

# Nuevos aportes isotópicos para secuencias carbonáticas del Precámbrico superior (Formación Las Tienditas) del NO de Argentina: su implicancia en la evolución de la Cuenca Puncoviscana.

Vanina L. LÓPEZ DE AZAREVICH<sup>1,2</sup>; Ricardo H. OMARINI<sup>1,2</sup>; Roberto V. SANTOS<sup>3</sup>; Miguel B. AZAREVICH<sup>3</sup> y Ricardo J. SUREDA<sup>1,2</sup>

**Abstract:** *NEW ISOTOPIC DATA FOR LATE PRECAMBRIAN CARBONATE SEQUENCES (LAS TIENDITAS FORMATION) FROM NW ARGENTINA: IMPLICITNESS IN THE EVOLUTION OF THE PUNCOVISCANA BASIN.*- The Puncoviscana basin registers four geodynamic episodes: a) Initial rifting related to breakup of Rodinia (800-750 Ma), b) Passive continental margin: formation of Puncoviscana sea and Volcan carbonates (750-580 Ma), (c) Active continental margin: development of Tilcarian magmatic arch and Las Tienditas-Tumbaya carbonates (580-550 Ma), (d) collision of Arequipa-Belén-Antofalla terrane: Tilcarian Orogeny with granitoids emplacement (550-525 Ma). Changing paleogeographic configuration and installation of new oceanic realm during the Neoproterozoic generate differences in nutrient distribution together with ice blocks transfer from the poles to equator. This process was related to restricted glacial sequences associated with Neoproterozoic cap carbonates, and wide variation of  $^{13}\text{C}$  distribution in sea water that reflects high differences in isotopic curves. Although evolution of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in Las Tienditas Formation gives information about a post-Gaskier or Varanger deposition and paleoenvironmental conditions, detection of the Precambrian-Cambrian boundary is not so clear. Analysis suggests isotopic fractionation in the ocean-atmosphere boundary with fluctuations in nutrient supply, with  $\delta^{13}\text{C}$  variation according to biologic productivity in the platform. Negative excursion of  $\delta^{13}\text{C}$  to  $-2,16\text{‰}$  PDB is associated with anoxic  $^{13}\text{C}$ -depleted currents. Together with terrigenous material supply that produces an increment in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio.

**Resumen:** *NUEVOS APORTES ISOTÓPICOS PARA SECUENCIAS CARBONÁTICAS DEL PRECÁMBRICO SUPERIOR (FORMACIÓN LAS TIENDITAS) DEL NO DE ARGENTINA: SU IMPLICANCIA EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA PUNCOVISCANA.*- La cuenca Puncoviscana registra cuatro episodios geodinámicos: a) apertura inicial relacionada con el desmembramiento de Rodinia (800-750 Ma), b) margen continental pasivo: formación del mar Puncoviscana y carbonatos de Volcán (750-580 Ma), c) margen continental activo: desarrollo del arco magmático Tilcarico y los carbonatos de Las Tienditas-Tumbaya (580-550 Ma), d) colisión del terreno Arequipa-Belén-Antofalla: Orogenia Tilcarica con el emplazamiento de granitoides (550-525 Ma). La modificación de la configuración paleogeográfica y la instalación de nuevos dominios oceánicos durante el Neoproterozoico generaron diferencias en la distribución de nutrientes, junto con la transferencia de bloques de hielo desde los Polos hacia el Ecuador. Este proceso estuvo relacionado con secuencias glaciales restringidas asociadas con carbonatos neoproterozoicos, y una amplia variación de la distribución de  $^{13}\text{C}$  en el agua del mar que refleja grandes diferencias en las curvas isotópicas. Aunque la evolución de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en la Formación Las Tienditas brinda información acerca de una depositación post-Gaskier o Varanger y sus condiciones paleoambientales, la detección del límite Precámbrico-Cámbrico no es tan clara. El análisis sugiere fraccionamiento isotópico en el límite océano-atmósfera con fluctuaciones en el suministro de nutrientes, y variaciones de  $\delta^{13}\text{C}$  de acuerdo a la productividad biológica en la plataforma. La excursión negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  hacia  $-2,16\text{‰}$  PDB se asocia con corrientes anóxicas empobrecidas en  $^{13}\text{C}$ . Junto con el suministro de material terrígeno que produce un incremento en la proporción isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

<sup>1)</sup> CONICET - CEGA

<sup>2,3)</sup> Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología. Avenida Bolivia 5150, Salta, Argentina. e-mail: vlllopez@yahoo.com.ar, miguel\_azarevich@yahoo.com.ar, rhomarini@arnet.com.ar

**Keywords:** Geodynamic evolution. C-O-Sr isotopes. Las Tienditas Formation. Precambrian-Cambrian boundary. Northwest Argentina.

**Palabras clave:** Evolución geodinámica. Isótopos de C-O-Sr. Formación Las Tienditas. Límite Precámbrico-Cámbrico. Noroeste de Argentina.

## Introducción

El estudio de la composición isotópica en rocas carbonáticas es una poderosa herramienta para conocer la naturaleza del agua de mar, de la biósfera y la atmósfera en tiempos geológicos pasados (Brassier y Shields 2000, Jacobsen y Kaufman 1999). Es también esencial para modelar procesos geodinámicos a gran escala, responsables de la formación de cuencas en el contexto de la fragmentación y dispersión de las Pangeas. El aporte interpretativo que proveen va más allá, considerando que suministran información sobre el balance físico y funcional entre sistemas que actúan conectados de manera parcial o total como lo son: la atmósfera, hidrósfera, litósfera y biósfera. Es así que se convierte en una herramienta esencial para establecer correlaciones bioestratigráficas en secuencias de carbonatos marinos depositados en plataformas marginales, como las formadas durante la fragmentación del supercontinente Rodinia (~800 Ma) (Torsvik *et al.* 1986, Hoffmann 1991, Unrug 1997, Piper 2000, Meert y Torsvik 2003).

La precipitación de mega-secuencias de carbonatos marinos en el Arqueano y Paleoproterozoico se vio reducida durante el Meso y Neoproterozoico, lo cual plantea una incógnita, aún no resuelta, vinculada posiblemente a cambios climatológicos globales que alteraron su deposición (Grotzinger y Knoll 1995, Grotzinger y James 2000). En este sentido el empleo de isótopos, en especial los del carbono, son esenciales para explorar la cronoestratigrafía y la paleoclimatología planetaria a partir de series carbonáticas marinas depositadas para estos tiempos y carentes de fósiles (Kaufman *et al.* 1993). Las tendencias opuestas en las concentraciones isotópicas de carbono y estroncio son sensibles indicadores de la temperatura de la atmósfera y han sido empleados para interpretar la sucesión de períodos glaciales y post-glaciales durante la evolución del planeta en el Proterozoico (Magaritz *et al.* 1991, Kennedy 1996, Kennedy *et al.* 1998, Kaufman *et al.* 1997, Brasier *et al.* 2000).

En el actual estudio se presentan nuevos datos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}/$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , de la secuencia carbonática Neoproterozoica que aflora en la localidad de Las Tienditas, NO de Argentina y se analiza el comportamiento de los mismos a la luz de trabajos previamente publicados (Sial *et al.* 2001, Toselli *et al.* 2005). Así mismo, esta contribución aporta criterios para delinear la evolución de la Cuenca Puncoviscana (*s.l.*) y el límite Precámbrico superior-Cámbrico inferior del NOA.

## Contexto Geológico Regional

Las litologías representativas del basamento Precámbrico superior-Eocámbrico del NOA se encuentran restringidas al ámbito de la Cordillera Oriental (Turner y Mon 1979). En el perímetro de esta unidad morfoestructural se reconocen dos tipos litológicos dominantes: uno definido por rocas metasedimentarias y el otro por rocas ígneas. La primera está compuesta por una sucesión de grauvacas, pelitas y calcáreos, con un espesor estimado en

2000 m, conocida como Formación Puncoviscana (Turner 1960). La segunda tipología está representada en el área por rocas volcánicas y plutónicas. Las rocas volcánicas intercalan en la columna estratigráfica y son concordantes con la secuencia sedimentaria, tanto en los niveles clásticos como en los calcáreos (Toselli y Aceñolaza 1984, Coira *et al.* 1990, Omarini *et al.* 1999). La plutonitas se emplazan en el complejo sedimentario ya plegado con formas irregulares y en algunos casos con dimensiones batolíticas.

De acuerdo a Salfity *et al.* (1976), el complejo sedimentario queda ordenado, desde la unidad más antigua a la más reciente, por cuatro formaciones litológicas: i) Formación Sancha (Ortiz 1962), identificada por turbiditas gris-verdosas, conglomerados y diamictitas; ii) Formaciones Volcán, Tumbaya y Las Tienditas, con calizas micríticas y dolomitas negras grisáceas (Loss y Giordana 1952, Ortiz 1962, Porto *et al.* 1990); iii) Formación Puncoviscana (Turner 1960), reconocida por pelitas amarillo-verdosas y una facies conspicua de conglomerados polimícticos asignada a la Formación Corralito (Borrello 1972). Este conjunto de formaciones integra el Grupo Lerma. En este trabajo se suma al grupo la Formación Los Guachos asignada por Moya (1998) al Cámbrico inferior (Fig. 1 y 2). No obstante, las dificultades para establecer correlaciones seguras a nivel regional impidieron el uso extendido de esta nomenclatura para todo el basamento del NOA. Es así, que el empleo del término Puncoviscana en sentido amplio predominó sobre las terminologías específicas acotadas solo a afloramientos de pocos kilómetros cuadrados, término genérico que al presente se utiliza también para definir litologías equivalentes en otras regiones como en Sierras Pampeanas (Ramos 2008, Drobe *et al.* 2009).

En este trabajo se utiliza la nomenclatura propuesta por Salfity *et al.* (1976) por ser el área estudiada el sector original donde se definió el Grupo Lerma. Una columna estratigráfica integrada de la región se muestra en la figura 2 donde el Grupo Lerma yace en discordancia con la Formación Medina (esquistos bandeados) que aflora al sur de la localidad estudiada, en la sierras de Metán, de la Candelaria y de Medina. Se interpreta aquí que el conjunto de unidades que identifican el basamento del NOA apoyan a su vez sobre un basamento supra-regional (Grenville 1100-850 Ma) que predata la configuración del supercontinente Rodinia (Piper 1976, 2000, Meert y Torsvik 2003). Este supuesto se basa en evidencias cronológicas para este lapso temporal registrada por los circones detríticos aportados a la cuenca de rift inicial durante la destrucción del supercontinente Rodinia (Fig. 2).

## Las Secuencias Carbonáticas en el Basamento del NOA

Las secuencias carbonáticas afloran al sudeste de la ciudad de Salta en los parajes de Sancha, Las Tienditas, arroyos Los Negros y Los Noques (Fig.1) y en las localidades de León y Tumbaya, provincia de Jujuy. Las secuencias se identifican por bancos calcáreos en tonalidades del gris oscuro a gris azulado los que ocasionalmente se encuentran brechados, con un denso enrejado de venillas de calcita blanca y sílice secundarias.

La variedad dolomítica se localiza en el paraje de Tumbaya en la ladera occidental de la sierra de Tilcara con un espesor de 240 m y marcada laminación (Fig. 3). En su base se reconoce una serie rítmica de pelitas y cuarcitas pardas con una estratificación simil-varves (Toselli *et al.* 2005). Sobre esta unidad se apoyan rocas basálticas con estructuras deformadas que semejan lavas almohadilladas (Camacho *et al.* 1993). Hacia el sur en las localidades de Volcán y Bárcena la secuencia desarrolla un espesor máximo de 800 m (Loss y Giordana 1952), con una disminución significativa de los contenidos de magnesio (Fig.3).

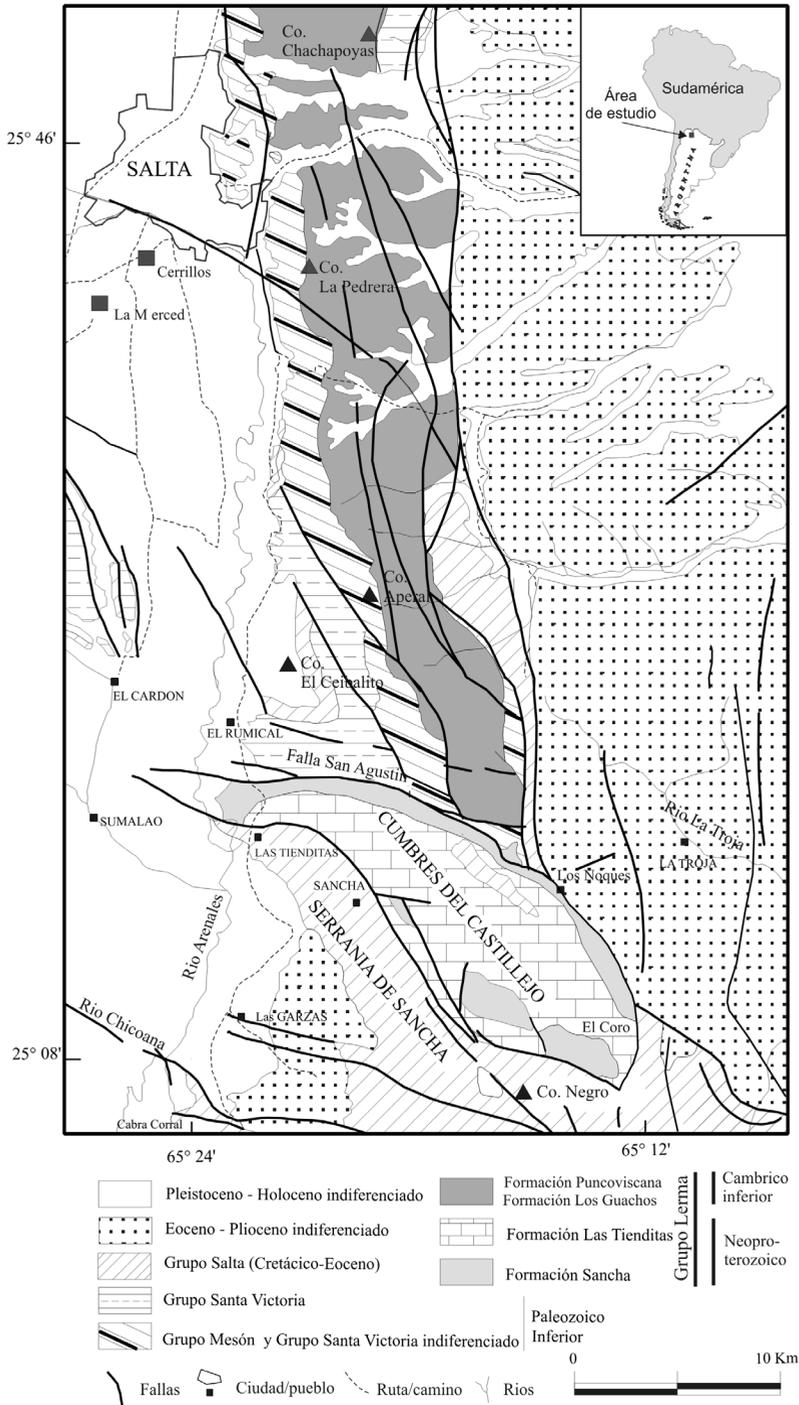


Figura 1. Mapa geológico de la Cordillera Oriental al sur de río Mojotoro que incluye en el sector sur los afloramientos de la Formación Las Tienditas.



4 b-d). La arquitectura de deposición es rítmica dominada por los efectos diarios de mareas, como se observa en la figura 4c (López de Azarevich y Omarini 2008b).

En la proximidad del río Arenales (Fig. 1) se aprecia una variedad rojiza, masiva y tenaz producto de una recristalización térmica que altera los detalles originales del calcáreo. Estas transformaciones están limitadas al sector inferior del banco calcáreo donde una falla de bajo ángulo controla el deslizamiento del paquete sedimentario hacia el oeste. En el arroyo Los Noques, ubicado en el sector oriental de la sierra de Castillejo, la columna se inicia (Fig. 3) con una secuencia de turbiditas con predominio de pelitas finamente laminadas que intercalan bancos calcáreos (miembro Los Noques *sensu* Iturriza 1981). El sector principal de la columna queda definido por un paquete macizo de calcáreos de 200 m de espesor con idénticos rasgos en color, textura, composición y estructura que aquellos presentes en el perfil de Las Tienditas.

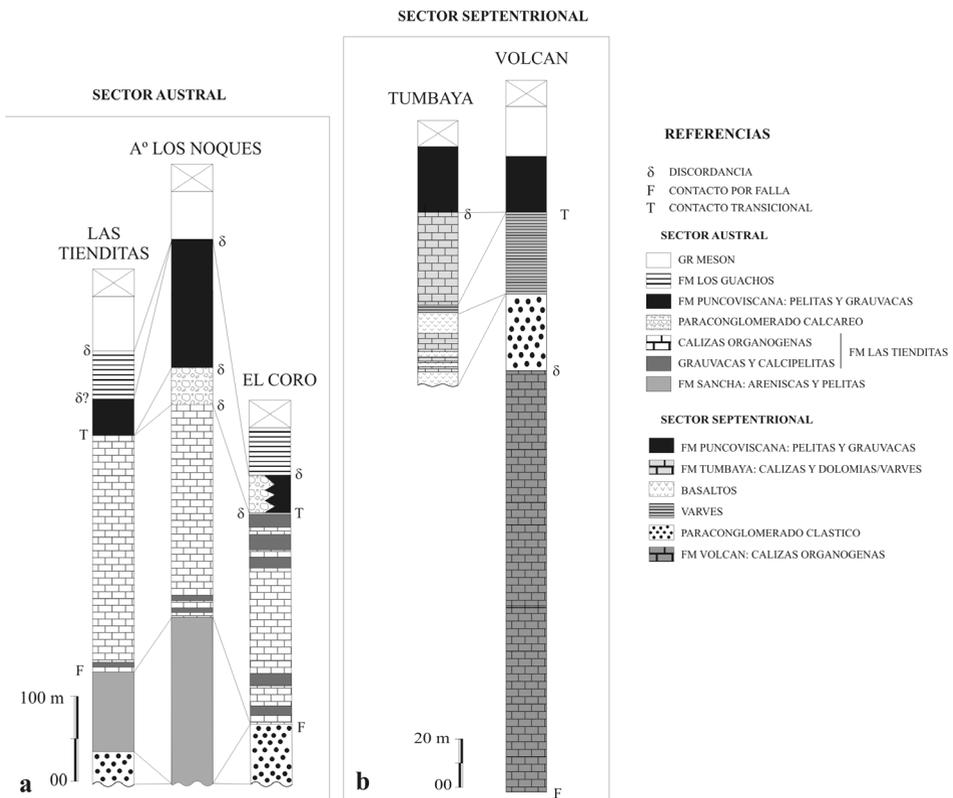
El sector superior lo definen bancos de calcipelitas que intercalan con calizas finamente laminadas de 0,10 a 0,15 metros. Su espesor es de 14 m y gradada hacia un horizonte pelítico de color pardo amarillento y marcada ciclicidad. En el arroyo Los Negros (Fig. 1) la columna se inicia con paraconglomerado verde grisáceo con una potencia estimada de 60 m, denominado Formación El Coro por Seggiaro (1980). Esta secuencia no expone su base y su contacto con el calcáreo (Formación Las Tienditas) está dado por una discordancia local interpretada como una zona de falla por Omarini (1982), lo cual hace suponer que el banco calcáreo fue sobrecorrido sobre la sucesión infrayacente. La arquitectura interna de esta secuencia se ajusta a una diamictita masiva (*bouldery diamictites*) con cantos decamétricos y angulosos de grauvacas distribuidos de manera irregular en una matriz muy inmadura de areniscas y pelitas. La sucesión presenta una fábrica planar con una distribución horizontal de los clastos y en algunos casos con improntas de rotación en la matriz soporte. Se han observado también estructuras de deformación internas sinsedimentarias indicativas de procesos de remoción en masa (*mud flow*) (Figura 4 e). Aunque se desconoce su distribución la sola presencia de estas rocas es una clara evidencia que el depósito es de origen glacial.

Depósitos similares se conocen muy bien en áreas peri-gondwánicas de África y Australia (Le Heron *et al.* 2005). En este perfil el horizonte calcáreo alcanza un espesor de aproximadamente 240 m y su techo gradada a litologías clásticas que predominan sobre la carbonática. Los bancos clásticos intercalados quedan definidos por una sucesión de estratos de pelitas con espesores entre 2 a 6 cm finamente laminados y areniscas con espesores entre 20 a 40 cm. Esta secuencia tiene un espesor de 28 m y se distingue por sus tonos claros dentro de la gama del verde y del morado. Las secuencias clásticas que se ubican por encima de los perfiles descritos han sido nominadas como Formación Puncoviscana (Salfity *et al.* 1976) restringiendo así su uso sólo al miembro superior terrígeno de la columna. Moya (1998) identifica a estos afloramientos como Formación Los Guachos y le asigna una edad Cámbrico inferior en base al contenido de trazas fósiles y su estilo estructural diferente con las unidades infrayacentes. En el presente trabajo se considera el término Los Guachos homólogo a Puncoviscana.

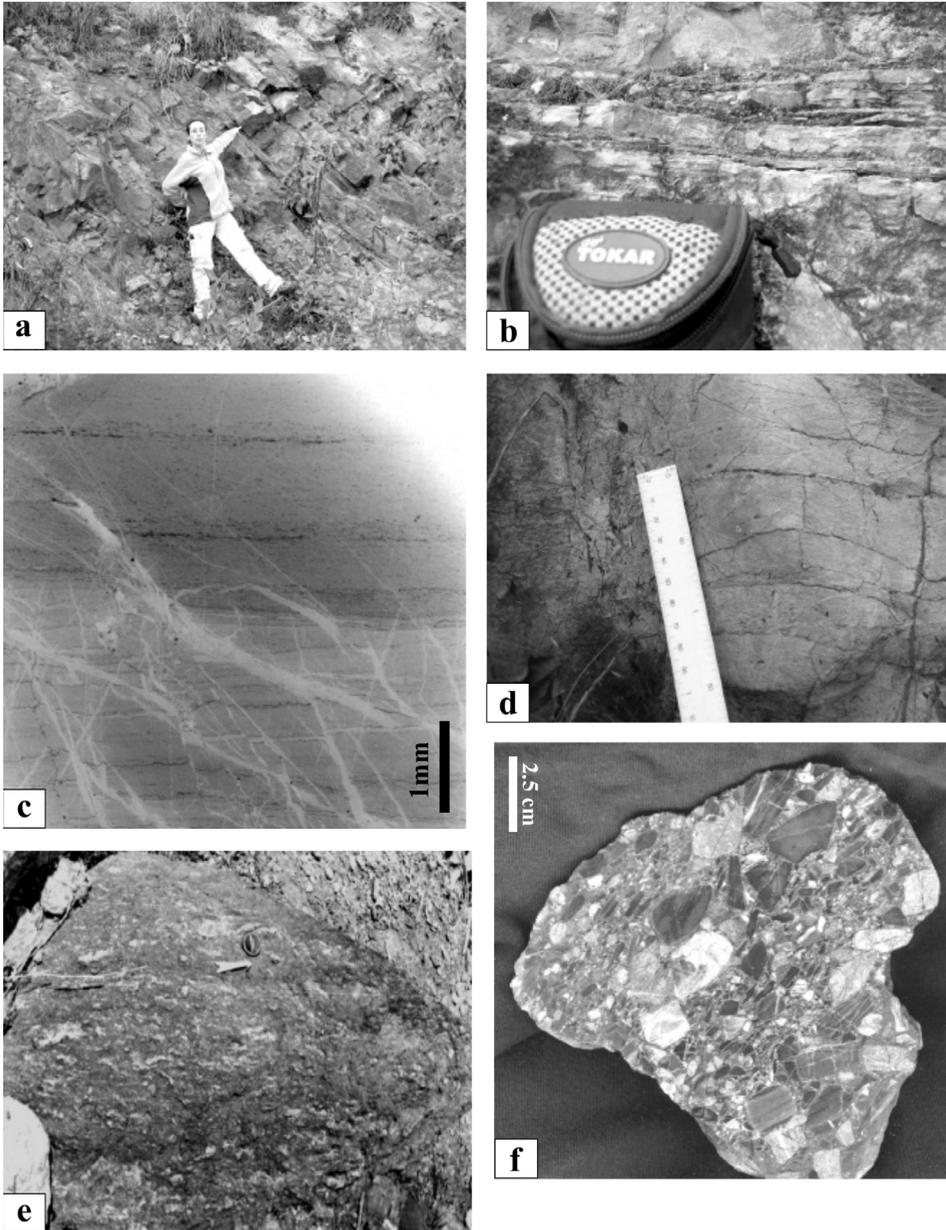
## Edad del basamento del NOA

Las rocas sedimentarias que integran el basamento del NOA son hoy una prueba evidente del proceso geodinámico involucrado en la formación del océano Puncoviscana en correspondencia a la fragmentación del supercontinente Rodinia. Los circones detríticos

testifican el eficiente proceso de mezcla de material procedente de áreas continentales circundantes que rellenaron la cuenca. El rango de edades U/Pb que se obtienen de su análisis definen tres conspicuos agrupamientos: uno con valores entre 1.06 y 0.9 Ga., otro entre 0.63 y 0.60 Ga., y el último con edades que oscilan entre 0.55 y 0.52 Ga. (Figura 2 c). Un conjunto con menor significación, no mostrado en la compilación realizada en la figura 2, arroja edades entre 2.8 y 1.8 Ga. (Adams *et al.* 2008). Es evidente que estas asociaciones predatan pulsos magmático-metamórficos episódicos en el segmento continental estudiado. El más antiguo Arqueano-Paleoproterozoico se corresponde con un basamento metamórfico de alto grado granulítico-charnokítico que sólo aflora en el sector central de la provincia amazónica (bloques de Carajas-Iricumé, Xingu, Río Negro-Juruena, Ventuari-Tapajós, Marrón-Itacaiúmas) con edades U/Pb mayores de 1.8 Ga (Colombo *et al.* 2000). Es posible admitir también una proveniencia de circones del macizo de Arequipa (granulitas de Mollendo) que registra edades U/Pb equivalentes (Dalmayrac *et al.* 1977, Cobbing *et al.* 1977, Wörner *et al.* 2000, Bock *et al.* 2000). La escasa representatividad (2-18%) de poblaciones de circones con este rango de edad (véase Adams *et al.* 2008) no descarta tampoco una procedencia del cinturón de Rondonia-San Ignacio.



**Figura 3.** Perfiles estratigráficos de las secuencias neoproterozoicas de la cuenca de la Formación Puncoviscana que incluyen rocas carbonáticas. Nótese la variación de espesores entre las secuencias calcáreas para las localidades a) Australes: Las Tienditas, Arroyo Los Noques y El Coro, y b) Septentrionales: Tumbaya y Volcán. Compilado a partir de datos en Iturriza (1981), Omarini (1982), Baldis y Omarini (1984), Porto *et al.* (1990), Moya (1998), Toselli *et al.* (2005) y datos propios.



**Figura 4.** a) b) Fotografías de la secuencia rítmica mareal en la localidad de Las Tienditas. c) Microfotografía de las láminas rítmicas, cortadas por venillas de calcita. d) Estructuras abovedadas de posible origen orgánico. e) Diamictitas de la Formación Sancha depositadas en ambiente glacial-postglacial previo al desarrollo de la plataforma carbonática de la Formación Las Tienditas. f) Conglomerado calcáreo que marca un nivel de erosión (postglacial?) labrado sobre la Formación Las Tienditas.

Es inevitable pensar que una herencia tan antigua, en los núcleos de los circones de la Formación Puncoviscana, sólo puede indicar un reciclado de materiales supracrustales transferidos a cinturones móviles más jóvenes adosados en forma sucesiva a los núcleos arqueanos (Cordani *et al.* 2000, 2003, Kemp *et al.* 2006). Si esta premisa es correcta se puede admitir incluso una procedencia del cinturón Grenville que marca a nivel planetario el ensamble de fragmentos corticales en una consolidada Pangea (Rodinia 1.1-0.9 Ga.). Las edades U/Pb de 1.8 Ga. en la discordia, obtenidas por Lork *et al.* (1990) sobre circones derivados del arco magmático Tilcárico (0.58-0.52 Ga.) reafirma el concepto de reciclado de materiales corticales por magmas silíceos en el Precámbrico superior-Cámbrico inferior (Fig. 2 c). En particular se puede notar que un porcentual alto de edades (>80 %) se ubica en el lapso entre 1.2 y 0.9 Ga., edad grenvilliana del material que rellenó la cuenca de rift inicial "Puncoviscana" (0.8-7.5 Ga.). Por otro lado, una población de aproximadamente 13 % arroja edades entre 0.63 y 0.60 Ga., muy similares a las edades modelo Nd ( $T_{DM}$  0.77-0.63 Ga.) obtenidas en rocas volcánicas básicas intercaladas en la secuencia sedimentaria, lo cual documenta para estos tiempos el ingreso a corteza de material extraído de un reservorio mantélico (Omarini *et al.* 2005). Lamentablemente, los trabajos recientes sobre circones en la Formación Puncoviscana, no incluyen imágenes de cátodo-luminiscencia que permitan identificar atributos morfológicos peculiares en los cristales en relación a su origen y herencia.

A la luz de estos antecedentes se reconoce la existencia de cuatro etapas coincidentes con el desarrollo geotectónico anterior a la configuración de Gondwana: (A) rift inicial, (B) margen continental pasivo: formación del océano Puncoviscana (C) margen continental activo: inicio del arco magmático Tilcárico, (D) colisión del terreno Cuyania-Antofalla-Belén-Arequipa (CABA) y consolidación del orógeno Tilcárico (Fig. 2).

De acuerdo a los registros litológicos acumulados en las etapas (B) y (C) del ciclo geotectónico (Fig. 2) se reconocen rocas sedimentarias y carbonatos (Formación Volcán) depositadas en la etapa de margen continental pasivo y rocas sedimentarias y carbonatos (Formación Tumbaya-Las Tienditas) depositadas en la etapa de margen continental activo, respectivamente. Los carbonatos depositados en la etapa de rift inicial (Formación Volcán) arrojan valores de  $\delta^{13}C$  entre 6,11 y 4,58 ‰ PDB (Fig. 2), contenidos que interpretados por Toselli *et al.* (2005) son representativos del ciclo Sturtiano (~740-720 Ma.). En tal sentido, este criterio no es suficiente para asignar una edad precisa a estas rocas considerando que su posición cronológica puede ser más antigua o más joven en la curva de evolución isotópica del agua de mar de Brasier y Shields (2000) (Fig. 2 b).

Hasta tanto no se cuente con datos isotópicos de estroncio no podrá resolverse este dilema. En el presente trabajo, en base al rango isotópico se ubica a la Formación Volcán como pre-glaciación Marinoan (Fig. 2). A diferencia de esta secuencia carbonática, lavas toleíticas intercalan las rocas calcáreas de la Formación Tumbaya testificando el inicio del margen continental activo (~ 580 Ma.) y un cambio en el régimen de sedimentación a condiciones de cuenca somera de trasarco. Estas micritas magnesianas registran valores de  $\delta^{13}C$  de -1,6 y 3,4 ‰ PDB y -1,33 y 2,28 ‰ PDB que permiten ubicar al depósito post-glaciación Gaskiers o Varanger (Fig. 2).

Es precisamente esta etapa la que reporta la explosión de vida del Ediacarano con organismos de cuerpos blandos depositados en aguas pandas y dominadas por mareas (Aceñolaza 2004, Aceñolaza y Tortelo 2003, Aceñolaza y Aceñolaza 2005, 2008, Omarini *et al.* 2008, López de Azarevich *et al.* 2010). Esta etapa queda acotada con el emplazamiento de la tronhjemita Tipayoc con edades (SHRIMP) U/Pb sobre circones de 580 Ma (Escayola

com. pers., Lork *et al.* 1990). El límite superior de sedimentación es previo al emplazamiento de los plutones de Tastil, Chañi y Cañani con edades U/Pb entre 536 y 525 Ma (Bachmann *et al.* 1987, Hongn *et al.* 2001, Matteini *et al.* 2008, Zappettini *et al.* 2008) coincidente con la colisión de CABA y la formación del orógeno Tilcárlico.

## Metodología

El muestreo de la sucesión estratigráfica calcárea en la localidad de Las Tienditas fue realizado teniendo especial cuidado en los siguientes puntos:

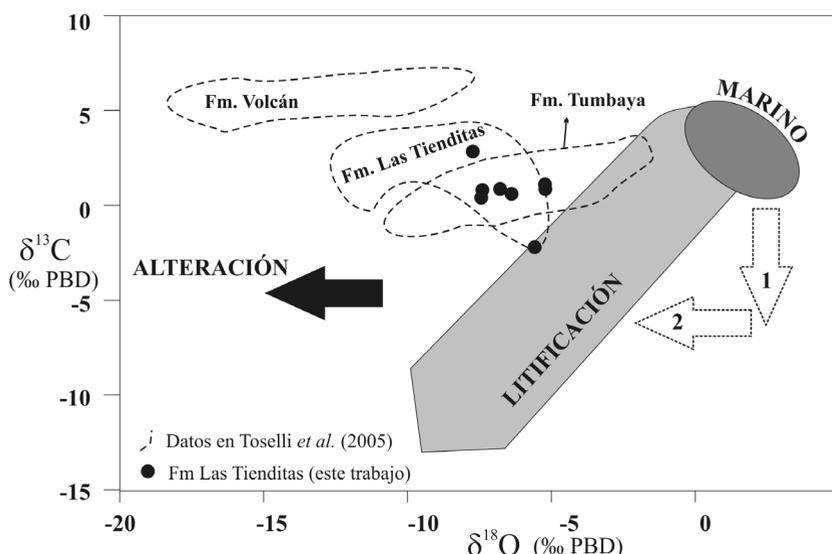
- 1.- Los primeros 13 m del perfil contienen estrados calcáreos deformados y con bandas de cizalla interestratal de color anaranjado. A los efectos de eliminar posibles errores causados por procesos dinámicos post-deposicionales que pudieran afectar las relaciones isotópicas, esta sección fue descartada. El muestreo se realizó sobre estratos no deformados en secuencias estrato decrecientes con espesores entre 0.02 a 0.50 m de espesor (Fig. 4 a-b).
- 2.- Se excluyeron niveles margosos considerando que la arcilla contenida distorsiona las relaciones isotópicas primarias de estroncio.
- 3.- La calcita secundaria (Fig. 4 c) fue eliminada de las muestras por selección manual después de la molienda mediana a fina.
- 4.- El muestreo se realizó solo sobre bancos de carbonatos macizos finamente laminados y con desarrollo de estructuras microalgales (*Teepee structures*) (Fig. 4 b y d).

Un total de 9 muestras fueron analizadas en un perfil estratigráfico que cubre un espesor de 55,50 metros. De este espesor 5 muestras se concentran en una sección de 2,40 metros. Este criterio de selección tuvo también como objetivo identificar variaciones en las condiciones de deposición (ritmicidad) y evaluar el límite Precámbrico-Cámbrico demarcado por Sial *et al.* (2001) para esta localidad.

La sistemática seguida en la selección de las muestras brindó la posibilidad de obtener datos isotópicos confiables sin perturbaciones significativas que pudieran alterar sus contenidos iniciales al momento de su incorporación al sedimento. Los co-variación negativa entre  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  es un indicador sensible que documenta las transformaciones post-deposicionales que sufre el carbonato precipitado a partir del agua de mar (Knauth y Kennedy 2009). La correlación de los isótopos facilita visualizar en un diagrama cartesiano (Fig. 5) la tendencia entre el grado de alteración y el proceso de litificación al cual ha estado sometido el depósito. Durante este proceso las bases metaestables de calcita originalmente precipitadas sufren disolución, re-precipitación y re-equilibrio isotópico. En caso de un soterramiento rápido del sedimento las modificaciones entre las relaciones  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  se mantienen equilibradas con tendencia negativa.

Cualquier proceso post-deposicional que incorpore o movilice fluidos fuera del sistema (diagénesis/metamorfismo), impone un desplazamiento de los valores  $\delta^{13}\text{C}$  hacia el sector izquierdo del diagrama, zona de alteración. El mayor o menor grado de alejamiento de la zona de litificación revela el grado de perturbación del isótopo  $\delta^{13}\text{C}$ , el cual se aparta de los valores iniciales al momento de su incorporación en el sedimento. En nuestro caso en particular los datos obtenidos para la Formación Las Tienditas se proyectan muy cercanos al campo de litificación lo cual indica que el grado de perturbación de la roca ha sido moderado a bajo. Los datos que surgen de una cuidadosa selección de las muestras mejora los resultados obtenidos por Sial *et al.* (2001) y Toselli *et al.* (2005) para el mismo sector aquí estudiado.

Las determinaciones isotópicas fueron realizadas en la Universidad de Brasilia, Instituto de Geociencias. El equipo utilizado para el análisis de isótopos de C y O es un espectrómetro de fuente gaseosa, acoplado con un analizador Gas Bench II, que genera auto muestreo para determinaciones de relaciones  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  con alto grado de rendimiento, utilizando patrones internacionales. El procedimiento consiste en hacer reaccionar 300  $\mu\text{gr}$  de carbonato con  $\text{H}_3\text{PO}_4$  a una temperatura de 72° C, seguida de una limpieza del frasco por medio de flujo de Helio, y finalmente la determinación de las relaciones isotópicas en el espectrómetro. El análisis isotópico de Sr fue realizado mediante un equipo termo-iónico TTMS Finnigan MAT-262, equipado con 7 colectores móviles tipo copa Faraday y una multiplicadora de electrones central.



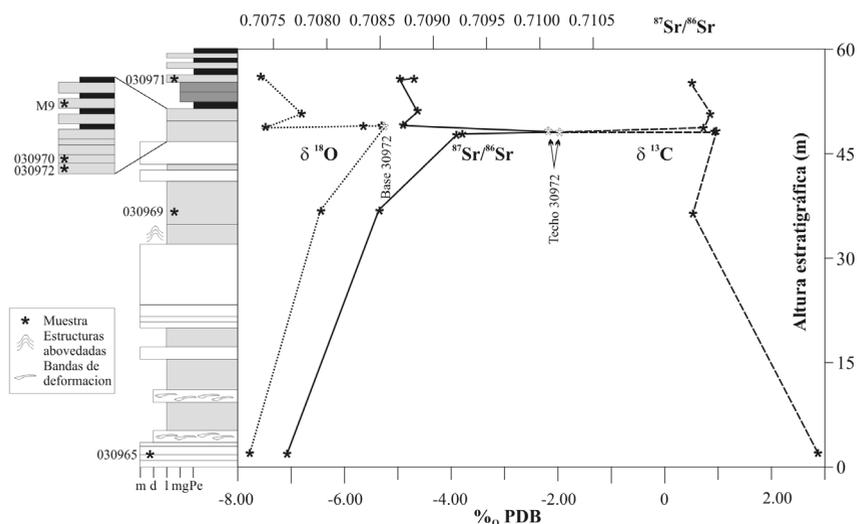
**Figura 5.** Diagrama binario  $\delta^{13}\text{C}$  (‰ PDB) vs  $\delta^{18}\text{O}$  (‰ PDB) con campos para carbonatos marinos, zonas de alteración y litificación. 1: patrón esperado para carbonatos marinos durante una excursión negativa del reservorio marino de C inorgánico, 2: patrón esperado durante un proceso de litificación, que genera una desviación de  $\delta^{18}\text{O}$  hacia menores valores sin afectar el  $\delta^{13}\text{C}$ . Modificado de Knauth y Kennedy (2009). Campos delimitados para los carbonatos proterozoicos de las Formaciones Volcán, Tumbaya y Las Tienditas a partir de datos en Toselli *et al.* (2005).

## Isotopía de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

La porción inferior del perfil (Fig. 6) registra el valor  $\delta^{13}\text{C}$  (+2,85 ‰ PDB) más elevado con una disminución progresiva hacia +0,98 ‰ PDB. A los 48,73 m de la base se detecta una pronunciada excursión negativa de -2,16 ‰ PDB, enmarcado entre valores estables cercanos a +1 que se registran por encima y por debajo de este punto. Esta variación puntual podría indicar un relativo aumento en la productividad biológica asociada a la depositación de la capa o bien a la movilización de fluidos durante la diagénesis. Sin embargo, no hay evidencias litológicas ni discontinuidades en el nivel de muestreo que confirmen que este último proceso haya generado la desviación encontrada. La pronunciada excursión negativa hacia el techo de este estrato es más acentuada que la detectada por Sial *et al.* (2001), y su rango es similar para los carbonatos Cámbricos de la sierra del Gigante, del Grupo Caucete y de la Formación La Laja, Argentina (Sial *et al.* 2001, Galindo *et al.* 2004). Un valor similar está presente en

carbonatos de la Cuenca Salina-Oman depositados en el Cámbrico inferior (Naipauer *et al.* 2005). Excursiones parecidas para límite Precámbrico-Cámbrico, con valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , han sido identificadas en carbonatos depositados en la plataforma siberiana durante este lapso de tiempo (Magaritz *et al.* 1991). Una excepción a esta tendencia negativa se da en los carbonatos de la cuenca de Vindhyan-India cuyo registro isotópico es opuesto con una excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  entre +5 a +2,7 ‰ PDB (Friedman *et al.* 1996).

Similar situación se registra en el Grupo Corumbá – Brasil con valores  $\delta^{13}\text{C}$  que oscilan entre -5,3 y +5,5 ‰ PDB (Misi *et al.* 2007). Estas diferencias prueban que el comportamiento isotópico del carbono no fue homogéneo a nivel planetario en la transición Precámbrico-Cámbrico. Particularidad que puede estar comprometida con procesos biológicos a gran escala donde la biomasa existente para estos tiempos (algas fotosintetizadoras y colonias microbiales), prefieren el  $^{12}\text{C}$  más liviano que  $^{13}\text{C}$  para sintetizar azúcar a partir del  $\text{CO}_2$  atmosférico. Por ello, se debe interpretar que el enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  está directamente relacionado con al incremento de la productividad biológica (Sankaran 2000). Así mismo, la relación  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  puede incrementarse temporalmente cuando la materia orgánica fotosintetizadora presente en el sedimento sufre un soterramiento rápido (Scholle y Arthur 1980), y decrece si estas son rápidamente oxidadas (Fike *et al.* 2006). La disminución de esta relación isotópica también puede ser afectada cuando el  $\delta^{13}\text{C}$ , atrapado en sedimentos del talud continental como metano, es liberado (Jiang *et al.* 2003).



**Figura 6.** Variación de la composición isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  (‰ PDB),  $\delta^{18}\text{O}$  (‰ PDB) y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en la columna estratigráfica de la Formación Las Tienditas en la localidad homónima. Pe: pelitas, mg: margas, l: calizas laminadas, d: calizas deformadas, m: calizas masivas.

## Isotopía de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

La curva de evolución isotópica del oxígeno muestra un incremento constante desde la porción inferior del perfil hasta 48,60 m (nivel 030972) donde se registra el valor máximo de -5,27 ‰ PDB (Fig. 6). A partir de este nivel se produce un cambio brusco en la concentración de  $\delta^{18}\text{O}$  que se mantiene oscilante alrededor de -7,2 ‰ PDB. La excursión positiva del  $\delta^{18}\text{O}$  en la base de la capa 030972 es previa a la excursión negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  que se registra en

el techo la misma. Estas diferencias que se manifiestan a diferentes niveles en la columna estratigráfica responden a diferentes procesos bio- y/o geológicos (Knauth y Kennedy 2009). Se debe tener en cuenta que la disminución del  $\delta^{18}\text{O}$  en el agua de mar puede ser afectada por: i) flujo de grandes volúmenes de agua dulce que ingresa a la cuenca por derretimiento de casquetes glaciales, ii) aumento del grado de litificación en el sedimento marino (2 en Figura 5). En tal sentido los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  registrados en la Formación Las Tienditas podrían explicarse por estos mecanismos o bien por una litificación no homogénea en la secuencia que afecta la distribución original de este isótopo en el sedimento. Esta interpretación surge de comparar los valores  $\delta^{18}\text{O}$  registrados en esta unidad (-5,27 y -7,77 ‰ PDB), cuyo rango es equivalente a secuencias carbonáticas de plataforma arqueanas y paleoproterozoicas en Sudáfrica, Australia y Canadá (Veizer *et al.* 1992), y a valores registrados por carbonatos neoproterozoicos del SE de Brasil (Sial *et al.* 2000).

### Isotopía de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

La evolución isotópica de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  registra un incremento constante desde valores 0,7080 en la base del perfil hasta 0,71017 a los 48,73 m, a partir del cual decrece para estabilizarse alrededor de 0,7088 (Fig. 6). El máximo valor coincide con la excursión negativa del  $\delta^{13}\text{C}$ . De la lectura del diagrama (Fig.6) se interpreta que existe una aparente inconsistencia en el registro dado que la excursión negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  responde a una disminución de la productividad biológica como consecuencia de un enfriamiento climático global y/o regional limitado. Por lo contrario, los altos valores de estroncio revelan una actividad erosiva y/o de meteorización importante en las áreas de aporte asociada a condiciones climáticas más templadas que favorece la meteorización y el arrastre de material arcilloso hacia la cuenca. Una explicación plausible a esta aparente contradicción podría ajustarse a la existencia de ambientes marinos restringidos dentro de la plataforma que favorece el enriquecimiento en  $^{87}\text{Sr}$  (Melezhik *et al.* 2001). Estos ambientes limitados se caracterizan por un aumento de componentes más radiogénicos ( $^{87}\text{Sr}$ ) de procedencia continental en desmedro del menos radiogénico ( $^{86}\text{Sr}$ ) de origen marino (Thomas *et al.* 2001).

### Discusión

Durante el Neoproterozoico (~800-542 Ma) la abundancia de  $^{13}\text{C}$  en los carbonatos marinos registra un fraccionamiento asociado con la mayor o menor productividad biológica. Hayes *et al.* (1999) reconocen la existencia de una estrecha relación entre los niveles de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera y altas tasas de crecimiento en volumen de la biomasa conectada con la expansión o reducción de las plataformas marinas durante los intervalos glaciales y postglaciales acaecidos durante el Neoproterozoico. En el curso de la evolución geológica, para este período, el diseño de la curva global para el isótopo  $\delta^{13}\text{C}$ , graficada en la Figura 2 b, se ajusta a los siguientes detalles: (i) incremento de 0 a +6‰ PDB entre 800-750 Ma., ii) dos excursiones negativas con valores mínimos de hasta -5‰ PDB en el lapso 750-720 Ma. ambas vinculadas a la glaciación Sturtiana (Hoffman *et al.* 1998, Brassier *et al.* 2000) iii) incremento hasta +8‰ PDB entre 720-650 Ma. coincidente con la glaciación Marianoana (Walter *et al.* 2000), iv) excursión negativa hacia -5‰ PDB entre los 650-600 Ma. coincidente con la glaciación Gaskiers o Varanger (Knoll *et al.* 2004), v) entre 610 y 542 Ma. sucesivas

fluctuaciones positivo-negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ , sincrónicas con períodos glaciales e interglaciales. Este último segmento temporal conocido como Vendiano registra la aparición de la fauna de Ediacara (Bowring *et al.* 1993).

### 1. EDAD DE DEPOSITACIÓN DE LA FORMACIÓN LAS TIENDITAS

Las variaciones isotópicas obtenidas en este trabajo para la Formación Las Tienditas deben ser analizadas en el contexto de la escala de trabajo que involucra una sedimentación rítmica en bancos milimétricos a centimétricos. En tal sentido se puede afirmar que los contenidos isotópicos de Sr, C y O en la sección estudiada son representativos del delicado equilibrio entre las facies depositadas y la composición del agua de mar, de la atmósfera y de la hidrósfera. Las firmas encontradas ( $\delta^{13}\text{C}$  -2,85 y +0,98 ‰ PDB) son similares a los valores presentes en las secciones terminales de los episodios glaciales registrados en el cratón de Kalahari (África), Mackenzie Mountains (Canada) y Amadeus Basin (Australia) (Kennedy *et al.* 1998). El rango isotópico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70763\text{--}0,71017$  para las rocas analizadas son equiparables a secuencias carbonáticas de las cuencas sudamericanas de Corumbá (Brasil), Arroyo del Soldado (Uruguay), Caucete, Sierras Bayas, Precordillera y Sierras Pampeanas (Argentina), (Misi *et al.* 2007). Todos ellos exclusivos para secuencias post-glaciales depositadas durante el período post-Gaskiers (Melezhik *et al.* 2001).

La excursión negativa de  $\delta^{13}\text{C}$  para la Formación Las Tienditas se encuentra en el rango de la curva de calibración establecida por Jacobsen y Kaufman (1999) para el Neoproterozoico terminal (Fig. 7). No obstante, se advierte que la obtenida en este trabajo es más discreta en valores absolutos y se localiza en la sección superior del perfil, donde comienzan los registros rítmicos de calizas laminadas/pelitas. En oposición, la evolución isotópica del Sr obtenida por diversos autores para el Proterozoico superior (Burns *et al.* 1994, Jacobsen y Kaufman 1999; Kaufman *et al.* 1993) es un tanto singular si se considera que las variaciones se restringen solo a la cuenca donde se obtuvo el dato y no a una escala global que incluya el conjunto. Al respecto, McArthur (1994) y Melezhik *et al.* (2001) hacen notar la necesidad de ponderar la evolución isotópica del Sr y C en conjunto con procesos geológicos a gran escala para así arribar a conclusiones confiables sobre las condiciones paleoclimáticas que controlaron la depositación de las secuencias carbonáticas.

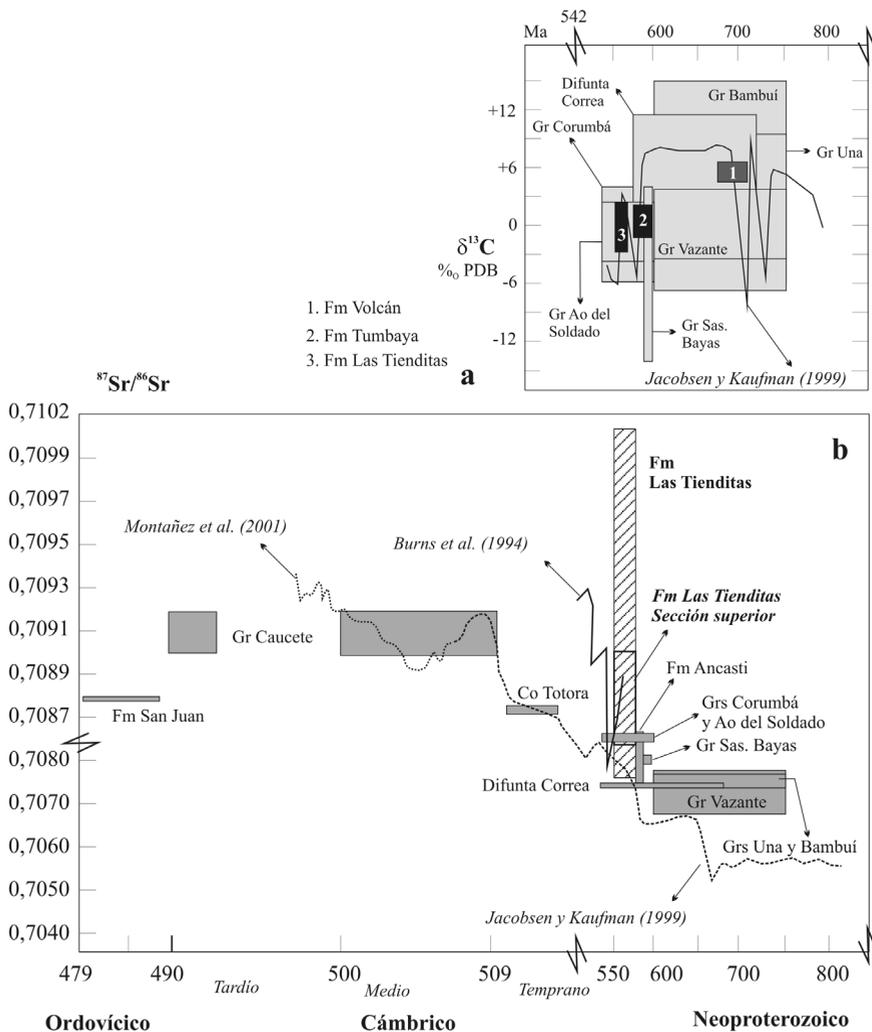
En síntesis, la impronta isotópica del Sr para la Formación Las Tienditas, se ajusta en un todo a la curva de evolución propuesta por Burns *et al.* (1994) y de manera parcial a la establecida por Jacobsen y Kaufman (1999) (Fig. 7). Ello sugiere que dicha formación se ubica en un rango temporal entre el Neoproterozoico tardío y el inicio del Cámbrico.

### 2. CONSIDERACIONES SOBRE EL REGISTRO ISOTÓPICO DEL CARBONO

La pronunciada excursión de  $\delta^{13}\text{C}$  en la Formación Las Tienditas ocurre en un lapso estratigráficamente pequeño (~0,15 m), lo cual obliga a buscar una explicación alternativa vinculada a un episodio de depositación local más que a un evento de magnitud global.

Thompson (2003) reconoce una variación temporaria de  $\delta^{13}\text{C}$  en las secuencias del Cámbrico superior (Formación Conococheage – Strasburg) que fluctúa entre valores positivos y negativos según se corresponda el depósito a un ambiente supratidal o subtidal. Si bien la excursión negativa de  $\delta^{13}\text{C}$  identificada por Thompson (2003) está presente en la Formación Las Tienditas, su limitado espesor no puede ajustarse estrictamente a un cambio facial específico. Por lo contrario, si su origen fuera concordante con una efectiva transferencia de agua de mar (*upwelling*) anóxica, más pesada, deprimida en  $^{13}\text{C}$  y saturada en  $\text{HCO}_3^-$ , proveniente de sectores más profundos de la cuenca, el registro isotópico estaría presente en

una sección mayor del perfil de acuerdo a lo postulado por Grotzinger y Knoll (1995). Es claro que la curva de  $\delta^{13}\text{C}$  es un fiel reflejo de las fluctuaciones en la productividad biológica desarrollada en las plataformas continentales y al continuo balance isotópico entre el mar y la atmósfera. Este intercambio es mayor durante los efectos invernadero (“greenhouse”) entre los períodos inter- o post-glaciales debido al mayor desarrollo de organismos. Así mismo, estas épocas coinciden con una mayor meteorización química en los continentes favorecida por lluvia ácida (rica en  $\text{HCO}_3^-$ ) y el posterior arrastre de nutrientes ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , fosfatos y otros elementos) hacia los océanos, necesarios para el desarrollo de la vida (Marumaya y Santosh 2008). Estos factores combinados favorecen la limpieza de la atmósfera y proliferación de algas fotosintetizadoras que promueven la formación de potentes secuencias carbonáticas “cap carbonates”.



**Figura 7.** Evolución isotópica de a)  $\delta^{13}\text{C}$  y b)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , para los carbonatos estudiados y unidades temporalmente equivalentes de Sudamérica. Datos en Sial *et al.* (2001 a, b), Galindo *et al.* (2004), Toselli *et al.* (2005) y Misi *et al.* (2007). Curvas globales de  $\delta^{13}\text{C}$ : Jacobsen y Kaufmann (1999), y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : Jacobsen y Kaufmann (1999) entre 800-508 Ma., Burns (1994) entre 555-542 Ma. y Montañes *et al.* (2001) entre 508-497 Ma.

### 3. INFLUENCIA DE LA DINÁMICA PLANETARIA EN LA DEPOSICIÓN DE LA SECUENCIA CARBONÁTICA

Las secuencias carbonáticas depositadas durante el Neoproterozoico a escala planetaria constituyen hoy un tema de permanente debate. No obstante, dos posibles causas acaecidas durante este período se conjugan para justificar los cambios climáticos y geoquímicos que avalan a escala global su formación: a) la relación Tierra-Luna y b) la fragmentación del supercontinente Rodinia.

#### a) El impacto del alejamiento Tierra-Luna en el cambio climático

El brusco alejamiento de la Luna respecto a la Tierra al inicio del Neoproterozoico constituye un factor astronómico de gran magnitud que habría desequilibrado el sistema geodinámico terrestre (Williams 2000, López de Azarevich *et al.* 2010). Este proceso afectó tanto al campo gravitatorio, la velocidad de rotación del planeta y la magnitud de las mareas, no así la oblicuidad del eje de rotación de la Tierra que permanece oscilando entre 22.1° y 24.5° de inclinación con ciclos de 41.000 años hasta el presente (Bills 1998, Williams *et al.* 1998), generando inviernos más crudos y veranos más cálidos en los valores extremos (Ciclos de Milancovitch). Aproximadamente a los 0.9 Ga. la distancia Tierra-Luna se modifica con una tasa de desplazamiento constante de 7 cm/año respecto a la Tierra, tasa que se mantiene estable hasta el inicio del Cámbrico. El cálculo astronómico elaborado para la Formación Big Cottonwood (~0.9 Ga., USA) por Sonett y Chan (1998) establece una posición del satélite terrestre a una distancia de la Tierra de  $3.51 \times 10^{10}$  cm expresada como eje semimayor lunar. Para los tiempos de la depositación de la Formación Elatina (~0.62 Ga., Australia) el registro obtenido por Sonett *et al.* (1996) arroja un valor de  $3,71 \times 10^{10}$  cm y para la Formación Puncoviscana (~0.54 Ga., Argentina) un valor de  $3,78 \times 10^{10}$  cm (López de Azarevich *et al.* 2010).

A partir del Cámbrico la velocidad de alejamiento de la Luna se reduce sustancialmente a valores de 2,7 cm/año hasta alcanzar una distancia en el Carbonífero de  $3,83 \times 10^{10}$  cm (Formación Brazil, USA, Kvale y Archer 1990), posición muy próxima a la actual de  $3,84 \times 10^{10}$  centímetros. Los cálculos indicados han sido en todos los casos obtenidos sobre series sedimentarias rítmicas depositadas en ambientes de plataforma y afectadas por ciclos de mareas. Es interesante destacar que en todas las localidades señaladas las ritmitas mareales muestran interesantes similitudes: a) nivel del mar relativamente bajo durante períodos de glaciación continental, b) un registro en espesores y frecuencia que revela un notable incremento coincidente con períodos post-glaciales (Archer 1996). Estas semejanzas coinciden con un incremento del 50 % en la frecuencia de mareas respecto al tiempo actual y la formación de capas de hielo y amplias plataformas peneplanizadas, tal como fue reconocido por Kvale *et al.* (1999).

Profundidad (m)	Nº muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PBD)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PBD)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
55,55	30971-techo	0,50	-7,50	0,70878
55,50	30971-base			0,70869
51,00	M9	0,87	-6,81	0,70885
48,80	30970	0,75	-7,49	0,70871
48,73	30972-techo	-2,16	-5,66	0,71017
48,66	30972-medio	0,92	-5,30	0,70928
48,60	30972-base	0,98	-5,27	0,70923
37,00	30969	0,55	-6,46	0,70849
2,00	30965	2,85	-7,77	0,70763

$\sigma \delta^{13}\text{C}$ : 0,02-0,05;  $\sigma \delta^{18}\text{O}$ : 0,02-0,04.

Cuadro 1. Caracterización isotópica.

### ***b) El impacto de la fragmentación de Rodinia en el cambio climático***

La configuración paleogeográfica al inicio del Neoproterozoico (~ 1.0-0.9 Ga.) revela un supercontinente (Rodinia) centrado sobre el ecuador con una orientación aproximadamente norte-sur (Meert y Torsvik 2003). Su fragmentación (~0.8–0.75 Ga.) fue acompañada por una intensa actividad magmática asociada a una superpluma (Li *et al.* 2004) que favoreció su desintegración en bloques continentales menores, todos ellos ubicados a bajas latitudes y con movilidad a lo largo del Ecuador. Una consecuencia directa de este proceso estuvo asociada a la formación de mares interiores, lo cual incrementó la humedad en los nuevos márgenes continentales formados. El aumento de precipitaciones y la meteorización y formación de suelos como consecuencia directa de este fenómeno, liberaron importantes volúmenes de silicatos solubles y de CO<sub>2</sub> (Oliva *et al.* 2003).

Es también probable que corrientes oceánicas instaladas entre continentes trasladaran icebergs hasta zonas ecuatoriales, fenómeno que causó un descenso local de temperatura y la formación de depósitos glaciales como varves o dropstones a latitudes bajas (Embleton y Williams 1986). La elevación de temperatura durante el período post-glacial fue responsable de la rápida precipitación de carbonatos (“*cap carbonates*”) en nichos ecológicos que además proporcionaron ambientes favorables para la diversificación de organismos (teoría de “Slushball Earth”, Hyde *et al.* 2000, Runnegar 2000, Lubick 2002). Es sugestivo que la totalidad de las secuencias de micritas carbonáticas depositadas durante este lapso de tiempo se encuentran en el marco de la nueva paleogeografía formada post-Rodinia en especial aquellas distribuidas en los cinturones Brasileño, Panafricano y Trans-Sahariano. Aún cuando la configuración paleogeográfica de los continentes para el final de Neoproterozoico se ubica en posición próxima al Polo Sur las condiciones climáticas no fueron lo suficientemente extremas para impedir el depósito de secuencias carbonáticas por la glaciación Gaskiers (Goddèris *et al.* 2006).

## **Conclusiones**

Los datos presentados y evaluados en el presente trabajo nos permiten arribar a las siguientes Conclusiones:

a) Las variaciones climáticas registradas durante el Neoproterozoico son atribuidas a dos procesos que actuaron en forma coincidente: (1) El alejamiento de la Luna respecto de la Tierra con el consecuente desequilibrio del sistema climático terrestre a escala global; (2) La fragmentación y dispersión del supercontinente Rodinia con la formación de nuevos océanos. Fenómeno que fue acompañado por una modificación climática global con sucesión de períodos glaciales-post-glaciales y la explosión biológica en paleolatitudes cercanas al Ecuador.

b) La Formación Las Tienditas se depositó en una plataforma estable en ambiente submareal con fluctuaciones en el aporte de nutrientes en el sistema pos-glaciación Gaskiers. En este contexto, la excursión negativa (-2.16 ‰ PBD) se interpreta como producto ocasional de aporte de aguas relativamente anóxicas deprimidas en <sup>13</sup>C. Este evento aislado en la columna estratigráfica analizada está enmarcado en un ambiente regido por una productividad biológica estable que produce un registro de <sup>13</sup>C cercano a +1.00.

## Bibliografía

- Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G., 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico – Cámbrico temprano del noroeste argentino. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12(2): 65-87.
- Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G., 2008. El Ediacarano-Cámbrico temprano de la provincia de Jujuy: caracteres paleontológicos, paleoecológicos y paleogeográficos. En: Coira, B. y Zappettini, E. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Jujuy. *Relatorio XVII Congreso Geológico Argentino, Capítulo IIa: Ciclo Pampeano y Famatiniano*: 29-36.
- Aceñolaza, G.F., 2004. Precambrian-Cambrian ichnofossils, an enigmatic “annelid tube” and microbial activity in the Puncoviscana Formation (La Higuera; Tucumán Province, NW Argentina). *Geobios*, 37: 127-133.
- Aceñolaza, G. y Tortello, M.F., 2003. El Alisal: new locality with trace fossils of the Puncoviscana Formation (late Precambrian-early Cambrian) in Salta Province, Argentina. *Geologica Acta*, 1: 95-102.
- Adams, C., Miller, H., y Toselli, A.J. 2008. Detrital circon U-Pb ages of the Puncoviscana Formation, Late Neoproterozoic – Early Cambrian, of NW Argentina: provenance area and maximum age of deposition. VI South American Symposium on Isotope Geology (VI SSAGI). Abstract, p. 152.
- Archer, A.W., 1996. Reliability of lunar orbital periods extracted from ancient cyclic tidal rhythmites. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 1-10.
- Bachmann, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H., 1987. El magmatismo del Cámbrico medio/Cámbrico superior en el basamento del noroeste Argentino: investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. *X Congreso Geológico Argentino, Actas* 4: 125-127.
- Baldis, B. y Omarini, R., 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas* 1: 64-78.
- Bills, B.G., 1998. An oblique View of Climate, *Nature*, 396: 405.
- Bock, B., Bahlburg, H., Corner, G. y Zimmermann, U., 2000. Tracing crustal evolution in the southern central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical and Nd and Pb isotope data. *Journal of Geology* 108: 515-535.
- Borrello, A., 1972. La estructura asintótica de la Argentina. *Revista Brasileira de Geociencias*, 2 (2): 71-84. San Pablo.
- Bowring, S.A., Grotzinger, J.P., Isachsen, C.E., Knoll, A.H., Pelechaty, S.M. y Kolosov, P., 1993. Calibrating rates of Early Cambrian Evolution. *Science*, 261: 1293-1298.
- Brassier, M.D. y Shields, G., 2000. Neoproterozoic chemostratigraphy and correlation of the Port Askaig glaciation, Dalradian Supergroup of Scotland. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 909-914.
- Brasier, M.D., McCarron, G., Tucker, R., Leather, J., Allen, P.A. y Shields, G., 2000. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Gubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, 28: 175-178.
- Burns, S.J., Haudenschild, U. y Matter, A., 1994. The strontium isotopic composition of carbonates from the late Precambrian (~560-540 Ma) Huqf Group of Oman. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, 111: 296-282.
- Camacho, M., Díaz, A., Bossi, G., Chiliguay, W. y Otaiza, M., 1993. Dolimita de Tumbaya, diagénesis y vulcanismo síndimentario, Jujuy, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas, I: 274-280.
- Cobbing, E., Ozard, J. y Snelling, N., 1977. Reconnaissance geochronology of the basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Perú. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 241-246.
- Coira, B., Manca, N. y Chayle, W., 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 4:53-60.
- Colombo, C.G., Tassinari, J.S., Bettencourt, M.C., Geraldes, M.J., Macambira y Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. En: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) *Tectonic evolution of Southamerica Special issue 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro*. 41-95.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G. y Basei, M.A.S., 2000. *Crustal evolution of the South American platform*. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America. Proceedings of 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, Actas: 19-40.
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B. y D'Agrella-Filho, M.S., 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, 6: 275-283.
- Dalmayrac, B., Lancelot, J. y Leyreloup, A., 1977. Two-Billion-Year Granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern peruvian coast. *Science*, 198: 49-51.
- Drobe, M., López de Luchi, M., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund, S. y Wemmer, K., 2009. Provenance of the Late Proterozoic to Early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and the Cordillera Oriental, Argentina. *International Lateinamerika-Kolloquium 2009. Abstracts with programs*. Göttingen.

- Embleton, B. y Williams, G., 1986. Low paleolatitude of deposition for Late Precambrian periglacial varvites in South Australia – Implications for paleoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters*, 79 (3-4): 419-430.
- Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M. y Summons, R.E., 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, 444: 67-87.
- Friedman, G., Chakraborty, C. y Kolkas, M., 1996.  $\delta^{13}\text{C}$  excursion in the end-Proterozoic strata of the Vindhyan basin (central India): its chronostratigraphic significance. *Carbonates and Evaporites*, 1: 206-212.
- Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pakhurst, R., Baldo, E. y Saavedra, J., 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research*, 131: 55-71.
- Goddéris, Y., Donnadieu, Y., Dessert, C., Dupré, B., Fluteau, F., François, L.M., Meert, J., Nédélec, A. y Ramstein, G., 2007. Coupled modeling of global carbon cycle and climate in the Neoproterozoic: links between Rodinia breakup and major glaciations. *Geoscience*, 339 (3-4): 212-222.
- Grotzinger, J.P. y Knoll, A.H., 1995. Anomalous carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, 10: 578-596.
- Grotzinger, J.P. y James, N.P., 2000. Precambrian Carbonates: Evolution of Understanding. En: Grotzinger, J. y James, N. (Eds.), SEPM Special Publication N° 67 - Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World, p. 3-22.
- Hayes, J.M., Strauss, H. y Kaufman, A., 1999. The abundance of  $^{13}\text{C}$  in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology*, 161 (1-3): 103-125.
- Hoffmann, P., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1409-1412.
- Hoffman, P., Kaufman, A., Halverson, G. and Schrag, D., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, 281: 1342-1346.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Aranguren, A. y Mon, R., 2001. El batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. *Boletín Geológico y Minero*, 112: 113-124.
- Hyde, W., Crowley, T., Baum, S. y Peltier, W., 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice sheet model. *Nature*, 405: 425-429.
- Iturriza, R., 1981. Perfil geológico del Arroyo Los Noques, Sierra de Castillejo-Dpto. Capital-Salta. Tesis profesional. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, 77 pp.
- Jacobsen, S. y Kaufman, A., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 162: 37-57.
- Jiang, G.Q., Kennedy, M.J. y Christie-Blick, N., 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, 426: 822-826.
- Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B. y Knoll, A.H., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 409-430.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H. y Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 95: 6600-6605.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Paterson, B.A. y Kinny, P.D., 2006. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotope ratios. *Nature*, 439: 580-583.
- Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentology Research*, 66: 1050-1064.
- Kennedy, M., Runnegar, B., Prave, A., Hoffman, K. y Arthur, M., 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26 (12): 1059-1063.
- Knauth, L.P. y Kennedy, M.J., 2009. The Late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, 460: 728-732.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M. y Christie-Blick, N., 2004. A new period for the geologic time scale. *Science*, 305: 621-622.
- Kvale, E.P. y Archer, A.W., 1990. Tidal deposits associated with low-sulfur coals. Brazil Fm. (Lower Pennsylvanian), Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 563-574.
- Kvale, E. P., Johnson, H. R., Sonett, C., Archer, A.W. y Zawistoski, A., 1999. Calculating lunar retreat rates using tidal rhythmites. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1154-1168.
- Le Heron D.P., Sutcliffe, O.E., Whittington, R.J. y Craig, J., 2005. The origins of glacially related soft-sediment deformation structures in Upper Ordovician glaciogenic rocks: implication for ice-sheet dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218: 75-103.
- Li, Z.X., Evans, D.A.D. y Zhang, S., 2004. A 90° spin on Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 409-421.
- López de Azarevich, V. y Omarini, R., 2008. Mixed paleotidal system for the Proterozoic-Cambrian carbonate platform in NW Argentina. *12ª Reunión Argentina de Sedimentología. Actas*, pp. 99. Buenos Aires.

- López de Azarevich, V.L., Omarini, R. H., Sureda, R. J. y Azarevich, M. B., 2010. Ritmitas mareales en la Formación Puncoviscana (s.l.), en la localidad de Rancagua, noroeste argentino: dinámica mareal y consideraciones paleoastronómicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1): 104-118. Buenos Aires.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. y Grauert, B., 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la Sierra de Cachi (Provincia de Salta, Argentina). En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino, *Serie de Correlación Geológica* 4: 199-208. Tucumán.
- Loss, R. y Giordana, A., 1952. Osservazioni sul Proterozoico di Jujuy (Argentina). *Att. Soc. Ital. Scien. Nat. e Mus. Civico di Storia Nat.* XCL: 141-189.
- Lubick, N., 2002. Palaeoclimatology: Snowball Rights. *Nature*, 417: 12-13.
- Marumaya, S. y Santosh, M., 2008. Models on Snowball Earth and Cambrian explosion: A synopsis. *Gondwana Research*, V14 (1-2): 22-32.
- Matteini, M., Hauser, N., Pimentel, M.M., Omarini, R., Dantas, E.L. y Buhn, B.M. 2008. Combined in situ U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd systematics applied to the Tastil batholith, Eastern Cordillera, NW Argentina: Implications for the evolution of Western margin of Gondwana during the Early Paleozoic. San Carlos de Bariloche, *VI South American Symposium on Isotope Geology*. 4 p. CD-ROM.
- Magaritz, M., Kirschvink, J., Latham, A., Zhuravlev, A. y Rozanov, A., 1991. Precambrian/Cambrian boundary problem: carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. *Geology*, 19: 847-850.
- McArthur, J.M., 1994. Recent trends in Strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova*, 6 (4): 331-358.
- Meert, J. y Torsvik, T., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375: 261-288.
- Melezhik, V., Gorokhov, I., Kuznetsov, A. y Fallick, A., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating'. *Terra Nova*, 13: 1-11.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L. e Iyer, S.S.S., 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, 237 (1-2): 143-167.
- Montañes, L.P., Banner, J.L., Mack, L.E. y Musgrove, M.L., 2000. Evolution of the Sr and C isotope compositions of Cambrian oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 10: 1-7.
- Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la Sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 219-238.
- Naipauer, M., Cingolani, C., Valencia, S., Chumale, F. y Vujovich, G., 2005. Estudios isotópicos en carbonatos marinos del Terreno Precordillera-Cuyania: ¿Plataforma común en el Neoproterozoico-Paleozoico inferior? *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (2): 89-108.
- Oliva, P., Viers, J. y Dupré, B., 2003. Chemicals weathering in granitic crystalline environments. *Chemical Geology*, 202: 225-256.
- Omarini, R., 1982. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y La Faja Eruptiva de la Puna. Tesis Doctoral inédita. Univ. Nac. de Salta. 202 pp.
- Omarini, R. y Baldis, B., 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico – Cámbrico) del Noroeste Argentino. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 384-398.
- Omarini, R., Sureda, R., Götze, H., Seilacher, A. y Pflüger, F., 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Science*, 88: 76-97.
- Omarini R., Sureda, R., Escayola M., Pimentel M. y Matteini, M., 2005. Datos preliminares (Sm-Nd) en lavas de la Fm. Puncoviscana, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *XVI Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 118-122. La Plata.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., López de Azarevich, V.L. y Hauser, N., 2008. El basamento Neoproterozoico-Cámbrico inferior en la provincia de Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Jujuy. *Relatorio XVII Congreso Geológico Argentino, Capítulo IIa: Ciclo Pampeano y Famatiniense*: 17-28.
- Ortiz, A., 1962. Estudio geológico de las Sierras de Castillejo y Sancha. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales de Salta, Tesis Doctoral, inédita.
- Piper, J.D.A., 1976. Paleomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent. *Philosophical Transactions. Real Society London (A280)* : 469-490.
- Piper, J.D.A., 2000. The Neoproterozoic supercontinent: Robinia or Paleopangea? *Earth and Planetary Science Letters*, 176: 131-146.
- Porto, J.C., Fernández, R. y Cirió, M.H., 1990. Dolomías de la Formación Puncoviscana s.l. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.), El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie de Correlación Geológica* 4: 37-52.
- Ramos, V., 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 289-324.

- Runnegar, B., 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature*, 405: 403-404.
- Salfity, J., Omarini, R., Baldis, B. y Gutierrez, W., 1976. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas* 4: 341-361.
- Sankaran, A.V., 2000. **Global ice cover – A Neoproterozoic puzzle.** *Current Science*, 79 (3): 274-277.
- Scholle, P.A. y Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 64: 67-87.
- Seggiaro, R., 1980. Geología del área del Arroyo Los Negros – Sierra de Castillejo, Dpto. Capital – Salta. Univ. Nac. de Salta, Dpto. de Cs. Naturales, Tesis Prof., inédita.
- Sial, A., Ferreira, V., Dealmeida, A., Romano, A., Parente, C., Dacosta, M. y Santos, V., 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *Anais. Academia Brasileira Ci.*, 72 (4): 539-558.
- Sial, A., Ferreira, V., Toselli, A., Aceñolaza, F., Pimentel, M., Parada, M. y Alonso, R., 2001. C and Sr isotopic evolution of carbonate sequences in NW Argentina: Implications for a probable Precambrian-Cambrian transition. *Carbonates and Evaporites*, 16 (2): 141-152.
- Sonett, C.P. y Chan, M.A., 1998. Neoproterozoic Earth-Moon dynamics: Rework of the 900 Ma Big Cottonwood Canyon tidal rhythmites. *Geophysical Research Letters*, 25: 539-542.
- Sonett, C.P., Kvale, E.P., Zakharian, A., Chan, M.A. y Demko, T.M., 1996. **Late Proterozoic and Palaeozoic tides, retreat of the Moon, and rotation of the Earth.** *Science*, 273: 100-104.
- Thomas, W.A., Astini, R.A. y Denison, R.E., 2001. Strontium isotopes, ages, and tectonic setting of Cambrian Salinas along the Rift and transform margins of the Argentine Precordillera and Southern Laurentia. *Journal of Geology*, 109: 231-246.
- Thompson, R., 2003. Sedimentologic, sequence stratigraphic and stable isotopes study of the Late Cambrian Conococheague Formation, Strasburg, VA. *Senior Thesis, GEOL* 394, 31 pp.
- Torsvik, J.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., Mckerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A. y Walderhaug, H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: A Tale of Baltica and Laurentia. *Earth and Science Reviews*, 40: 229-258.
- Toselli, A.J. y Aceñolaza, F.G., 1984. Presencia de eruptivas basálticas en los afloramientos de la Formación Puncoviscana en Coraya, Depto. Humahuaca, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 158-159.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Sial, A.N., Rossi, J.N. y Ferreira, V.P., 2005. Los carbonatos de la Formación Puncoviscana s.l.: Correlación quimioestratigráfica e interpretación geológica. *16º Congreso Geológico Argentino*, 2: 327-333.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacentes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 41 (2): 163-196.
- Turner, J.C.M. y Mon, R., 1979. Cordillera Oriental. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Vol. I, pp. 57-94. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*. Córdoba.
- Unrug, R., 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *Geological Society of America Today*, 7: 1-7.
- Veizer, J., Clayton, R. y Hinton, R., 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25±0.25 Ga) seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 875-885.
- Williams D.M., Kasting, J.F. y Frakes, L.A., 1998. Low latitude glaciation and rapid changes in the earth's obliquity explained by obliquity-oblateness feedback. *Nature*, 396: 453-455.
- Wörmer, G., Lezaun, J.; Beck, A., Heber, V. Lucassen, F., Zinngrube, E., Rössling, R. y Wilke, H., 2000. Precambrian and Early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belén (Northern Chile) and C. Uyarani (western Bolivian Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (8): 717-737.
- Zappettini, E., Coira, B. y Santos, J.O., 2008. Edad U/Pb de la Formación Chañi: granito del arco magmático tilácrico. *XVII Congreso Geológico Argentino, Actas*, I: 248-249. Jujuy.

**Recibido:** 12 diciembre de 2009

**Aceptado:** 20 de mayo de 2010

