocks with geochemical and isotopic (Nd) signature of juvenile oceanic arcs. The age of the Ordoñez monzogranite is within the age range of the younger rocks of the Tandilia belt, a slightly more evolved isotopic signature and depleted in heavy rare earth elements (HREE), suggesting an origin



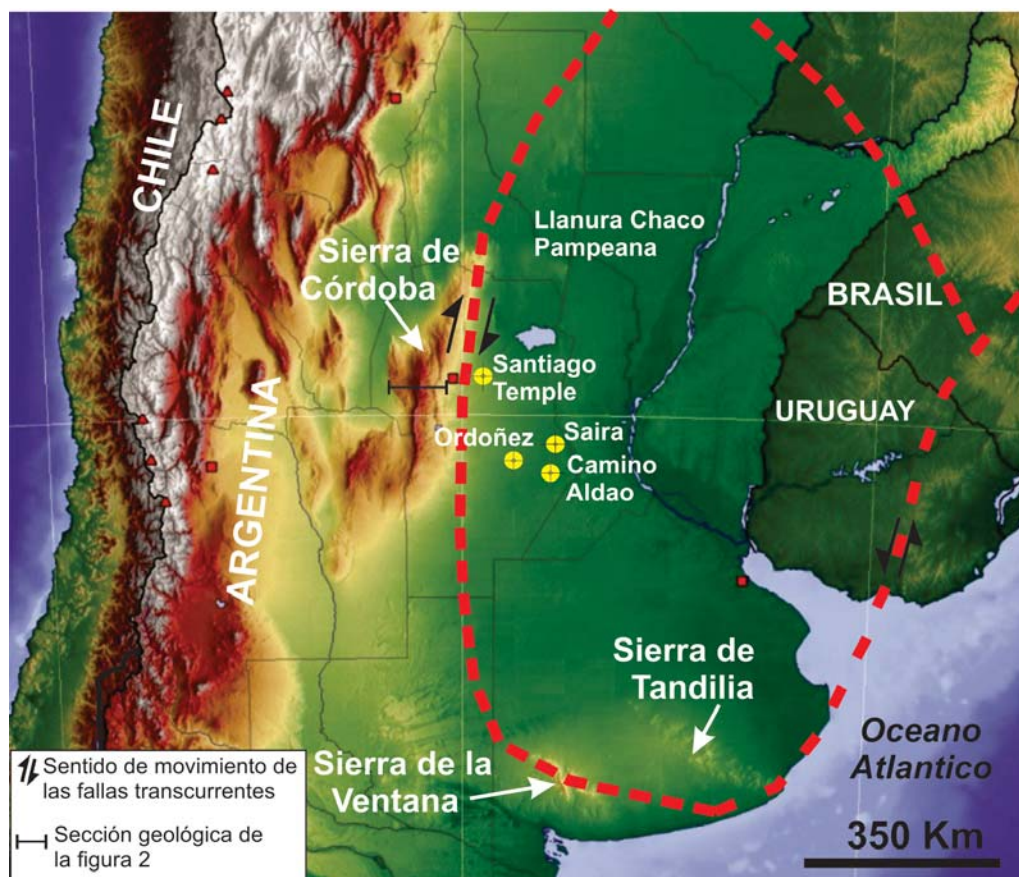
by melting of basic or intermediate rocks during the arc accretion to the continent. The borehole stratigraphy indicates that late Paleozoic sediments unconformably overlie the Paleoproterozoic craton, while in the adjacent Sierras Pampeanas they cover early Paleozoic igneous and metamorphic complexes. The clastic metasedimentary sequences of the latter complexes do not show input of Paleoproterozoic detrital zircons within the age of Río de la Plata craton, indicating the craton was not a significant source of the Pampean sequences, and was probably far away from its original deposition areas. Gravimetric and magnetotelluric profiles in central sector suggests that the original contact between the craton and the Pampean Belt is sharp and subvertical, whereas geological evidence suggests the existence of a dextral transpressive early Cambrian fault, called Cordoba Fault. More recent geophysical studies in the northern sector also indicate a contact by dextral transpressive fault, but along an east-dipping contact (Peri *et al.* 2013). As the Sierras de Córdoba was the site of post-Cambrian important east-dipping subduction events (eg. Famatinian, Early Ordovician), it is not known to which event ascribe the inferred east-dipping contact.

**Keywords:** paleoproterozoic, southamerican cratons, geology of Córdoba.

## INTRODUCCIÓN

El flujo creciente de dataciones geocronológicas precisas en las sierras de la Provincia de Córdoba en los últimos 15 años, ha consolidado la noción de que el núcleo antiguo del basamento es de edad cámbrica hasta devónica, en tanto que cantidades subordinadas de granitos, rocas ultrabásicas y metasedimentos pudieron haber alcanzado el Neoproterozoico (Ediacareense, véase Baldo *et al.* 2014, este volumen).

En ningún lugar de las sierras se ha verificado el afloramiento de rocas de edad comparable a las típicas del cratón del Río de la Plata en Tandilia y en el Terreno Piedra Alta, Uruguay (2,26-2,05 Ga, cf. Cingolani 2011, Rapela *et al.* 2011 y referencias allí indicadas). La existencia de un sustrato cratónico al este de las Sierras de Córdoba y por debajo de la cubierta sedimentaria de la cuenca Chacoparanaense, fue establecida a través de la exploración sísmica y de pozos realizada por YPF en las décadas del 60 y 70 (Russo *et al.*



**Figura 1:** Imagen satelital del sector central de Argentina con la delimitación estimada del cratón de Río de La Plata en el subsuelo de la cuenca Chacoparanaense y la ubicación de las perforaciones de YPF a partir de los cuales se obtuvieron las muestras para la datación U-Pb SHRIMP y geoquímica (modificado de Rapela *et al.* 2007).



1979). Durante muchos años, las únicas evidencias disponibles para inferir la edad de este basamento provinieron de dos fuentes distintas:

Dataciones K-Ar de muestras provenientes de pozos profundos realizados por YPF, que alcanzaron al basamento situado por debajo de un espesor considerable de sedimentos del Paleozoico superior ( $441 \pm 10$  Ma;  $787 \pm 100$  Ma;  $1.516 \pm 150$  Ma, Russo *et al.* 1979). La localización de los pozos se muestra en la figura 1, en tanto que en la figura 2 se muestra su estratigrafía (modificada de Winn y Steinmetz 1998).

Edades de circones detríticos en metasedimentos de las

Sierras de Córdoba, que tienen un patrón bimodal característico definido por máximos de edades cercanos a 600 y 1.000 Ma (Schwartz y Gromet 2004, Escayola *et al.* 2007).

La interpretación de las edades K-Ar de los pozos que se describen en (a), llevó a asumir que el cratón situado inmediatamente al este de las Sierras era de una edad diferente y menor a la típica del cratón del Río de la Plata en sus áreas tipos. Se definió así por ejemplo un hipotético terreno Chaco (Ramos 1995, Keppie y Bahlburg 1998), que estaría en contacto neto hacia el este con el verdadero cratón paleoproterozoico de Tandilia y el Uruguay a través de una zona de ci-

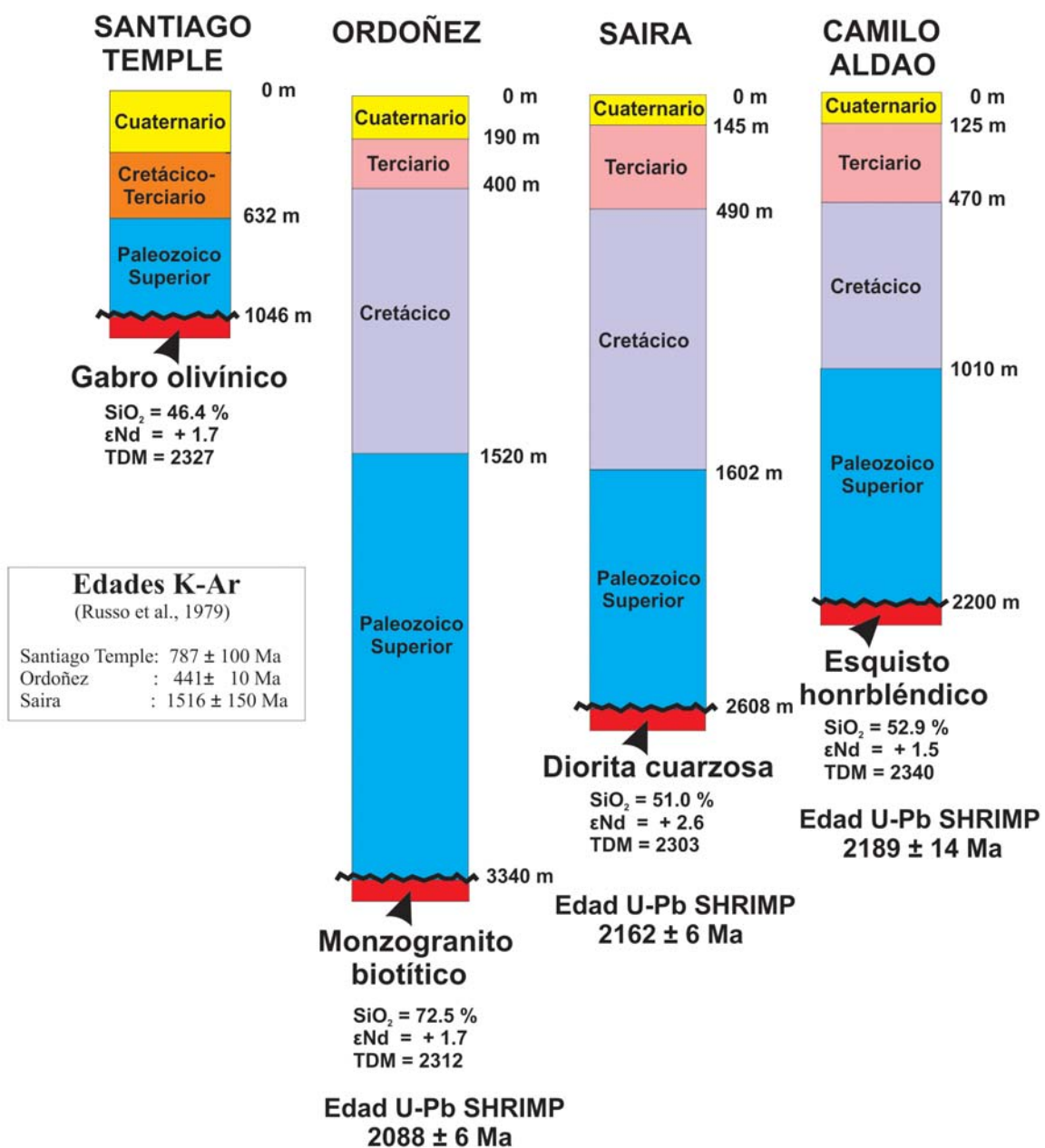


Figura 2: Esquema simplificado de la estratigrafía de la cuenca Chaco Paranaense a partir de los cuatro pozos realizados por YPF e interpretaciones de Russo *et al.* (1979) y Winn y Steinmetz (1998). Se incluye además las edades U-Pb SHRIMP y datos de geoquímica isotópica de las rocas correspondientes al cratón del Río de la Plata.

zalla Transbrasiliana (Leal *et al.* 2003).

La distribución de los circones detríticos en metasedimentos tomados a lo largo de una transecta este-oeste de las Sierras de Córdoba, indica que dentro del patrón bimodal se incrementa hacia el este la proporción de circones detríticos neoproterozoicos (Fig. 3). Esto sugeriría que la fuente de los circones neoproterozoicos con edades entre 700 y 600 Ma se encontraría en un cinturón de esa edad, oculto debajo de los sedimentos chacoparanaenses, y que representaría una extensión del amplio arco magmático neoproterozoico del centro de Brasil (Escayola *et al.* 2007).

La datación precisa de las muestras de pozos profundos por el método U-Pb SHRIMP, produjo edades de cristalización de 2,19-2,09 Ga (Fig. 2), que están dentro del rango de las edades de cristalización informadas para el área de Tandilia y los terrenos en Uruguay y Brasil donde se encuentra expuesto el cratón del Río de la Plata (Rapela *et al.* 2007). Estas edades, tomadas en conjunto con la composición geoquímica e isotópica (Nd) de estas muestras, sugieren que el cratón del Río de la Plata es extremadamente uniforme en su evolución crontectónica y composición litológica, y que se extiende hacia el oeste desde sus áreas tipo, hasta las sierras Pampeanas de Córdoba, con las que se encuentra en contacto por falla (Rapela *et al.* 2007). En base a la geocro-

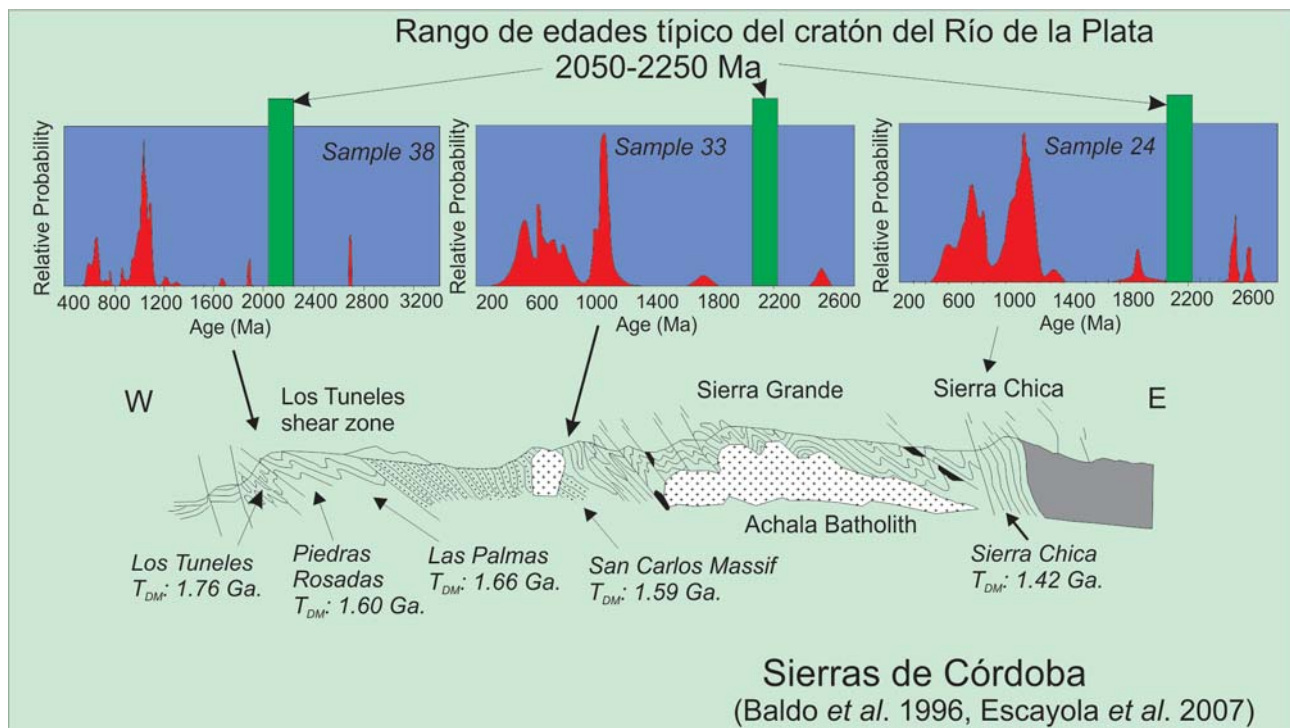
nología actual debe descartarse en consecuencia, la existencia de terrenos de otras edades adyacentes en el subsuelo, al este de las Sierras de Córdoba.

En esta revisión, se incluye además detalles de la petrografía y microfotografías de las muestras del cratón provenientes de los pozos no incluidas en el trabajo original de Rapela *et al.* 2007, y una síntesis de las contribuciones geofísicas recientes sobre la falla que separa al cratón del Río de la Plata de las Sierras de Córdoba.

### CARACTERÍSTICAS DEL CONTACTO ENTRE EL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA Y LAS SIERRAS DE CÓRDOBA

A partir de la información de subsuelo aportada por las perforaciones de YPF quedó claro que al este de las Sierras de Córdoba existía un accidente tectónico de primera magnitud que ponía en contacto las unidades del Cámbrico inferior con las unidades paleoproterozoicas asignadas al cratón del Río de La Plata y además, que este contacto era anterior al Paleozoico superior dado que habría sido cubierto por las secuencias sedimentarias de esta edad (Formación Ordoñez y Victoriano Rodríguez, Russo *et al.* 1979).

Esta configuración permitió postular la hipótesis de que



**Figura 3:** Sección geológica transversal a la Sierra de Córdoba y localización de tres muestras de rocas metasedimentarias con edades U-Pb SHRIMP en circones mostrando la distribución bimodal de edades neo y mesoproterozoica y la ausencia de edades paleoproterozoica en el rango de 2.050-2.250 Ma propias del cratón de Río de La Plata. (Sección Geológica modificada de Baldo *et al.* (1996) y datos geocronológicos de herencia de Escayola *et al.* (2007).



el orógeno Pampeano se gestó y desarrolló sobre el basamento del cratón del Río de La Plata mediante la subducción de una placa oceánica buzante al este (cf. Baldo *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998, Piñán Llamas y Simpson 2006 y demás bibliografías allí citadas), sin embargo, la ausencia recurrente de circones detríticos de 2 a 2,2 Ga en los protolitos de la formación Puncoviscana y sus equivalentes de mayor grado (Schwartz y Gromet 2004, Rapela *et al.* 2007, Escayola *et al.* 2011) ha llevado a descartar esta hipótesis y postular un modelo alternativo que involucra una falla de transcurrancia dextral que estuvo activa durante el Pampeano (Rapela *et al.* 2007, Drobe *et al.* 2011, Iannizzotto *et al.* 2013), a la que se denominó Falla Córdoba (Casquet *et al.* 2012). Este modelo implica que la sutura entre las unidades cámbricas y paleoproterozoicas debe ser esencialmente un plano subvertical de rumbo ~NNE. La prospección geofísica magnetotélúrica y gravimétrica a lo largo de perfiles transversal al contacto, realizados entre 29°20'S y 33°20'S apoyan en general la interpretación geológica de un contacto neto y subvertical (cf. Booker *et al.* 2004, López de Lucchi *et al.* 2005), no pudiéndose demostrar con claridad la presencia de una zona ofiolítica entre ambos sectores (Favetto *et al.* 2007, Ramé y Miró 2011). Recientemente, nuevos estudios geofísico magnetotélúricos, realizados a lo largo de una transecta este-oeste a los 27° S (Peri *et al.* 2013) postulan la existencia de un contacto neto entre las unidades del orógeno Pampeano y el cratón del Río de La Plata pero con una marcada inclinación hacia el este. Sugieren además, que este contacto de dirección NE se produce por una falla transpresiva dextral de escala litosférica, que representaría la continuación sur del lineamiento Transbrasiliano. Debe tenerse en cuenta aquí, que la posición subvertical propuesta originalmente para la falla Córdoba, se refería específicamente para el desgarre dextral ocurrido en el Cámbrico inferior y que puede ser deducido a partir de las fallas de igual edad y cinemática observadas en la Sierra Norte de Córdoba (Martino 2003, Rapela *et al.* 2007, Casquet *et al.* 2012, Iannizzotto *et al.* 2013). Con posterioridad a la orogenia pampeana, las Sierras de Córdoba fueron afectadas por otros episodios de subducción con inclinación hacia el este, siendo el más importante por sus manifestaciones magmáticas y procesos deformacionales, el ocurrido en el Ordovícico inferior, con intrusiones de tipo tonalítica, trondjhemítica y granodirítica (magmatismo TTG, Rapela *et al.* 1998, Pankhurst *et al.* 2000), hasta el volcanismo asociado a la sub-horizontalización de la placa de Nazca en el Terciario (Kay y Gordillo 1994), evidenciado este último por manifestaciones magnetotélúricas (Booker *et al.* 2004). Por esta

razón, no está claro si la configuración actual del contacto corresponde al original entre el cratón del Río de la Plata con el orógeno Pampeano, o a modificaciones producidas por episodios convergentes posteriores.

## CARACTERIZACIÓN DE LAS MUESTRAS DE POZOS PROFUNDOS

### Descripción petrográfica

**Metagabro de Santiago Temple:** Corresponde a una gabrorrita olivínica con textura de reacción coronítica. Se reconoce una asociación ígnea primaria no deformada (Fig. 4a) compuesta por clinopiroxenos (diópsido-augita), ortopiroxeno (En<sub>77</sub>, abreviatura mineral según Whitney y Evans 2010), olivino (Fo<sub>76-77</sub>) y plagioclasa (An<sub>85-93</sub>), y además, la formación subsólida de una nueva asociación mineral desarrollada a partir de los minerales ígneos vinculados a una textura de reacción coronítica entre plagioclasa y olivino. La textura en corona está formada por más de una capa y se reconocen varias zonas (Fig. 4b). Zona A en contacto con plagioclasa: se trata de un intercrecimiento simplectítico entre espinelo (Sp<sub>41-52</sub>) + pargasita + epidoto (Ps<sub>29</sub>). Zona B en contacto con olivino: es una zona discontinua monomineralica formada por ortopiroxeno. Zona C: se trata de una delgada zona interpuesta entre las anteriores, formada por anfíboles (pargasita baja en aluminio, pargasita-hornblenda, tschermakita-hornblenda y Mg-hornblenda). Zona D: representa una zona difusa formada por tremolita + Mg-actinolita + hematita.

Además de la formación de nuevos minerales en el dominio coronítico, se reconoce la formación subsólida de Mg-hornblenda (en la interfase piroxeno-piroxeno y piroxeno-plagioclasa), la blastesis tardía de Mg-cloritas, ubicadas entre la zona B y C y en microfisuras y localmente, la serpentinización de mafitos y alteración de plagioclasa a un agregado de moscovita-sericita, calcita y clinozoisita. La concentración de hematita es particularmente notable en las microfracturas de los olivinos y piroxenos.

La asociación mineral del dominio coronítico representa diferentes etapas de la evolución térmica post-cristalización de la roca. La formación de anfíbol + espinelo + epidoto (zona A) representa la paragénesis de mayor temperatura. La reacción que controló la formación de esta asociación es: olivino + ortopiroxeno + plagioclasa + H<sub>2</sub>O + O<sub>2</sub> = anfíbol + espinelo + epidoto.

El ingreso de H<sub>2</sub>O y O<sub>2</sub> son los responsables de generar

una asociación hidratada y con  $\text{Fe}^{+3}$ . La formación de anfíboles pargasíticos + Tch-hornblenda (zona C) y anfíboles + hematita (zona D), al igual que la formación de Mg-hornblenda en dominios fuera de la reacción coroníticas, representarían una paragénesis de menor temperatura pero formadas en similares condiciones de oxidación e hidratación del sistema, sugiriendo un único evento hidrotermal para la formación de las asociaciones subsólidas mencionadas. Un último evento de microfisuración e hidratación a muy baja temperatura sería el responsable de la formación de Mg-clorita, calcita, serpentina y clinozoisita.

**Metadiorita de Saira:** Presenta una textura y mineralogía ígnea formada por grandes cristales idiomorfos de plagioclasa (8-5mm, Fig. 4c) de composición uniforme ( $\text{An}_{47-49}$ ) y probables cristales de pigeonita con lamelas de clinopiroxeno ( $\text{Wo}_{46-48}$ ,  $\text{En}_{24}$  y  $\text{Fs}_{28-31}$ ) intercalados con productos de alteración de antiguas lamelas de ortopiroxenos (Fig. 4d). La asociación ígnea se completa con cuarzo intersticial, ilmenita, magnetita, apatita y circón. La asociación mineral primaria registra una importante alteración subsólida generada por la interacción de un fluido a favor de microfisuras y bordes de granos. La alteración de los mafitos genera Fe-clorita ( $\text{FeO}_T = 33,3-35,8\%$ ) con tenores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 15 a 16,6 %, además de anfíbol, epidoto, calcita y cuarzo. Las plagioclasas han sido remplazadas únicamente por cloritas y más férricas y aluminosas que las anteriores ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 9,4 y 20,2 % y  $\text{FeO}_T$  entre 36,0 y 38,5 %). La paragénesis de alteración registra además una variada formación de anfíboles que de acuerdo a su contexto textural pueden ser ordenados cronológicamente. Los más antiguos, corresponden a Fe-actinolitas ( $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,58-0,60$ ) y Fe-cumingtonitas ( $X_{\text{Fe}} = 0,64-0,68$ ), estos últimos como producto de alteración de los posibles ortopiroxenos en lamelas de las pigeonitas. A estos le seguirían la formación de Fe-hornblenda ( $X_{\text{Fe}} \sim 0,70$ ) que fue seguida por la formación de una Fe-tschemakita azul ( $X_{\text{Fe}} = 0,83-0,88$ ) formando un fino borde de la anterior (Fig. 4d). La asociación paragenética subsólida sugiere que la diorita de Saira fue afectada por un evento metamórfico de grado medio a grado bajo.

**Esquisto anfíbolítico de Camino Aldao:** Es una roca de composición intermedia a básica con blastos idiomorfos de Mg-hornblenda ( $\text{Al}^{\text{iv}}_{0,7-1,1}$ ,  $\text{XFe}^2_{0,30-0,37}$ ,  $\text{Na}^{\text{A}}_{0,20-0,24}$ ) no orientados y de 0,5 a 1 mm de largo (Fig. 4e), además de esporádicos cristales de plagioclasa con zonado inverso (núcleo  $\text{An}_{24}$ , borde  $\text{An}_{30-33}$ ) y tamaños similares al anfíbol. Los blastos

pretectónicos están rodeados por una matriz granolepidoblástica de cuarzo, plagioclasa ( $\text{An}_{35}$ ), clinozoisita ( $\text{Ps}_{20}$ ), epidoto ( $\text{Ps}_{30}$ ) – biotita ( $\text{XFe}_{0,41}$ ) – Fe-pargasita ( $\text{Al}^{\text{iv}}_{1,56-1,63}$ ,  $\text{XFe}_{0,43-0,44}$ ,  $\text{Na}^{\text{A}}_{0,38-0,45}$ ) – tremolita ( $\text{Al}^{\text{iv}}_{0,38-0,62}$ ,  $\text{XFe}_{0,22-0,26}$ ,  $\text{Na}^{\text{A}}_{0,06-0,14}$ ) y clorita ( $\text{XFe}_{0,41}$ ) además de, titanita – apatita – ilmenita y circón. La foliación sin-metamórfica  $S_1$  está dada por la orientación de la Fe-pargasita y la biotita, estos minerales de la matriz junto con la plagioclasa ( $\text{An}_{33-35}$ ), clinozoisita y cuarzo representan la paragénesis del pico térmico del  $M_1$  de esta roca y permiten estimar en 575–595° C las condiciones de este evento metamórfico (termómetro Hbl-Pl de Holland y Blundy 1994, a 5 kb). La paragénesis clorita + tremolita + epidoto + ilmenita + titanita representa un segundo evento de retrogradación ( $M_2$ ) equilibrado en condiciones de esquisto verdes.

**Granito Ordoñez:** Es un monzogranito biotítico equigranular de grano medio (1 a 2 mm, Fig. 4f) compuesto por plagioclasa ( $\text{An}_{5-10}$ , 34 %), feldespato potásico (24 %), cuarzo (32 %) y minerales accesorios primarios como: allanita, titanita, circón, ilmenita y apatita (~ 9 %). Además, se reconoce una asociación de alteración de baja temperatura integrada por clorita, moscovita, epidoto, calcita y titanita. El granito no evidencia deformación y metamorfismo post cristalización con excepción de microfisuras y una leve extinción ondulosa del cuarzo adjudicada a deformación frágil tardía.

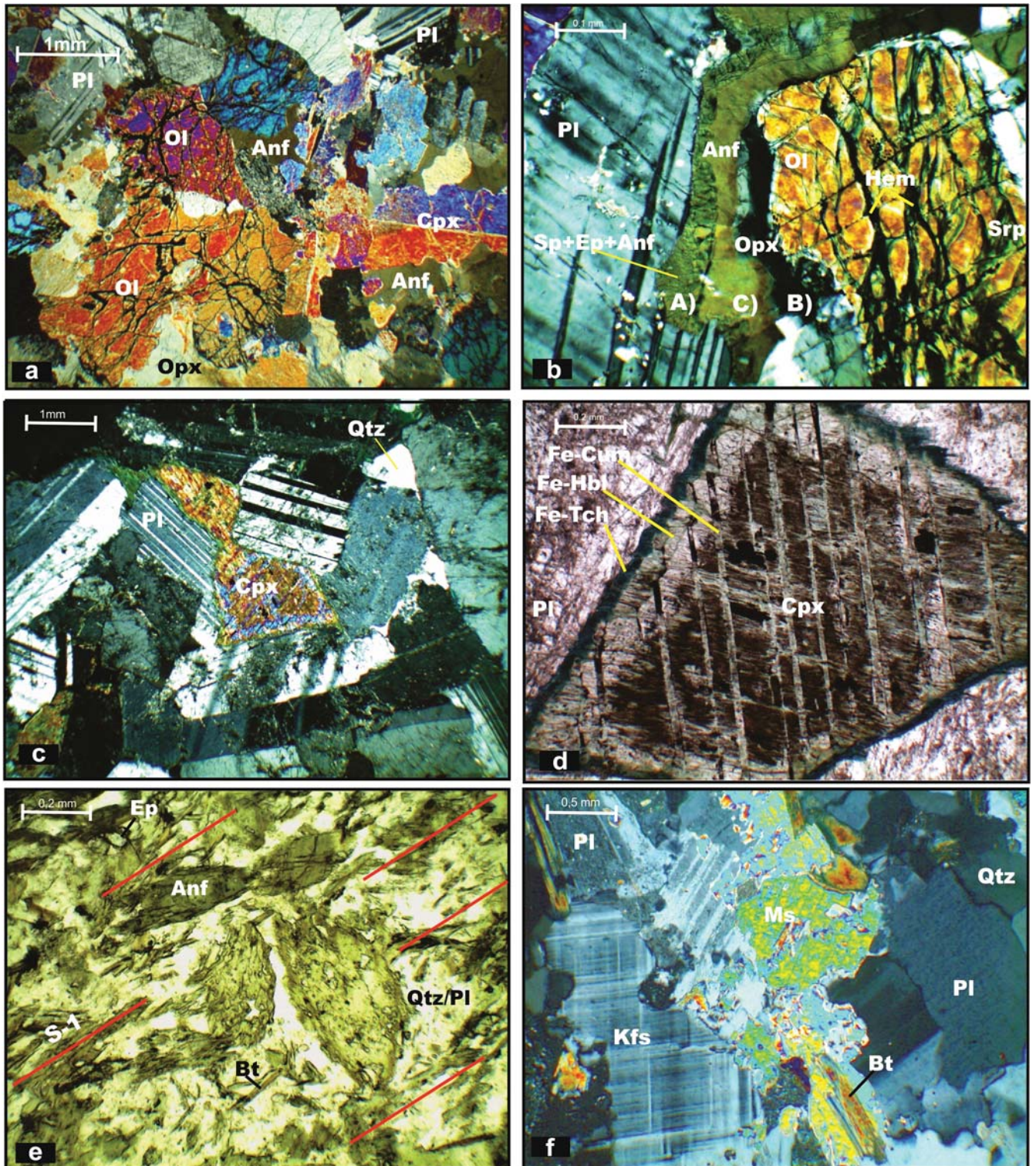
La evidencia petrográfica indica que las metabasitas del cratón de Río de La Plata registran un evento metamórfico que genera una nueva asociación paragenética hidratada a partir de la asociación ígnea primaria esencialmente anhidra. La deformación sin-metamórfica es evidente en el esquisto de grado medio de Camino Aldao con el desarrollo de una foliación  $S_1$ , en tanto que en las metabasita de Santiago Temple y Saira la deformación es postmetamórfica y esencialmente frágil y controló el ingreso de fluidos que causó la alteración de más baja temperatura. Por último, el monzogranito Ordoñez no evidencia metamorfismo y solo registra la formación subsólida de moscovita y escasa deformación con extinción ondulosa del cuarzo. Considerando que el granito de Ordoñez es el más joven ( $2.088 \pm 6$  Ma) el evento metamórfico quedaría acotado al Paleoproterozoico.

### Geoquímica y composición isotópica (Nd)

Análisis químicos e isotópicos (Nd) en roca total, fueron realizados en las muestras de los cuatro pozos analizados (Rapela *et al.* 2007). Normalizado contra N-MORB (*normal mid ocean ridge basalt*) el meta-gabro de Santiago Temple y

la diorita cuarzosa de Saira muestran enriquecimientos en elementos litófilos de largo radió iónico como Cs, Rb, Ba y K, tierras raras livianas como La y Ce, en tanto que se encuen-

tran deprimidos en elementos con alto potencial iónico como Nb, Ta, Y y Zr (Fig. 5a). Este patrón es considerado típico en los magmatismos asociados a subducción, en los cuales



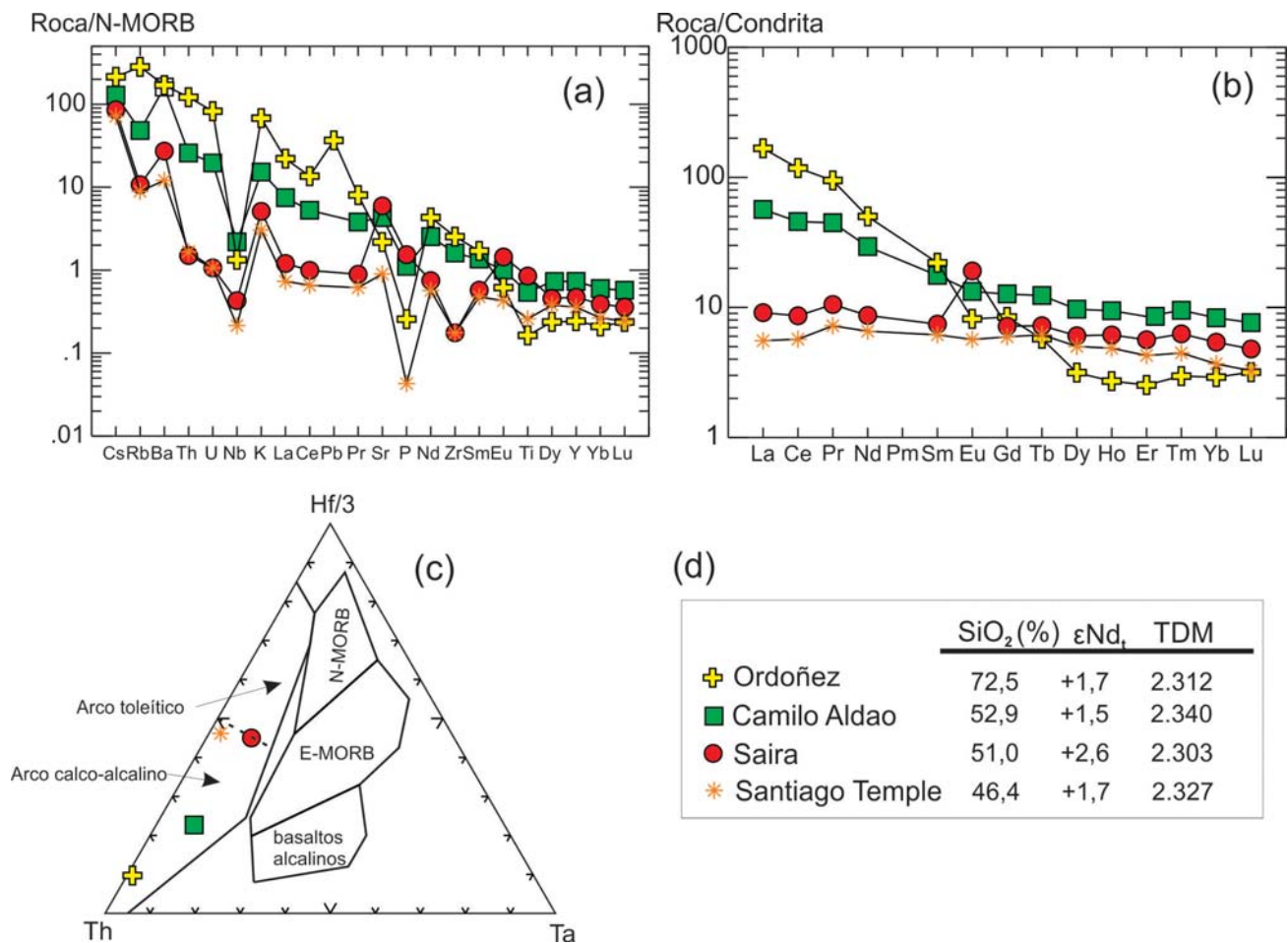
**Figura 4:** Fotomicrografías de las unidades del basamento paleoproterozoico. 4a) Asociación ígnea primaria de la gabronorita olivínica de Santiago Temple, formada por olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Nicoles cruzados). 4b) Detalle de la textura coronítica multicapa entre olivino y plagioclasa (Nicoles cruzados). 4c) Agregado de cristales subidiomórficos de plagioclasa y cristal de clinopiroxeno alterado a anfíbol de la metadiorita de Saira. (Nicoles cruzados). 4d). Detalle de la alteración de un probable cristal de pigeonita con lamelas de clinopiroxeno y ortopiroxeno de la metadiorita de Saira. (Nicoles cruzados). 4e) Esquistos anfibólicos de Camino Aldao con porfiroblastos de anfíboles rodeados por una matriz lepidoblástica de biotita – anfíbol orientados según la foliación  $S_1$  (Nicoles paralelos). 4f) Textura equigranular no deformada y asociación mineral del monzogranito de Ordoñez (Nicoles cruzados).

la cuña mantélica ha sido contaminada por fluidos que se desprenden de la placa oceánica subducida. La depresión de Ta comparada con Hf y Th es considerada típica de rocas básicas formadas en ambientes de arco, característica que muestran las cuatro muestras analizadas (Fig. 5b). Los patrones de las Tierras Raras de las rocas básicas (Santiago Temple y Saira) son subhorizontales ( $La/Yb_{cn} = 1,5-1,7$ ) y subparalelos, aunque la diorita de Saira muestra anomalías positivas de Sr y de Eu ( $Eu/Eu^* = 2,6$ ) y enriquecimiento en  $Al_2O_3$  (Fig. 5c), lo cual sugiere acumulación de plagioclasa.

El esquistó anfibolítico de Camilo Aldao (52,9 %  $SiO_2$ ) es una roca metasedimentaria derivada de roca silicilástica inmadura, que contiene granos de circón sub-redondeados (Rapela *et al.* 2007, Fig. 8). El sedimento original fue formado a su vez por erosión de rocas fuentes básicas e intermedias. Muestra un patrón de Tierras Raras con pendiente moderada ( $La/Yb_{cn} = 6,8$ ), incipiente anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,9$ ) y depresión de las Tierras Raras medianas, lo cual sugiere un fraccionamiento menor de feldespatos y

anfíbol. El Granito Ordoñez (72,5 %  $SiO_2$ ) muestra patrones evolucionados y distintos al resto (Fig. 5a y 5b), con un Índice de Saturación en Alúmina de 1,03, fuerte pendiente en el patrón de Tierras Raras ( $La/Yb_{cn} = 57,6$ ), anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,6$ ), depresión de Tierras Raras Medias y baja abundancia de elementos de alto potencial iónico como Nb, Ta and Y.

La signatura isotópica de Nd en las cuatro muestras es primitiva, con valores positivos de  $\epsilon Nd_t$ , independientemente del contenido de sílice (Fig. 5d). Juntamente con geoquímica, esta característica de las rocas básicas e intermedias se corresponde con las que se encuentran usualmente en sistemas de subducción intraoceánicos (p. ej. Leat y Larter 2003) o en arcos continentales primitivos. Aunque el Granito Ordoñez es también isotópicamente primitivo, su signatura geoquímica es más evolucionada que aquella que se encuentran en rocas ígneas félsicas de arcos oceánicos (p. ej. Smith *et al.* 2003), lo cual sugiere un arco emplazado en corteza continental.



**Figura 5:** Caracterización geoquímica de las muestras de pozos correspondientes al cratón del Río de La Plata. 5a) Abundancia de elementos trazas normalizados a N-MORB. 5b) Patrón de tierras raras normalizados a condrito. 5c) Diagrama de discriminación tectonomagmática de Wood, (1980). 5d) Señal isotópica de Nd en las cuatro muestras de rocas del cratón.





## COMENTARIO FINAL

El reconocimiento de rocas con edades paleoproterozoicas en el rango de 2,19-2,09 Ga en el basamento de la cuenca Chacoparanaense (Rapela *et al.* 2007), constituye un hecho geológico muy relevante y clave para comprender la evolución del protomargen suroccidental de Gondwana durante el Neoproterozoico y Paleozoico inferior. Las evidencias geofísicas de un contacto occidental subvertical (Booker *et al.* 2004, Favetto *et al.* 2007, Ramé y Miró 2011), asociado a la presencia de zonas de cizallas con cinemáticas dextrales de edad cámbrica inferior ubicadas dentro del arco magmático pampeano (Iannizzotto *et al.* 2013) y la ausencia en el registro sedimentario del Ediacarensis de circones propios del cratón del Río de La Plata (Schwartz y Gromet 2004, y Rapela *et al.* 2007, Escayola *et al.* 2011) son evidencias que apoyan la hipótesis de un contacto tectónico de primer orden entre el cratón y las unidades del orógeno Pampeano a través de una falla de desgarre dextral (falla Córdoba, Casquet *et al.* 2012). Esta falla ubicada entre las Sierras de Córdoba y la localidad de Santiago Temple, sería la responsable de yuxtaponer estas dos unidades permitiendo además que el cratón funcione como área de aporte a las cuencas post-pampeanas recién a partir del Cámbrico medio a superior (Verdecchia *et al.* 2011).

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldo, E.G., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S.O. y Murra, J.A. 2014. Geocronología de las Sierras de Córdoba: Revisión y Comentarios. 19° Congreso Geológico Argentino. Relatorio de la Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba.
- Baldo, E.G., Demange, M. y Martino, R.D. 1996. Structural Evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). *Tectonophysics* 267: 121–142.
- Booker, J.R., Favetto, A. y Pomposiello, M.C. 2004. Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature* 429: 399–403.
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A. y Saavedra, J. 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: from Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers* 2: 137–145.
- Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 100: 221–242.
- Drobe, M., López de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2011. The geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)* 100: 631–657.
- 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 Sierras Pampeanas. *Geology* 35: 495–498.
- Escayola, M.P., van Staal, C.R. y Davis, W.J. 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: an accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 438–459.
- Favetto, A., Pomposiello, C., López de Luchi, M. y Booker, J. 2008. 2D magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane - Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics* 459: 54–65.
- Holland, T.J.B. y Blundy, J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433–447.
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Galindo, C. y Fanning, C.M. 2013. The Sierra Norte–Ambargasta Batholith: Cambrian magmatism formed in a transpressional belt along the western edge of the Río de la Plata craton? *Journal of South American Earth Sciences* 42: 127–142.
- Kay, S.M. y Gordillo, C.E. 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 25–44.
- Keppie, J.D. y Bahlburg, H. 1999. Puncoviscana Formation of northwestern and central Argentina: Passive margin or foreland basin deposit? En Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Special Paper 336, Geological Society of America: 139–143.
- Leal, P.E., Hartmann, L.A., Santos, 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: 593–607.
- Leat, P.T. y Larter, R.D. 2003. Intra-oceanic subduction systems: introduction. En Larter, R.D., Leat, P.T. (eds.) *Intra-oceanic subduction systems. Tectonic and magmatic processes*. Special Publication 219, Geological Society of London: 1–17.
- López de Luchi, M.G., Favetto, A., Pomposiello, C. y Booker, J. 2005. Magnetotelluric evidence for the suture between the Río de la Plata and Pampean cratons at 31°40'S, Córdoba province, Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended Abstracts: 446–449. Barcelona.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549–571.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151–168.
- Peri, V.G., Pomposiello, M.C., Favetto, A., Barcelona, H., y Rossello, E.A. 2013. Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de la Plata Craton and the Pampean terrane (Chaco-Pampean Plain, Argentina): the extension of the Transbrasiliano Lineament. *Tectonophysics* 608: 685–699.
- Piñán Llamas, A. y Simpson, C. 2006. Deformation of Gondwana margin turbidites during the Pampean orogeny, north-central Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 118, (9/10): 1270–1279.
- Ramé, G.A. y Miró, R.C. 2011. Modelo geofísico de contacto entre el Orogeno Pampeano y el Cratón del Río de La Plata en las provincias de Córdoba y Santiago del Estero. *Serie Correlación Geológica* 27 (2): 111–123.
- Ramos, V.A. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy* 32: 24–29. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E.G., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the south-



- ern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J y Rapela, C.W. (eds), "The Proto-Andean Margin of Gondwana", Special Publication Geological Society of London N° 142: 181–217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Review* 83 (1-2): 49–82.
- Rapela, C.W., Mark, F.C., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. 2011. The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/Brasiliano terranes: Their origins and incorporation into South-West Gondwana, *Gondwana Research Focus* 20: 673–690.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco-Pampeana. En Turner, J.C.M. (ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 1: 139–184.
- Schwartz, J.J. y Gromet, L.P. 2004. Provenance of Late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research* 129: 1–21.
- Smith, I.E., Worthington, T.J., Stewart, R.B., Price, R.C. y Gamble, J.A. 2003. Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. En Larter, R.D., Leat, P.T. (eds.) *Intra-oceanic subduction systems: tectonic and magmatic processes*. Special Publication N° 219, Geological Society of London: 99–118.
- Verdecchia S.O., Casquet, C., Baldo E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, M. y Galindo, C. 2011. Docking of the Río de la Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U–Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society of London* 168: 1061–1071.
- Winn, R.D. y Steinmetz, J.C. 1998. Upper Paleozoic strata the Chaco-Paraná basin, Argentina, and the great Gondwana glaciation. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (2): 153–168.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 85–187.
- 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 and Planetary Science Letters* 50: 11–30.