

PRIMEROS REGISTROS DEL “EVENTO LOMAGUNDI-JATULI” EN MÁRMOLES PALEOPROTEROZOICOS DEL BASAMENTO DE LAS SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES, CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

María Florencia LAJOINIE^{1,2}, Mabel. E. LANFRANCHINI^{1,3}, Ricardo O. ETCHEVERRY^{1,2}, Clemente RECIO⁴

¹ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. E-mail: florencialajo@hotmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³ Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires-CICBA.

⁴ Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, Salamanca.

RESUMEN

Sólo dos mármoles han sido identificados en el basamento de las Sierras Septentrionales; uno de ellos, el de San Miguel, es considerado en este trabajo. El mismo está alojado en un gneiss granatífero-biotítico intruido por cuerpos ígneos de ~2100 Ma. Presenta color blanquecino y tamaño de grano grueso; la asociación mineral calcita+diópsido+cuarzo indica un grado metamórfico en facies anfíbolita alta. Análisis químicos revelan valores de CaO mayores al 50 % y menores al 1 % de MgO. La intrusión de filones, compuestos por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico, generó la formación de un skarn de wollastonita, vesuvianita, grosularia y diópsido. Determinaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en cristales de calcita del mármol develaron importantes anomalías positivas y un descenso de + 5,42 a + 4,26 ‰ en $\delta^{13}\text{C}$ y de + 17,12 a + 13,84 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$, desde el núcleo del mármol hacia el contacto con los filones. Dicha variación se explica por la cristalización de calcosilicatos a través de reacciones de desvolatilización durante los procesos metamórficos y metasomáticos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de dos poblaciones de diópsido, distal y proximal al contacto con los filones, fueron utilizados conjuntamente con los de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita (en asociación paragenética) estableciendo dos pares geotermométricos calcita-diópsido: distal y proximal, obteniéndose temperaturas de 716 °C (proceso metamórfico) y 451 °C (proceso metasomático), respectivamente. La concordancia de las características geológicas e isotópicas con aquellas registradas en carbonatos paleoproterozoicos, a nivel mundial, y la edad estimada para el protolito del mármol de San Miguel, indican que éste habría sido un carbonato marino depositado durante el “evento Lomagundi-Jatuli”.

Palabras clave: *Skarn, isótopos estables, metasomatismo, metamorfismo, Tandilia*

ABSTRACT

First records of the “Lomagundi-Jatuli carbon isotope Event” in Paleoproterozoic marble of the basement of the Sierras Septentrionales in the Buenos Aires province, Río de la Plata Craton

The marble from the San Miguel area represents one of the two marbles identified in the basement of the Sierras Septentrionales. It is placed in a garnet-biotite gneiss which is intruded by igneous bodies of ~2100 Ma. These rocks are whitish with a coarse-grain size; the calcite + diopside + quartz mineral association indicates a high-amphibolite metamorphic facies grade. Chemical analyses indicate CaO values higher than 50 % and lower than 1 % of MgO. The intrusion of thin interbedded granitic bodies composed of quartz + plagioclase + potassic feldspar generated the formation of a wollastonite-vesuvianite-grossular-diopside skarn. Determinations of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in calcite crystals from the marble revealed important positive anomalies with a decrease pattern of + 5.89 to + 4.26 ‰ in $\delta^{13}\text{C}$ and of + 17.85 to + 13.84 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$, towards the contact with the granitic bodies. These fluctuations are caused by the crystallization of calc-silicates due to desvolatilization reactions during metamorphic and metasomatic processes. $\delta^{18}\text{O}$ values obtained from two diopside populations, proximal and distal to the contact marble-granitic bodies, were used together with $\delta^{18}\text{O}$ contents of calcite (in paragenetic association) in order to determine two geothermometric pairs (calcite-diopside): distal and proximal, which allowed to establish temperatures of 716 °C (metamorphic process) and 451 °C (metasomatic process). The concordance of the geological and isotopic characteristics of the marble of San Miguel with those of the worldwide records of Paleoproterozoic carbonates, together with the estimated age of the protolith indicate that this protolith was a marine carbonate deposited during the “Lomagundi-Jatuli Event”.

Keywords: *Skarn, stable isotope, metasomatism, metamorphism, Tandilia*

INTRODUCCIÓN

Los primeros estudios de isótopos estables realizados en carbonatos marinos del Grupo Lomagundi en Zimbawe, depositados entre los 2.400 y los 2.000 Ma aproximadamente, develaron una importante anomalía positiva en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Schidlowski *et al.* 1975 y 1976). Dicha anomalía, denominada “evento Lomagundi-Jatuli” (Karhu y Holland 1996), fue registrada posteriormente en otros carbonatos también de edad paleoproterozoica, bien preservados o inclusive con procesos de metamorfismo sobreimpuestos. Importantes avances en el estudio de este evento fueron realizados en el escudo de Fennoscandia (Noruega, Finlandia y Suecia) por Baker y Fallick (1989), Karhu (1993) y en Norte América por Schidlowski *et al.* (1983), Mirota y Veizer (1994) y Bekker *et al.* (2003 y 2006). Otros afloramientos investigados (Fig. 1) corresponden a aquellos situados en los Cratones de Kapvaal y Sudáfrica, África (Schidlowski *et al.* 1976, Gauthier-Lafaye y Weber 1989, Master *et al.* 1990, Buick *et al.* 1998 y 2003, Bekker *et al.* 2001, Schröder *et al.* 2008); en el Cratón de San Francisco, Brasil (Bekker *et al.* 2003, Maheshwari *et al.* 2010); en el Cratón de Aravalli, India (Maheshwari *et al.* 1999, 2002 y 2010) y en el Cratón de Pilbara y Yilgarn, Australia (Lindsay y Brasier 2002). Típicamente estos carbonatos poseen valores de $\delta^{18}\text{O}$ cercanos a + 20‰ (Melezhik *et al.* 2005) y de $\delta^{13}\text{C}$ > 0 ‰ hasta incluso valores de + 28 ‰ (Grupo Lomagundi, Melezhik *et al.* 2005). Si bien el inicio y duración del evento sigue siendo tema de investigación, la recopilación de los estudios estratigráficos y químico-estratigráficos indican que el mismo comenzó antes de los 2.200 Ma, poco tiempo después de la glaciación Huroniana ~2.450-2.220 Ma (Young *et al.* 2001) y finalizó a los 2.110-2.060 Ma (Bekker *et al.* 2008), extendiéndose por más de 300 Ma (Karhu y Holland 1996, Melezhik *et al.* 2005 y 2007). Durante este período se identificó un incremento en la producción de C orgánico, que luego fue liberado y oxidado en los océanos y en la atmósfera. Esto

aumentó los niveles de O de la atmósfera generando importantes modificaciones tanto en el ambiente como en los procesos biológicos (Karhu y Holland 1996). De esta forma los estudios de caracterización y de distribución espacial y temporal de los carbonatos depositados durante el “evento Lomagundi-Jatuli” siguen siendo una herramienta fundamental para el entendimiento de los procesos que generaron una de las modificaciones más importantes en el ciclo del C a nivel mundial durante el Paleoproterozoico.

Recientemente esta anomalía fue reconocida por Maheshwari *et al.* (2010) en el terreno Piedra Alta, Cratón del Río de la Plata (Figs. 2a, b). Estos carbonatos predominantemente dolomíticos, se encuentran ubicados en el cinturón San José (Bossi *et al.* 1993 y 1998, Bossi y Cingolani 2009) como parte de la sucesión sedimentaria que corresponde a la Formación Paso Severino. Dicha unidad se encuentra intruida por cuerpos granodioríticos datados en 2.074 ± 6 Ma (Hartmann *et al.* 2002a). Estas rocas carbonáticas registran un amplio rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ que van de -5 ‰ a + 11,6 ‰. Si bien los valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ son típicos de los carbonatos paleoproterozoicos, los negativos estarían asociados a la remineralización de la materia orgánica en ambientes diagenéticos tempranos, ricos en materia orgánica (Maheshwari *et al.* 2010).

El presente estudio corresponde a mármoles pertenecientes al basamento de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, Cratón del Río de la Plata (Figs. 2a,c). En este basamento, denominado Complejo Buenos Aires, se han identificado hasta el momento sólo dos afloramientos de mármoles, uno correspondiente a Punta Tota (Delpino y Dristas 2008), ubicado en las cercanías de la ciudad de Balcarce y otro asociado al skarn San Miguel (Villar Fabre y Quartino 1966, Quartino y Villar Fabre 1967, Lajoinie *et al.* 2013a), situado entre las localidades de Barker y Azucena (Fig. 2c). En este último sector se reconocieron dos núcleos de un mármol calcítico con clinopiroxeno.

La integración de los mármoles de las Sierras Septentrionales al “evento Lomagundi-Jatuli”, a través del estudio de isótopos estables, en contexto con edades radiométricas disponibles, permite incorporar nuevos elementos al esquema de correlación de cratones del Paleoproterozoico.

MARCO GEOLÓGICO

Geología del Cratón del Río de la Plata

El Cratón del Río de la Plata (Almeida 1971, Rapela *et al.* 2007, Cingolani 2010) se encuentra conformado por unidades ígneas y metamórficas cubiertas casi en su totalidad por rocas sedimentarias de edad neoproterozoico-cámbrica, por sedimentos y basaltos de la cuenca del Paraná y en otros sectores por sedimentos modernos. Este cratón se encuentra afectado por dos ciclos mayores que corresponden al ciclo Transamazoniano, que transcurrió entre los 2.200 - 1.700 Ma y al Brasiliano, ocurrido entre los 1.000 - 500 Ma (Dalla Saldá *et al.* 1988, Pimentel y Fuck 1992, Bossi *et al.* 1993, Hartmann *et al.* 2002b).

El extremo más occidental del cratón (Figs. 2a, b) está en contacto con las Sierras Pampeanas en Argentina (Booker *et al.* 2004, Rapela *et al.* 2007); su límite oriental, el único expuesto, aflora en Uruguay y según Gaucher *et al.* (2011) llegaría hasta el terreno Nico Pérez, que limita con el terreno Cuchilla Dionisio (Gaucher *et al.* 2009) a través de la zona de cizalla Sierra Ballena (Oyhantçabal *et al.* 2010a). Sin embargo, de acuerdo a Oyhantçabal *et al.* (2010a y 2010b) y Rapela *et al.* (2011) el terreno Nico Pérez es de edad arqueno-mesoproterozoica y se habría amalgamado al Cratón del Río de la Plata recién durante el Neoproterozoico (Bossi y Cingolani 2009, Oyhantçabal *et al.* 2010a y 2010b) por lo que no sería parte de este cratón. De esta forma el límite oriental del cratón sería el terreno Piedra Alta a través de la zona de cizalla de Sarandí del Yí que lo separa del terreno Nico Pérez y del cinturón Don Feliciano (Figs. 2a, b). Este último es el resultado de la colisión del Cratón del Río de la Plata con el Cratón de Kalahari durante el ciclo Brasiliano (Oyhantçabal *et al.* 2010b).

Geología de las Sierras Septentrionales

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Fig. 2c), corresponden a los asomos más australes del Cratón del Río de la Plata. Se encuentran ubicadas en la región centro - este de la República Argentina y están constituidas por un conjunto de serranías que se extienden a lo largo de 350 kilómetros con rumbo general NO. Presentan un relieve general bajo y un ensanchamiento en la región central que alcanza los 60 kilómetros (Dalla Salda *et al.* 2005). Para su estudio las Sierras Septentrionales fueron divididas en tres áreas: Azul (NO), Tandil (centro) y Balcarce (SE), como se observa en la figura 2c.

Basamento ígneo metamórfico: Denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975) aflora principalmente en el sector norte de las sierras y corresponde a una típica asociación ígneo-metamórfica compuesta por gneisses granítico-tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, escasos mármoles, plutones graníticos a intermedios y diques de composición ácida, intermedia y básica (Dalla Salda *et al.* 2005, Cingolani 2010). Las rocas metamórficas son abundantes en el área de Balcarce y en menor medida también en Tandil. Los gneisses biotíticos y gneisses biotítico-granatíferos de Balcarce han sido datados en 2.176, 2.073 y 2.163 Ma (Cingolani *et al.* 2002, Hartmann *et al.* 2002a). Las migmatitas son comunes en varias localidades de Azul, Tandil y Balcarce, siendo las más comunes las variedades cuarzo-feldespáticas con granates neoformados (Dalla Salda *et al.* 2005). Las anfibolitas se encuentran presentes como lentes o nódulos dentro de otras rocas metamórficas e ígneas y están compuestas por plagioclasas, anfíbol y cuarzo.

Los mármoles son escasos y se han identificado en Punta Tota, Sierra de Bachicha, cerca de la ciudad de Balcarce (Delpino y Dristas 2008) y en el área de San Miguel, al SO de la ciudad de Tandil asociados al skarn homónimo (Villar Fabre y Quartino 1966, Quartino y Villar Fabre 1967, Lajoinie *et al.* 2013a). Los granitoides, predominantemente paleoproterozoicos,

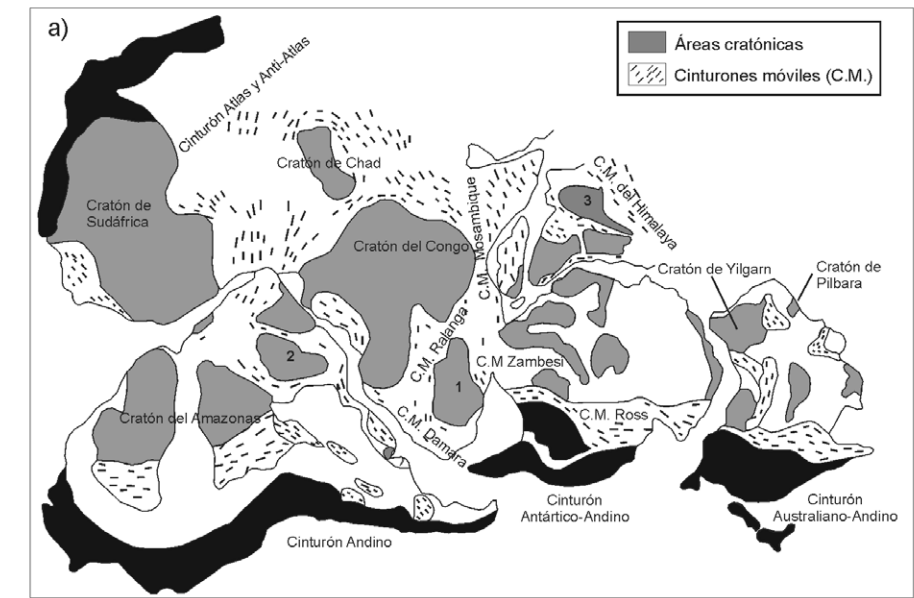


Figura 1: Esquema de Gondwana, donde se observa la distribución de los cratones arqueano-paleoproterozoicos, cinturones móviles y orógenos más jóvenes (modificado de Trompette 1994). 1-Cratón de Kapvaal, 2-Cratón de San Francisco y 3-Cratón de Aravalli.

poseen edades K-Ar entre 2.200 y 2.000 Ma (Hart *et al.* 1965, Halpern *et al.* 1970), U-Pb SHRIMP de 2.170 Ma (Cingolani *et al.* 2002, Hartman *et al.* 2002a) y Rb-Sr entre 2.154 ± 28 y 1.770 ± 88 Ma (Hart *et al.* 1965, Halpern *et al.* 1970, Varela *et al.* 1988, Linares y González 1990, Pankhurst *et al.* 2003). Presentan una gran variabilidad en cuanto a composición mineral y textura. Las relaciones con la roca de caja son difíciles de reconocer e interpretar ya que en su mayoría son rocas metamórficas parcial a totalmente migmatizadas (Dalla Salda *et al.* 2005). En el área de Tandil se reconoce un amplio afloramiento de tonalitas, granodioritas y granitos que presenta características afines a un arco magmático generado durante la orogenia paleoproterozoica en el ciclo Transamazoniano (Dalla Salda *et al.* 1988). Este basamento se presenta intruido por un extenso enjambre de diques reunidos en dos grupos: los más antiguos de ~ 2.000 Ma (Teixeira *et al.* 2002) pertenecientes a una suite calcoalcalina (Fernández y Echeveste 1995 y Iacumin *et al.* 2001) y los más jóvenes, con edades U-Pb (ID-TIMS) de 1.588 ± 11 Ma y $1.587,5 \pm 3,4$ Ma (Teixeira *et al.* 2013), que son máficos y toleíticos (Echeveste y Fernández 1994 y Iacumin *et al.* 2001).

Cubierta sedimentaria: Está constituida

esencialmente por rocas silicoclásticas y carbonáticas que afloran al sur de la región (Fig. 2c). De base a techo conforman: el Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez 1979, Poiré *et al.* 1984, Poiré 1993) que comprende una sucesión calcárea-silicoclástica con una edad comprendida entre los 900 y 543 Ma (Poiré 1987, Gómez Peral *et al.* 2007, Gómez Peral 2008), la Formación Cerro Negro también calcárea-silicoclástica (son pelitas y margas) de edad neoproterozoica (de acuerdo a su contenido fosilífero, Gómez Peral *et al.* 2005) y la Formación Balcarce también silicoclástica asignada al Ordovícico-Silúrico Inferior (Teruggi *et al.* 1958, Poiré *et al.* 2003, Seilacher *et al.* 2002, Zimmermann y Spalletti 2009 y Cingolani 2010).

Estructura, metamorfismo y tectónica: La evolución tectono-magmática del basamento se desarrolla durante el ciclo orogénico Transamazoniano o su equivalente en Argentina, Tandileano (Almeida 1971, Teruggi *et al.* 1973, Dalla Salda *et al.* 1988, Ramos 1999). El mismo corresponde a un episodio de colisión correspondiente a la acreción del terreno de Tandilia al margen sur del Cratón del Río de la Plata (Teruggi *et al.* 1988, Ramos *et al.* 1990, Dalla Salda *et al.* 1992), que generó deformación, metamorfismo y anatexis de las rocas corti-

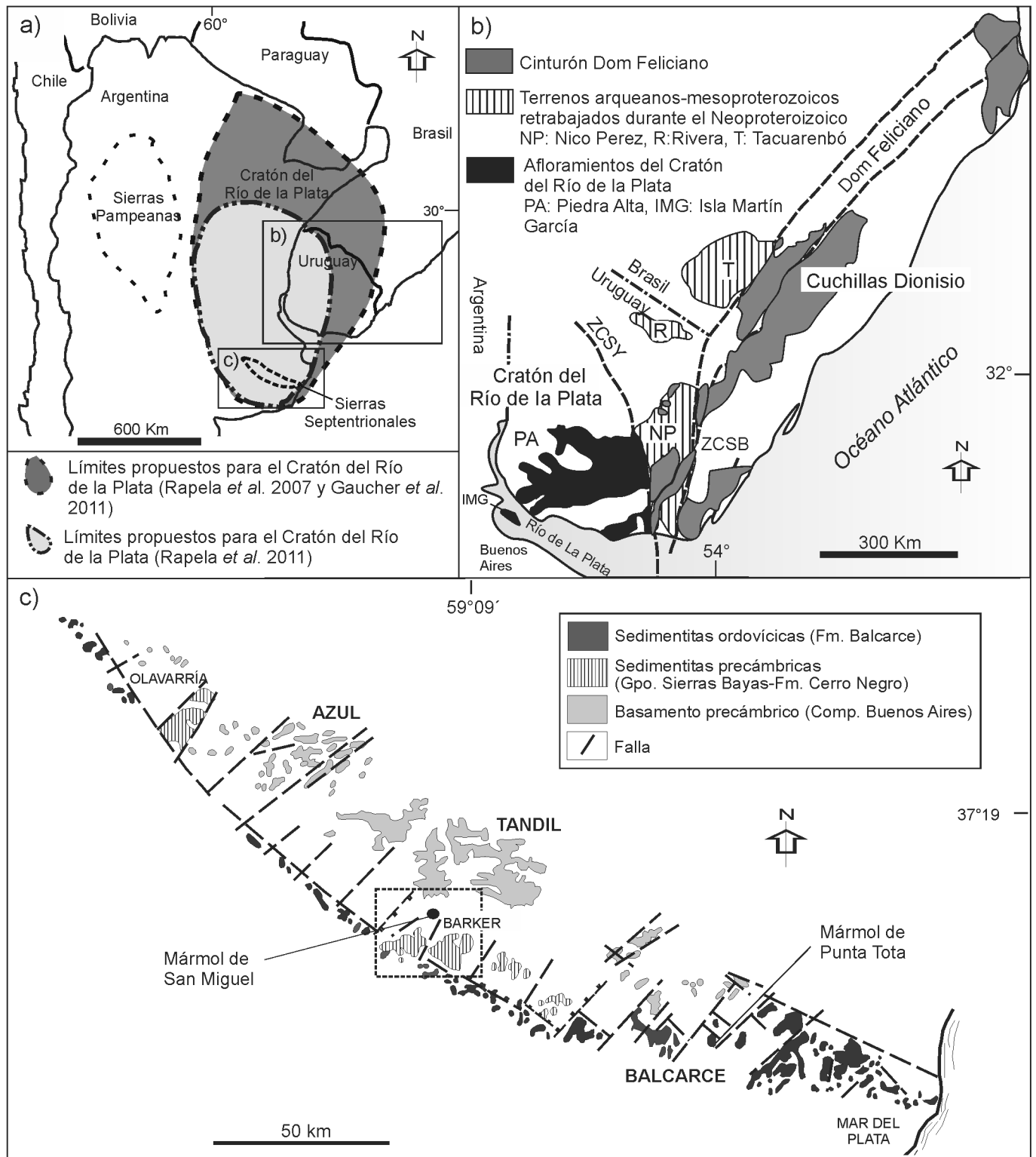


Figura 2: a) Límites propuestos para el Cratón del Río de la Plata, de acuerdo a Rapela *et al.* (2007 y 2011) y a Gaucher *et al.* (2011). En el mismo se esquematiza el límite occidental que corresponde a las Sierras Pampeanas. b) Mapa geológico esquemático de los afloramientos del Cratón del Río de la Plata, junto con los terrenos neoproterozoicos, cinturones y principales zonas de cizalla, ZCSY: Zona de cizalla Sarandí del Yí, ZCSB: Zona de cizalla Sierra Ballena. Modificado de Basei *et al.* (2008), Bossi y Cingolani (2009) y Oyhantçabal *et al.* (2009). Según Gaucher *et al.* (2011), los terrenos Nico Pérez, Rivera y Tacuarembó también serían parte del cratón que se extendería hasta el sur de Brasil. c) Mapa geológico de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, extraído de Dalla Salda *et al.* (2005), en el mismo se destacan los sectores donde afloran los mármoles de San Miguel y de Punta Tota.

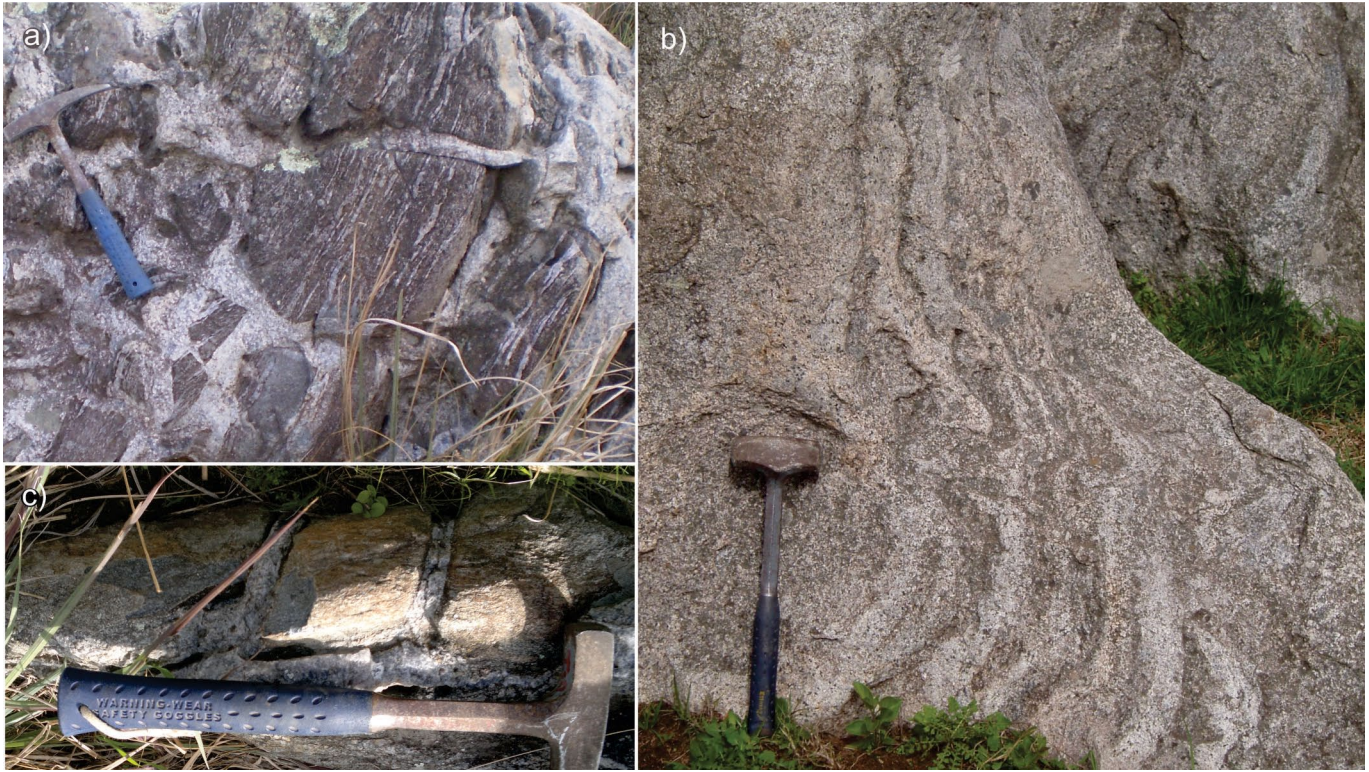


Figura 3: Estructuras en migmatitas. a) Movilizados brechoides. b) Pliegues ptigmáticos. c) Boudines (*sensu* Mehnert 1968).

cales, provocando el emplazamiento de cuerpos graníticos entre los 2.100 y 1.900 Ma (Dalla Salda y Franzese 1989, Delpino y Dristas 1999, Cingolani y Dalla Salda 2000, Delpino 2000, Delpino *et al.* 2001). De acuerdo a la integración de datos aeromagnéticos, recientemente Chernicoff *et al.* (2014), proponen la historia de evolución previa a la colisión ocurrida a los 2.070 Ma. Para estos autores un sistema de rift iniciado en el neoarqueano habría separado los terrenos de Tandilia y de Balcarce del Cratón del Río de la Plata generando dos cuencas oceánicas. En algún momento entre los 2.370 y 2.170 Ma el inicio de una subducción al norte de Tandilia y otra intraoceánica, entre los terrenos de Tandilia y Balcarce, determinaron la formación de un arco magmático continental y un arco de islas. Este episodio habría finalizado con la colisión de Tandilia con el Cratón del Río de la Plata y la del terreno de Balcarce con el margen sur de Tandilia a los 2.070 Ma, durante a la orogenia Transamazoniana. Posteriormente a la colisión se produjo un alivio tensional y finalmente en el Neoproterozoico tardío-Cámbrico un importante fallamiento, pro-

vocado por esfuerzos de orientación SO (Iñiguez *et al.* 1989), afectó al basamento paleoproterozoico y a parte de la cubierta sedimentaria (Cingolani 2010).

Mármoles de las Sierras Septentrionales

Como se mencionó anteriormente los mármoles que forman parte del basamento de las sierras afloran en dos sectores, identificados hasta el momento: los mármoles dolomíticos de Punta Tota y los correspondientes a este estudio, los cuáles están asociados al skarn San Miguel (Fig. 2c).

Punta Tota: Corresponde a un mármol dolomítico cuya asociación progradante forsterita + calcita + dolomita + clinopiroxeno + esfalerita evidencia un pico metamórfico en facies granulita (750-800 °C), según Delpino y Dristas (2008). Éste se encuentra asociado a rocas ígneas graníticas y tonalíticas y a rocas metamórficas de alto grado como migmatitas, granulitas, gneisses biotítico-granatíferos y anfibolitas conformando en el basamento una secuencia estratificada. Este mármol, de tonalidades verdosas, aparece

como intercalaciones de 50 centímetros a 2 metros de espesor en forma concordante con las anfibolitas, en cuyos contactos se observa una mineralogía que corresponde a una paragénesis tipo skarn, evidenciando la acción de procesos metasomáticos. Esta secuencia fue interpretada por Delpino y Dristas (1998a, b y 1999) y por Delpino (2000) como una sucesión sedimentaria compuesta por pelitas ricas en hierro y/o grauvacas, con proporciones crecientes de carbonatos hacia los niveles superiores (margas) e intercalaciones de rocas ígneas (principalmente en forma de filones), que posteriormente sufrió metamorfismo.

San Miguel: Este mármol se expone entre las localidades de Barker y Azucena, al sur de la ciudad de Tandil (Fig. 2c), donde afloran rocas ígneas principalmente granitoides ácidos e intermedios y rocas metamórficas del Complejo Buenos Aires. En este sector se distinguieron tres núcleos de mármol calcítico con clinopiroxeno (Lajoinie *et al.* 2013a) alojados en un gneiss granatífero-biotítico. Este último, está intruido por dos cuerpos ígneos de composición granítica que conforman

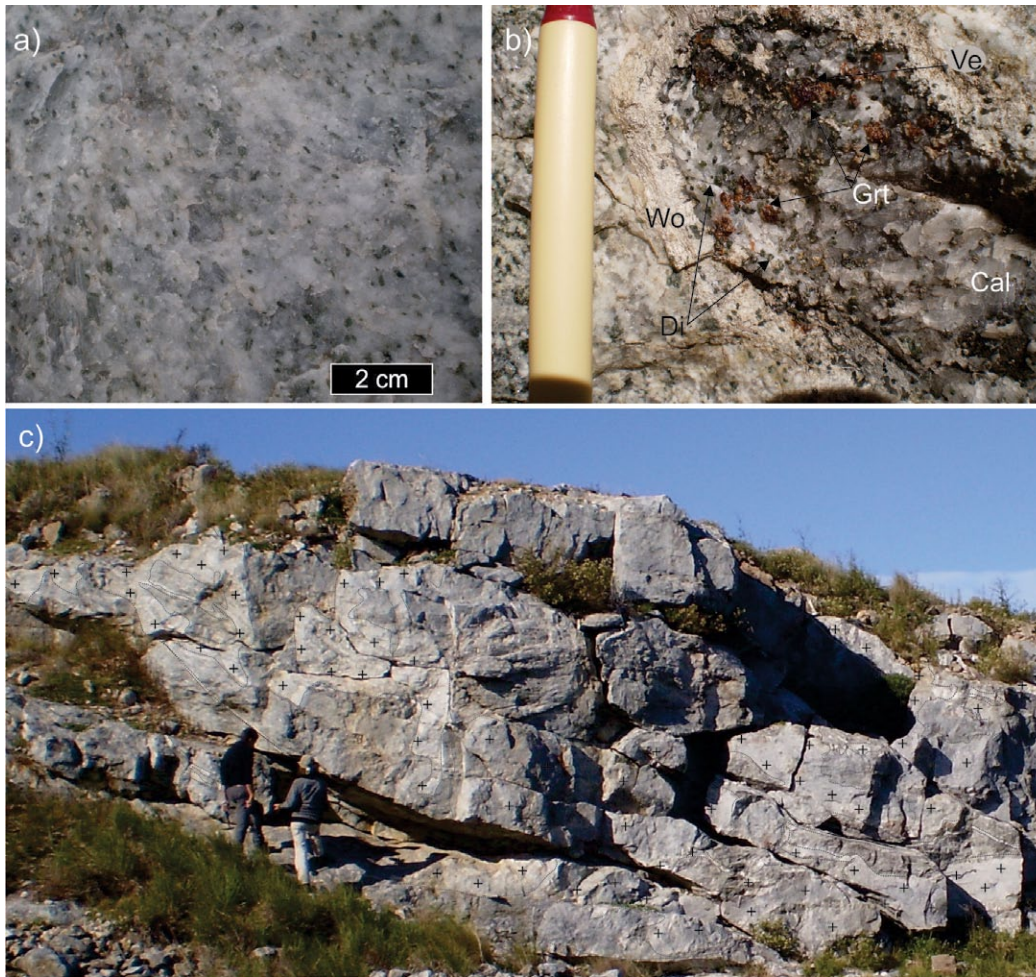


Figura 4: a) Aspecto mesoscópico del mármol, donde se observa abundante a calcita y pequeños cristales de diópsido. b) En los contactos roca granítica-mármol, se observa la cristalización de calcosilicatos como wollastonita, granate, vesuvianita y diópsido como producto del proceso metasomático. c) Vista de un frente de cantera en el que se distingue el mármol afectado por intrusiones graníticas en forma de filones.

el cerro Quesería, datado por el método de Rb/Sr en 2.136 ± 50 Ma (Halpern *et al.* 1970) y el cerro Guacho (Lajoinie *et al.* 2013b). El gneiss granatífero-biotítico presenta vetillas cuarzo-feldespáticas y desarrollo de estructuras que evidencian la acción de procesos de fusión parcial como movilizados brechoides (Fig. 3a), pliegues ptigmáticos (Fig. 3b) y *boudines* (Fig. 3c), indicando la formación de migmatitas (Mehnert 1968). En este basamento cristalino se presentan además diversos diques de naturaleza ácida y un dique intermedio-básico, todos posteriores y que intruyen a las unidades antes mencionadas (Lajoinie *et al.* 2014).

El mármol presenta tamaño de grano medio a grueso y su mineralogía está compuesta principalmente por calcita y en menor proporción por pequeños cristales de piroxeno de color verde (Fig. 4a). Se encuentra intruido por numerosos filones cuyos espesores varían entre 5 centíme-

tros y 1 metro que presentan una mineralogía constituida por cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico (Fig. 4c). Estas intrusiones generaron en los contactos con el mármol procesos metasomáticos y la consecuente formación de un skarn con la cristalización de wollastonita, vesuvianita, grossularia y diópsido (Fig. 4b) dispuestos en “zonas” que indican la dirección de avance del frente metasomático (Lajoinie *et al.* 2013a). Los primeros datos de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ develaron que este mármol habría tenido un origen marino (Lajoinie *et al.* 2013a).

MÉTODOS ANALÍTICOS

A partir de muestras representativas de los tres núcleos de mármol del área de San Miguel, se confeccionaron secciones delgadas para su caracterización petrográfica. Parte de estas muestras fueron trituradas para ser analizadas geoquímicamente

en el Laboratorio ALS Patagonia S.A. (Argentina). Los elementos mayoritarios se determinaron por la rutina ME-XRF12. Las muestras, primero calcinadas, fueron disueltas con 50 % $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - 50 % LiBO_2 y luego fundidas a 1.050-1.100 °C hasta la obtención de una perla, la cual fue analizada por espectroscopia de fluorescencia de rayos X. Los elementos minoritarios y traza se determinaron mediante la rutina ME-MS81, la misma consistió en mezclar 0,20 g de muestra con 0,90 g de LiBO_2 y su fusión a 1.000 °C. El preparado resultante se enfrió y disolvió en 100 ml de HNO_3 al 4 % - HCl al 2 %. Esta solución fue analizada por una combinación de espectrometría de emisión de plasma (ICP) y espectrometría de masas (MS).

Las determinaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se realizaron en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España) mediante la utilización de un espectrómetro de masas de fuente

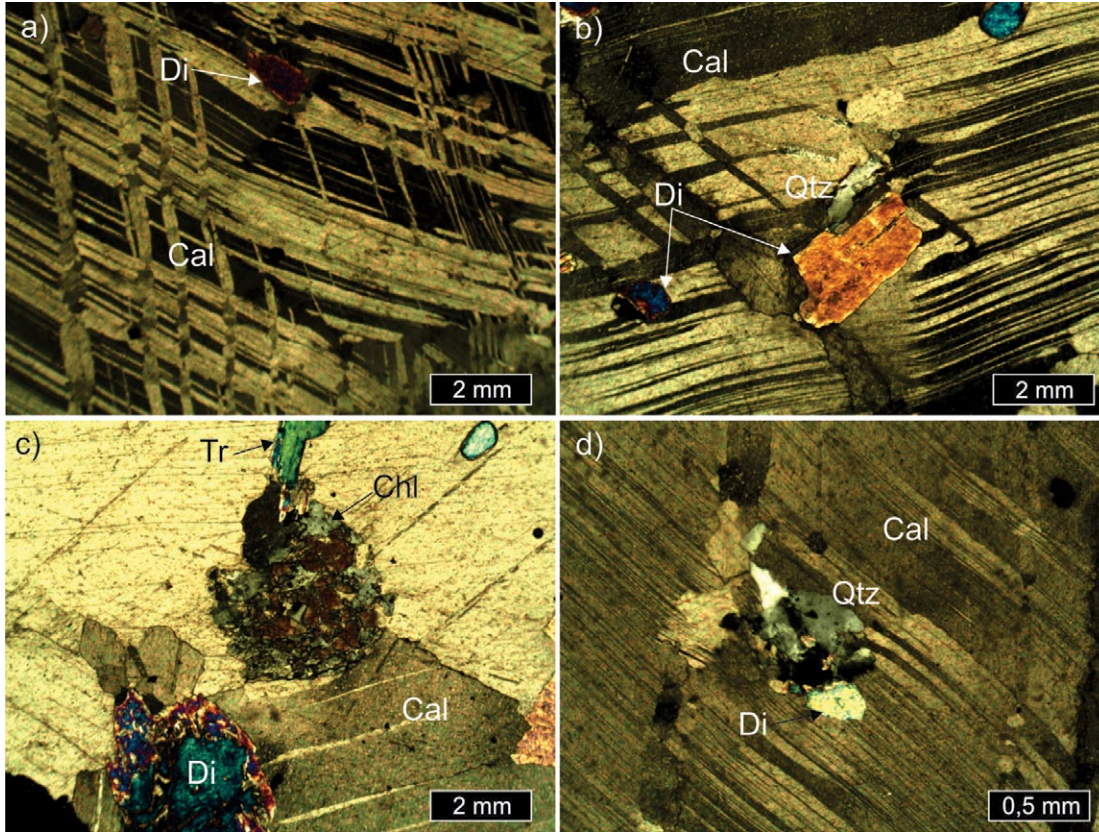


Figura 5: Vista microscópica del mármol. a) Clivaje deformado en cristal de calcita y pequeño cristal de diópsido, con analizador. b) Maclas ahusadas en cristal de calcita, pequeños cristales de diópsido y cuarzo con extinción ondulosa, con analizador. c) Cristales de diópsido en matriz de calcita, reemplazados por clorita y tremolita, con analizador. d) Pequeños cristales de cuarzo con extinción ondulosa, agrupados con cristales de diópsido, con analizador. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con *cold finger*, para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras. Los cristales de calcita y diópsido fueron separados y concentrados en forma manual bajo lupa binocular para su posterior tratamiento. La extracción de CO₂ de las calcitas se realizó mediante reacción con H₃PO₄ al 103 % a 25°C durante 12 horas. Para el tratamiento de los cristales de diópsido se emplearon metodologías convencionales de acuerdo a Clayton y Mayeda (1963). Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación normal como valores delta por mil (δ ‰), con un error analítico de $\pm 0,2$ por mil para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Los resultados están dados con relación al *Standard Mean Ocean Water*, para el $\delta^{18}\text{O}$ y con relación al estándar *Pee Dee Belemnite*, para el $\delta^{13}\text{C}$.

PETROGRAFÍA DE LOS MÁRMOLES

El mármol presenta una coloración blanquecina a grisácea, con tamaño de grano

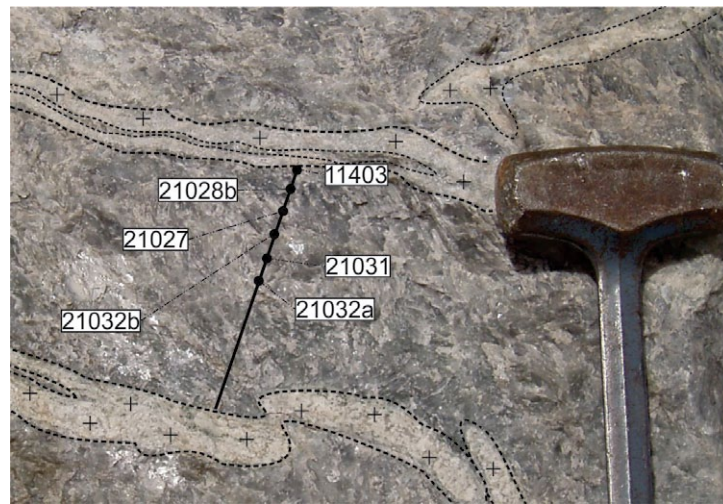


Figura 6: Vista del mármol intruido por filones graníticos, donde se indica la ubicación y nomenclatura de las muestras analizadas.

variable de algunos milímetros a 2-3 centímetros. Su mineralogía está conformada en su mayoría por calcita, cantidades menores de clinopiroxeno de tipo diópsido y escaso cuarzo. Los cristales de calcita se manifiestan euhédricos, límpidos y con evidencias de deformación como extinción ondulosa y maclas ahusadas (Fig. 5a). El diópsido es de color verde oscuro, desarrolla cristales de 3-4 milímetros de

longitud media (Fig. 5b) y su abundancia es muy variable, registrándose sectores que poseen alrededor del 20 % de este mineral y otros con menos del 10 %. Algunos cristales se encuentran parcialmente reemplazados por clorita y tremolita (Fig. 5c). Los escasos cristales de cuarzo tienen un tamaño promedio de 0,5 milímetros, se disponen en forma aislada y presentan extinción ondulosa (Fig. 5d). Hacia

CUADRO 1: Resultados de los análisis químicos de distintos sectores del mármol.

Muestra	21028b	11403	21032b
SiO ₂	4,57	4,16	1,62
Al ₂ O ₃	0,46	0,69	0,06
Fe ₂ O ₃	0,66	0,37	0,13
CaO	52,90	53,30	54,5
MgO	1,10	0,62	0,65
Na ₂ O	0,05	0,10	0,04
K ₂ O	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,01	0,03	<0,01
MnO	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,07
LOI	40,40	40,50	42,95
Total	100,27	100,03	100,05
Sr	191,5	166,5	115,0
Ba	85,4	1080,0	10,4
Rb	<0,2*	0,4	<0,2*
Th	0,33	0,59	0,12
U	0,19	0,15	0,08
Ta	<0,1*	0,1	<0,1*
Zr	2	14	<2*
Hf	<0,2*	0,3*	<0,2*
Y	6,3	9,6	3,3
Cr	10	10	<10*
Ga	0,6	0,8	<0,1
W	<1*	1	<1*
La	4,0	4,8	1,3
Ce	3,8	5,1	0,8
Pr	0,65	0,87	0,2
Nd	2,7	3,4	0,9
Sm	0,45	0,73	0,16
Eu	0,17	0,15	0,04
Gd	0,57	0,87	0,19
Tb	0,08	0,11	0,03
Dy	0,47	0,75	0,27
Ho	0,11	0,17	0,05
Er	0,29	0,5	0,15
Tm	0,02	0,06	0,01
Yb	0,17	0,31	0,11
Lu	0,02	0,03	<0,01*

Los óxidos mayoritarios están expresados en % en peso, los elementos minoritarios y traza en ppm. El número de decimales depende de la exactitud del método para la detección del elemento. * Por debajo del límite de detección.

los contactos con los filones graníticos se observan las paragénesis metasomáticas típicas de skarn como granate + clinopiroxeno y wollastonita + clinopiroxeno en la zona más periférica del mármol (Lajoinie *et al.* 2013a). Este último clinopiroxeno, a diferencia del presente en el mármol tiene una coloración verde clara y es más translúcido, por estar menos reemplazado por clorita y tremolita. Está presente sólo

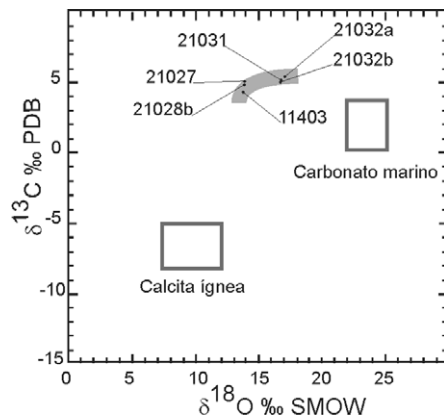


Figura 7: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ según Bowman 1998. En el mismo se encuentran graficados los valores obtenidos de calcitas del mármol. Los recuadros en gris corresponden a los valores típicos de calcitas ígneas y carbonatos marinos.

en los contactos con los filones graníticos.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS MÁRMOLES

Los análisis químicos y las determinaciones de isótopos estables (C y O) fueron realizados en muestras obtenidas de una sección transversal al contacto roca granítica-roca carbonática (Fig. 6). En ésta, además se indica la ubicación y denominación de cada muestra. De esta forma se realizó una caracterización geoquímica del mármol y un análisis de las variaciones, generadas por metasomatismo, en la composición química y en las relaciones de isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en cristales de calcita y $\delta^{18}\text{O}$ en individuos de diópsido.

Geoquímica de roca total

Los resultados de los análisis químicos (Cuadro 1) indican que los mármoles presentan contenidos altos de CaO (52,90 a 54,70 %), en concordancia con la gran cantidad de calcita identificada en muestras de mano y al microscopio. Bajos tenores de SiO₂ (1 a 4 %), MgO (0,62 a 1,10 %), Fe₂O₃Total (0,13 a 0,66 %) y Al₂O₃ (0,06 a 0,69 %) se atribuyen a la presencia de cristales de diópsido y cuarzo. En cuanto a los elementos minoritarios se puede destacar la gran variabilidad en el contenido de Ba de 10,4 ppm a 1.080,0 ppm mientras que

los tenores de Sr son similares en todas las muestras y presentan valores entre 115,0 ppm y 191,5 ppm.

Isótopos estables

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en cristales de calcita del mármol (Cuadro 2) oscilan entre + 17,12 y + 13,84 ‰ (Standard Mean Ocean Water), mientras que los de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre + 5,42 y + 4,26 ‰ (Pee Dee Belemnite). En el diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (Bowman 1998) de la figura 7, la recta graficada con estos resultados indica la evolución del fluido en equilibrio isotópico con la calcita. También se destaca en este gráfico la existencia de una correlación entre los registros isotópicos y las distancias al contacto mármol-roca granítica, en la que los valores más positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se corresponden con las muestras ubicadas a mayor distancia del mencionado contacto. En la misma gráfica se incluyen, además, los datos promedio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de calcitas ígneas y de carbonatos marinos, los cuales manifiestan que la recrystalización provocada por procesos metasomáticos genera mayores descensos en $\delta^{18}\text{O}$ que en $\delta^{13}\text{C}$. En la figura 8, se grafican las determinaciones de $\delta^{13}\text{C}$ del mármol de San Miguel junto con las correspondientes a los registros mundiales de carbonatos depositados durante el “evento Lomagundi-Jatuli”.

Con el fin de establecer la variación isotópica entre los diópsidos provenientes del mármol y los de la fase metasomática (contacto roca granítica-mármol), se analizaron los fraccionamientos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de ambos tipos de diópsido, arrojando valores promedio de + 14,7 ‰ para el primero y de + 9,4 ‰ para el segundo. Estos mismos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de diópsido se emplearon conjuntamente con los obtenidos de calcita en paragénesis con el diópsido, para determinar la temperatura del equilibrio isotópico mediante el geotermómetro calcita-diópsido, según Valley (2003). Se obtuvieron temperaturas de 716 °C para el par mineral presente en el mármol y de 451 °C para el proveniente de la zona de contacto, registrando una diferencia de 265 °C entre ambas zonas.

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

Los carbonatos paleoproterozoicos depositados durante el "evento Lomagundi-Jatuli" fueron reconocidos en numerosas unidades carbonáticas pertenecientes a distintos cratones del mundo, debido a la presencia de una importante anomalía positiva en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$. Si bien muchos de estos carbonatos se conservan inalterados otros presentan evidencias de procesos diagenéticos e inclusive metamórficos. De acuerdo a los estudios realizados por Melezhik *et al.* (2001), los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ pueden mantenerse prácticamente inalterados aún bajo condiciones de facies anfibolita, dependiendo de las características de la roca carbonática y de las condiciones de metamorfismo.

Los mármoles de San Miguel forman parte de las rocas que constituyen el basamento de las Sierras Septentrionales, al igual que los estudiados por Delpino y Dristas (2008), en Punta Tota. Este basamento, denominado Complejo Buenos Aires, es la manifestación más austral del Cratón del Río de la Plata.

La paragénesis mineral calcita + diópsido + cuarzo, reconocida en el mármol de San Miguel, indica que los procesos metamórficos alcanzaron facies anfibolita alta, teniendo en cuenta que la temperatura de la isograda del diópsido está determinada en $\sim 650^\circ\text{C}$, para una presión cercana a los 8 Kbars (Fig. 9, Bucher y Frey 2002). La ausencia de dolomita y la presencia de pequeños cristales de cuarzo estarían indicando que el protolito habría sido un carbonato con una asociación mineral compuesta mayoritariamente por calcita y en menor proporción por cuarzo y escasa dolomita, como los protolitos que grafican en el campo 2a, en la figura 10. Esto mismo se evidencia en los análisis químicos del mármol que presentan altos valores de CaO y bajos contenidos de MgO.

Los datos de isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los cristales de calcita, que se observan en el cuadro 2, develaron una importante anomalía positiva reafirmando el origen marino del protolito del mármol sugerido

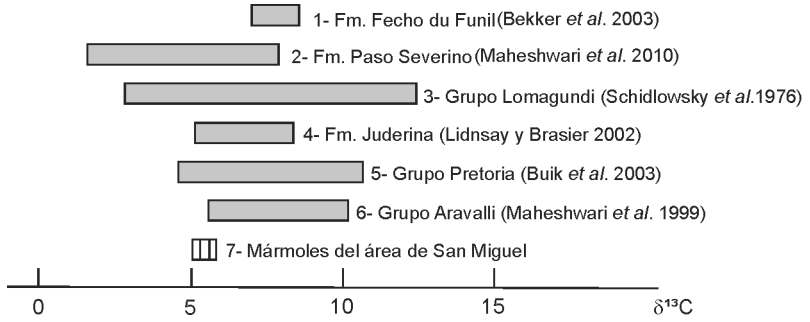


Figura 8: Variación de los registros de $\delta^{13}\text{C}$ y edades de los carbonatos de diversas unidades pertenecientes a los distintos cratones: 1- Pb-Pb $2,11 \pm 0,1$ Ga (Babinski *et al.* 1995); 2- U-Pb $2,146 \pm 7$ Ga (Santos *et al.* 2003); 3- Pb-Pb $2,17$ Ga (Woodhead y Hergt 1997); 4- Rb-Sr $2,26$ Ga (Hamilton 1977); 5- Pb-Pb $2,07$ a $2,15$ Ga (Deb y Thorpe 2004) y 5- Mayor a $2,13 \pm 50$ Ga (Halpern *et al.* 1970)

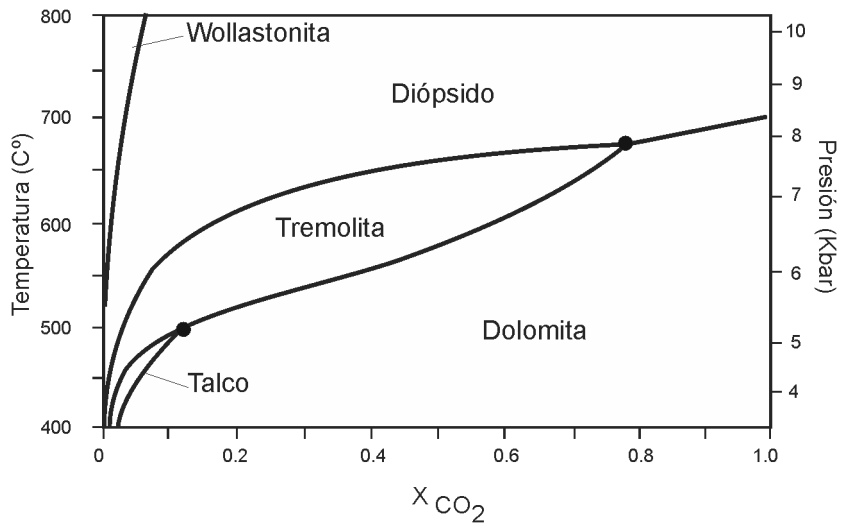


Figura 9: Diagrama T-P- X_{CO_2} para mármoles calcosilicáticos, donde se observan los campos de estabilidad de las distintas fases minerales, extraído de Bucher y Frey 2002.

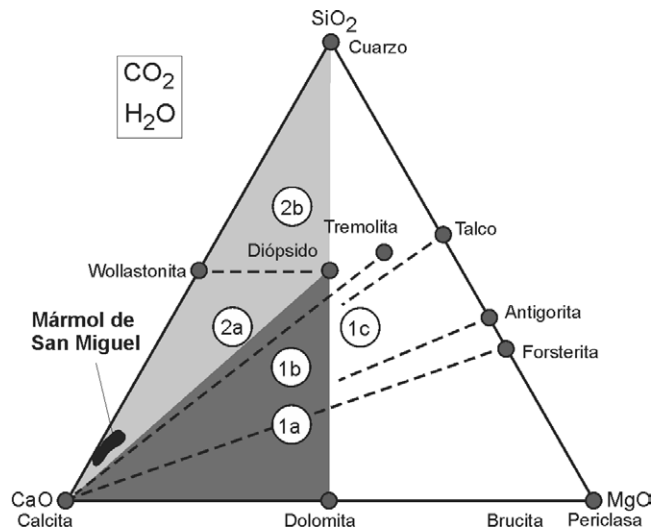


Figura 10: Diagrama quimiográfico del sistema CaO-MgO-SiO₂, proyectado desde CO₂ y H₂O (Bucher y Frey 2002). Los mármoles dolomíticos están representados en los campos 1a, 1b y 1c; los calcosilicáticos en los campos 2a y 2b. El protolito del mármol de San Miguel queda comprendido en el campo 2a.

anteriormente por Lajoinie *et al.* (2013a). De acuerdo a estos resultados se observa una disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de

+ 5,42 a + 4,26 ‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ de + 17,85 a + 13,84 ‰ a medida que nos acercamos al contacto con los filones graníticos. Los

CUADRO 2: Resultados de isótopos estables obtenidos de cristales de calcita y diópsido.

Muestra	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dióx}}$
21032a	17,12	5,42	14,7
21031	16,80	5,39	n/d
21032b	16,80	5,06	n/d
21027	13,96	5,05	n/d
21028b	13,91	4,95	9,4
11403	13,84	4,26	n/d

valores de $\delta^{18}\text{O}$ del mármol de San Miguel son algo más bajos que los esperados para los carbonatos paleoproterozoicos cuyo promedio es de aproximadamente + 20 ‰ (Melezhik *et al.* 2005). Teniendo en cuenta la asociación mineral presente, se podría postular que el descenso registrado en este isótopo al igual que en el C, sobre todo hacia el contacto con los filones graníticos, estaría asociado a la formación de calcosilicatos a través de reacciones de desvolatilización (Valley 1986) generadas durante el proceso metamórfico y el posterior proceso metasomático. En este sentido, el accionar como buffer de los carbonatos sería el que provoca un menor descenso de los valores $\delta^{13}\text{C}$ explicando su menor variabilidad. Entre los calcosilicatos antes mencionados, se destacan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del diópsido que permitieron establecer una importante diferencia entre dos poblaciones de este mineral (distal y proximal al contacto con los filones). Estos valores fueron usados conjuntamente con los de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita (en paragénesis) permitiendo establecer dos pares geotermométricos: (1) calcita-diópsido distal que arrojó temperaturas del orden de los 716 °C, en concordancia con el mencionado grado de facies anfíbolita alta y (2) calcita-diópsido proximal que resultó en temperaturas que rondan los 451 °C, correspondientes al proceso metasomático.

Finalmente, teniendo en cuenta que los núcleos del mármol estudiado se encuentran alojados en un gneiss granatífero-biotítico que a su vez está intruido por rocas ígneas datadas en 2.136 Ma (Halpern *et al.* 1970), resulta evidente que la edad del protolito sería aún mayor. Esto último sumado a que los elevados valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$, obtenidos de estos már-

moles concuerda con los registros mundiales de carbonatos paleoproterozoicos (Fig. 10), indica que los mármoles del área de San Miguel derivan de un protolito correspondiente a un carbonato marino depositado durante el “evento Lomagundi-Jatuli”.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al señor Miguel Catella y a la familia Foster Anchorena por su hospitalidad y trato cordial; al Licenciado Hernán de la Cal, por su colaboración en las tareas de campo y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Finalmente agradecemos especialmente a los Doctores Claudio Gaucher y Victor Melezhik, por los comentarios realizados que impulsaron la realización del presente trabajo, y al Dres. Carlos Cingolani y Carlos Chernicoff cuyas valiosas sugerencias permitieron mejorar la calidad del manuscrito. Este estudio fue financiado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y por la Universidad Nacional de La Plata.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 1: 13-21.

Babinski, M., Chemale, J.R.F. y Van Schmus, W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research* 72: 235-245.

Baker, A.J. y Fallick, A.E. 1989. Heavy Carbon in 2-Billion-Year-Old Marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway. Implications for the Precambrian Carbon-Cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 1111-1115.

Bekker, A., Kaufman, A.J., Karhu, J.A., Beukes, N.J., Swart, Q.D., Coetzee, L.L. y Eriksson, K.A. 2001. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling. *American Journal of Science* 301: 261-285.

Bekker, A., Sial, A.N., Karhu, J.A., Ferreira, V.P., Noce, C.M., Kaufman, A.J., Romano, A.W. y Pimentel, M.M. 2003. Chemostratigraphy

of carbonates from the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle), Brazil: a stratigraphic record of early Proterozoic atmospheric, biogeochemical and climatic change. *American Journal of Science* 303: 865-904.

Bekker, A., Karhu, J.A. y Kaufman, A.J. 2006. Carbon isotope record for the onset of the Lomagundi carbon isotope excursion in the Great Lakes area, North America. *Precambrian Research* 148: 145-180.

Bekker, A., Holmden, C., Beukes, N.J., Kenig, F., Eglington, B. y Patterson, W.P. 2008. Fractionation between inorganic and organic carbon during the Lomagundi (2.22-2.1Ga) carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 278-291.

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.

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D. y Sprechmann, P. 1998. Carta geológica del Uruguay, Escala 1:500.000 Geoeditores, Montevideo.

Bossi, J., Preciozzi, F. y Campal, N. 1993. Predevoniano del Uruguay Parte 1: Terreno Piedra Alta. *Dinamige*, 50 p., Montevideo.

Bossi y Cingolani. 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. En Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P. y Frimmel, H.E. (eds.) *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, Elsevier 16: 73-85, Amsterdam.

Bowman, J.R. 1998. Stable-Isotope systematics of skarns. En Lentz, D.R. (ed.) *Mineralized Intrusion Related Skarn Systems*, Mineralogical Association of Canada. Short Course 26: 99-145, Québec.

Bucher, K. y Frey, M. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 341 p., Nueva York.

Buick, I.S., Uken, R., Gibson, R.L. y Wallmach, T. 1998. High $\delta^{13}\text{C}$ Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa. *Geology* 26: 875-878.

Buick, I.S., Williams, I.S., Gibson, R.L., Cartwright, I., Miller, J.A. 2003. Carbon and U-Pb evidence for a Palaeoproterozoic crustal component in the Central Zone of the Limpopo

- Belt, South Africa. *Journal of Geological Society of London* 160: 601-612.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O. y Peroni, J., 2014. The Rhyacian El Cortijo suture zone: aeromagnetic signature and insights for the geodynamic evolution of the southwestern Río de la Plata craton, Argentina. *Geoscience Frontiers* 5: 43-52.
- Cingolani, C.A. 2010. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de La Plata cratón: An overview. *International Journal of Earth Science* 100: 221-242.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L. 2000. Buenos Aires cratonic región. En Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. y Campos, D. (eds.) *Tectonic Evolution of South America, International Geological Congress*: 139-147, Río de Janeiro.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. y McNaughton, N.J. 2002. U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia belt, Río de la Plata cratón, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:149-154, El Calafate.
- Clayton, R.N y Mayeda, T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 27:43-52.
- Dalla Salda, L.H. e Iñiguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7° Congreso Geológico Argentino 1: 539-550, Neuquén.
- Dalla Salda, L.H., Bossi, J. y Cingolani, C.A. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11: 263-269.
- Dalla Salda, L.H., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., y Llambías, E. (eds.) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 31-50, La Plata.
- Dalla Salda, L.H., Franzese, J.R., Posadas, V.G. 1992. The 1800 Ma mylonite-anatectic granulite association in Tandilia, Argentina. *Basement Tectonics* 7: 161-174.
- Dalla Salda, L.H. y Franzese, J.R. 1989. Los granitoides de Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas 1: 845-861, Buenos Aires.
- Deb, M. y Thorpe, R.A. 2004. Geochronological constraints in the Precambrian Geology of Rajasthan and their metallogenic implications. En Deb, M. y Goodfellow, W.D (eds.) *Sediment-Hosted Lead - Zinc Sulphide Deposits*, Narosa Publishing House: 246-263, New Delhi.
- Delpino, S.H. 2000. Evolución metamórfica del sector nororiental del basamento de Tandilia, Argentina: metamorfismo en facies granulita y anatexis cortical. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inérita), 180p., Bahía Blanca.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 1998a. Petrographic-microstructural study on the felsic and intermediate metamorphic rocks from the northeastern portion of Tandilia Basement, Argentina. *Terra Nostra* 98: 26-27.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 1998b. Geochemical relationships between gneisses, migmatites and pegmatitic segregates from the northeastern sector of Tandilia Basement, Buenos Aires Province, Argentina. *Terra Nostra* 98: 25-26.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 1999. Estudio petrográfico-microestructural sobre las rocas metamórficas félsicas e intermedias del sector nororiental del basamento de Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 152-172.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 2008. Dolomitic marbles and associated calc-silicates, Tandilia belt, Argentina: Geothermobarometry, metamorphic evolution, and P-T path. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 147-175.
- Delpino, S.H., Dristas, J.A., Dimieri, L.V. 2001. Sucesión de eventos deformacionales en base a las correlaciones entre mesoestructuras, Punta Tota, basamento Paleoproterozoico de Tandilia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial, Avances en Microtectónica* 5: 143-150.
- Echeveste, H. y Fernández, R. 1994. Asociaciones de óxidos y sulfuros en diques básicos de las Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología* 11: 99-118.
- Fernández, R. R. y Echeveste, H. J. 1995. Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Actas 1: 329-337, Buenos Aires.
- Gauthier-Lafaye, F. y Weber, F. 1989. The Francavillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Economic Geology* 84: 2267-2285.
- Gómez Peral, L.E. 2008. Petrología y diagénesis de las unidades sedimentarias precámbricas de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 619 p., La Plata.
- Gómez Peral, L. E., Poiré, D.G. y Canalicchio, J.M. 2005. Clastos fosfáticos en la Formación Villa Mónica, Neoproterozoico inferior, Sistema de Tandilia, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 125-132, La Plata.
- Gómez Peral, L., Poiré, D.G., Strauss, H. y Zimmermann, U. 2007. C-O Isotope data and diagenetic constraints of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group, (SW Gondwana), Argentina. *Chemical Geology* 237: 127-146.
- Halpern, M., Umpierre Urquhart, M. y Linares, E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America, as relate to Gondwana and Andean geologic provinces. 4° Upper Mantle Symposium, *Petrología y Volcanismo*: 345-356, Buenos Aires.
- Hamilton, J. 1977. Isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to Early Proterozoic magma genesis in southern Africa. *Journal of Petrology* 18: 24-52.
- Hart, S.R., Krogh, T.E., Davis, G.L., Aldrich, L.T. y Minizaga, R. 1965. A geochronological approach to the continental drift hypothesis. *Carnegie Institute Washington Yearbook* 65: 57-59.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A. y McNaughton, N.J. 2002a. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Río de la Plata cratón, Uruguay. *Journal of South American Earth Science* 15: 229-236.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Cingolani, C.A. y McNaughton, N.J. 2002b. Two Paleoproterozoic Orogenies in the Evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review* 44: 528-543.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J. y Ribot, A. 2001. Early Prote-

- rozoic Calc-Alkaline and Middle Proterozoic Tholeiitic Dyke Swarms from Central-Eastern Argentina. *Petrology, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Tectonic Implications. Journal of Petrology* 42: 2109-2143.
- Íñiguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L. y Zalba, P. 1989. Cuenca Precámbrica-Paleozoico inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En Chebli, G., Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas sedimentarias argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 245-263, Tucumán.
- Karhu, J.A. 1993. Palaeoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. *Geological Survey of Finland bulletin* 371: 1-87.
- Karhu, J.A. y Holland, H.D. 1996. Carbon isotopes and rise of the atmospheric oxygen. *Geology* 2: 6-9.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O. y Recio, C. 2013a. Zonación mineral vinculada a procesos geoquímicos en el skarn San Miguel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 402-412.
- Lajoinie, M.F.; Canafoglia, M.E.; Lanfranchini, M.E.; Etcheverry, R.O. 2013b. Estudio de turmalinas y su implicancia genética en cuerpos pegmatoides del Cerro Guacho, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia 73-78, San Juan.
- Lajoinie, M.F., Etcheverry, R.O., Lanfranchini, M.E. y Cabana, C. 2014. Geología, geoquímica y génesis de diques proterozoicos del área de San Miguel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (en prensa).
- Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radiméricas de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales* 19: 1957-1987.
- Lindsay, J.F., Brasier, M.D. 2002. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins. *Precambrian Research* 114: 1-34.
- Maheshwari, A., Sial, A.N., Chittora, V.K. 1999. High $\delta^{13}\text{C}$ Paleoproterozoic carbonates from the Aravalli Supergroup, Western India. *International Geology Review* 41: 949-954.
- Maheshwari, A., Sial, A.N., Chittora, V.K. y Harsh, B. 2002. A positive $\delta^{13}\text{C}$ carb anomaly in Paleoproterozoic carbonates of Aravalli Craton, Western India; "Support for a global isotopic excursion". *Journal Asian Earth Science* 21: 59-67.
- Maheshwari, A., Sial, A.N., Gaucher, C., Bossi, J., Bekker, A., Ferreira, V.P. y Romano, A.W. 2010. Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: A review of occurrences in Brazil, India, and Uruguay. *Precambrian Research* 182: 274-299.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 161-179.
- Master, S., Verhagen, B.T. y Duane, M.J. 1990. Isotopic signatures of continental and marine carbonates from the Magondi Belt, Zimbabwe: implications for the global carbon cycle at 2, 0 Ga. 23rd Earth Science Congress of Geological Society of South Africa, Abstracts: 346-348, Cape Town.
- Mehnert, K. R. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks, 391 p., Amsterdam.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E. y Gjelle, S. 2001. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides. *Precambrian Research* 108: 267-292.
- Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Kuznetsov, A.B. 2005. Palaeoproterozoic, rift-related, ^{13}C -rich, lacustrine carbonates, NW Russia-Part 2: Global isotope signal recorded in the lacustrine dolostones. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Science* 95: 423-444.
- Melezhik, V.A., Huhma, H., Condon, D.J., Fallick, A.E., Whitehouse, M.J. 2007. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. *Geology* 35: 655-658.
- Mirota, M.D. y Veizer, J. 1994. Geochemistry of Precambrian Carbonates. Aphebian Alabell Formations, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 1735-1745.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. 2010a. The Sierra Ballena shear zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Science* 99: 1227-1246.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. 2010b. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signatures. *International Journal of Earth Science* 100: 201-220.
- Pankhurst, R.B., Ramos, A. y Linares, E. 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 16: 5-13.
- Pimentel, M.M. y Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20: 375-379.
- Poiré, D.G. 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Baya en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 271 p., La Plata.
- Poiré, D.G. 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11, Mendoza.
- Poiré, D.G., del Valle, A. y Regalía, G.M. 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-266, Río Negro.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y del Valle, A. 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. *Geologica Acta* 1: 41-60.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J. 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 223-251.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución tectónica del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Anales SEGEMAR* 29, 24: 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Leguizamón, M.A., Kay, S.M. y Teruggi, M.E. 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil, Provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 357-360.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fan-

- ning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N.J. 2003. Duration of the Transamazonian and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the la Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review* 45: 27-48.
- Seilacher, A., Cingolani, C.A. y Varela, R. 2002. Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina. En Salem, M. y Oun, K. (eds.) *Geology of Northwest Libya*, Earth Science Society of Lybia 1: 275-292
- Schidlowski, M., Eichmann, R. y Junge, C.E. 1975. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Research* 2: 1-69.
- Schidlowski, M., Eichmann, R. y Junge, C.E. 1976. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. *Geochemical et Cosmochemical Acta* 40: 449-455.
- Schidlowski, M., Hayes, J.M. y Kaplan, I.R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, hydrogen and nitrogen. En: Schopf, J.W. (ed.) *Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution*, Princeton University Press, 149-186, Princeton.
- Schröder, S., Bekker, A., Beukes, N.J., Strauss, H. y van Niekerk, H.S. 2008. Rise in seawater sulphate concentration associated with the Paleoproterozoic positive carbon isotope excursion: evidence from sulphate evaporites in the ~2.2-2.1Gyr shallow marine Lusknow Formation, South Africa. *Terra Nova* 20: 108-117.
- Teixeira, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R. y Heaman, L.M. 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr 40Ar/39Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the TransAmazonian orogeny. *Precambrian Research* 119: 329-353.
- Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Hamilton, M.A., Ernst, R.E., Girardi, V.A.V., Mazzucchelli, M., Bettencourt, J.S. 2013. U-Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent. *Lithos* 174: 157-174.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O. 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 185-204.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L.H. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 295: 81-94.
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A. y Ramos, V.A. 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina* 43: 366-374.
- Trompette, R. 1994. *Geology of western Gondwana (2000-500 Ma)*. Balkema, 350 p., Rotterdam.
- Valley, J.W. 2003. Oxygen isotopes in zircon, En Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O. (eds.) *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 343-385.
- Valley, J.W. 1986. Stable isotope geochemistry in metamorphic rocks. En Valley, J.W., Taylor, H.P. y O'Neil, J.R. (eds.) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, MSA Reviews in Mineralogy 16: 445-490, Washington.
- Varela, R., Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H. 1988. Geocronología Rb-Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires, Argentina. 2° Jornadas Geológicas Bonaerense, Acta 1: 291-305, La Plata.
- Villar Fabre, J. y Quartino, B. 1966. Exomorphic and endomorphic effects from marble-contaminated granite contacts in the "San Miguel" quarry, Barker, Province of Buenos Aires, Argentina. *American Journal of Science*, 264: 310-320.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., 1997. Application of the double spike technique to Pb-isotope geochronology. *Chemical Geology* 138: 311-321.
- Young, G.M., Long, D.G.F., Fedo, C.M. y Nesbitt, H. W. 2001. Paleoproterozoic Huronian basin; product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sedimentary Geology* 141: 233-250.
- Zimmermann, U. y Spalletti, L.A., 2009. Provenance of the Lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): implications for palaeogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sedimentary Geology* 219: 7-23.

Recibido: 14 de abril, 2014

Aceptado: 5 de septiembre, 2014