

LITOESTRATIGRAFÍA Y ESTROMATOLITOS DE LA SUCESIÓN SEDIMENTARIA PRECÁMBRICA DE LA CANTERA MINA VERDÚN, MINAS, URUGUAY

LITHOSTRATIGRAPHY AND STROMATOLITES FROM THE PRECAMBRIAN SEDIMENTARY SUCCESSION OF THE MINA VERDÚN QUARRY, MINAS, URUGUAY

Daniel G. Poiré*, Pablo D. González*, José M. Canalicchio y Flavio García Repetto*****

* Centro de Investigaciones Geológicas. UNLP-CONICET, calle 1 n° 644, 1900 LA PLATA,
Argentina

** Cementos Avellaneda SA, Paraje San Jacinto, Olavarría, Argentina

*** CUCPSA, Minas, Uruguay

RESUMEN

La composición y ubicación estratigráfica de la sucesión sedimentaria de la Mina Verdún, ubicada al oriente del Cerro Verdún, Minas, Uruguay, ha sido indefinida. Sus calizas fueron alternativamente asignadas a diversas unidades litoestratigráficas. El objetivo de esta contribución es dar a conocer el cuadro estratigráfico de la misma, como así también los estromatolitos presentes en sus calizas.

De base a techo, el Grupo Mina Verdún está conformado por: i) Formación Don Mario (40 m, base no expuesta, lutitas negras hasta pizarras), ii) Formación La Toma (15 m, margas verdes oscuras a negras), iii) Formación El Calabozo (170 m, calizas grises, masivas, laminadas y estromatolíticas), y iv) Formación Gibraltar (60 m, techo no expuesto, dolomías amarillentas, verdes, rosas, en tonalidades pálidas, hasta dolomías gris oscuras, calizas rosas, y pelitas y margas negras).

Los niveles con estromatolitos aparecen en las calizas de la Formación El Calabozo, constituidos esencialmente por columnas de laminación cónica asignables a *Conophyton* fm., y muy escasos estromatolitos columnares dendroides, mal preservados. *Conophyton* es considerado como un estromatolito submareal relativamente profundo, lo que sugiere un ambiente marino submareal externo para la Formación El Calabozo.

La edad de esta unidad aún no se conoce con precisión, pero interpretaciones geológicas regionales sugieren tiempos pre-vendianos. *Conophyton* tiene amplia distribución a lo largo del Precámbrico, desde el Proterozoico inferior al Vendiano, por lo cual resulta dificultosa una correlación del Grupo Mina Verdún con otras unidades pre-vendianas de Uruguay y Argentina.

ABSTRACT

The aim of this contribution is to introduce the stratigraphic framework and the occurrence of columnar stromatolites in limestones from the Mina Verdún Quarry, located in the eastern side of Verdún Hill, Minas, Uruguay, and to outline the sedimentological significance of them. The stratigraphic position and the composition of this sedimentary succession used to be uncertain and the limestones from the Mina Verdún Quarry was alternatively considered part of diverse litostratigraphic units.

From the base to the top, the Mina Verdún Group are conforming by i) Don Mario Formation (40 m, base not exposed, black shales to slates), ii) La Toma Formation (15 m, dark

green marls), iii) El Calabozo Formation (170 m, grey massive, laminated, and stromatolite limestones), and iv) Gibraltar Formation (60 m, top not exposed, light yellow, green, pink and dark grey dolomites, pink limestones, and black marls and shales).

Stromatolites are present in the limestones of El Calabozo Formation. Conical-laminated columnar stromatolites referred to *Conophyton* fm. are the most abundant group, but scarce and less preserved dendroid stromatolites have been recorded. *Conophyton* has been considered a deep subtidal stromatolite suggesting a subtidal marine environment for the El Calabozo Formation.

The age of these limestones is still unknown, but regional geologic interpretations suggest a pre-Vendian age. Unfortunately, the group *Conophyton* has a wide range during the Precambrian, from Early Proterozoic to Vendian. In these sense it is still difficult to correlate the Mina Verdún Group with other pre-Vendian sedimentary successions of Uruguay and Argentina.

INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas aflorantes en el flanco oriental del Cerro Verdún, a menos de 3 km al oeste de Minas, Departamento de Lavalleja (Fig. 1), están constituidas por pelitas negras, pizarras, margas, calizas, dolomías, conglomerados polimícticos y cuarcitas. Las calizas de esta sucesión sedimentaria son objeto de explotación por parte de la Compañía Uruguaya de Cementos Portland SA (CUCPSA) para la fabricación de cemento portland, por lo cual se abrió una importante mina a cielo abierto, denominada “Mina Verdún”, que deja al descubierto gran parte de dicha sucesión.

Estas calizas fueron consideradas en un principio como constituyentes del Precámbrico *sensu lato* de Uruguay, denominado genéricamente como Grupo Lavalleja (Caorsi & Goñi 1958; Bossi, *et al.* 1965), integrante de la parte más austral de la faja Don Feliciano. Esta faja fue considerada como una asociación orogénica relacionada con el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano (cf. Sánchez Betucci *et al.* 2001), dentro del Terreno Nico Pérez, el cual es uno de los tres terrenos alóctonos en el zócalo cristalino de Uruguay, definidos por Bossi & Campal (1992). Sin embargo, la asignación temporal y estratigráfica de las calizas de la Mina Verdún ha sido incierta (cf. Bossi & Navarro 2000), ya que fueron ubicadas alternativamente como parte de la Formación Minas (Mac Millan 1933; Midot 1984), o dentro del Grupo Barriga Negra (Preciozzi *et al.* 1985), o como “Calizas tipo Fuente del

Puma” (Bossi & Navarro 2000) en el marco de la Formación Fuente del Puma (Midot 1984; Sánchez Betucci 1998; Sánchez Betucci *et al.* 2001).

En los últimos años, diversos trabajos estratigráficos, tectónicos, sedimentológicos, isotópicos, paleomagnéticos y paleontológicos realizados entre Treinta y Tres y Piriápolis (Bossi & Campal 1992; Montaña & Sprechmann 1993; Gaucher & Schipilov 1994; Sprechmann *et al.* 1994; Sprechmann & Gaucher 1995; Gaucher *et al.* 1996; Sánchez Betucci & Rapalini 1997, 1998; Sánchez Betucci 1998; Gaucher *et al.* 1998; Teixeira *et al.* 1999; Kawashita *et al.* 1999; Pazos *et al.* 1999; Gaucher 2000; Sánchez Betucci *et al.* 2001; Gaucher *et al.* 2001; entre otros), han producido significativos avances en el conocimiento geológico del “Grupo Lavalleja” y han permitido diferenciar distintas unidades calcáreas no coetáneas en la región. Estas unidades son: i) las calizas del Grupo Basal, en la zona del Cerro Villalba (Sprechmann *et al.* 1994; Gaucher *et al.* 1996), de posible edad mesoproterozoica (Teixeira *et al.* 1999); ii) las metacalizas, metamargas y metadolomías plegadas de la Formación Fuente del Puma, desarrolladas desde los alrededores de Minas hacia el sur (Sánchez Betucci 1998; Sánchez Betucci *et al.* 2001); iii) las calizas metamorfizadas del Grupo Carapé, al sur de Villa Serrana (Bossi & Navarro 2000); iv) las calizas de la Formación Polanco del Grupo Arroyo del Soldado, de edad vendiana y más joven que las anteriores, la cual tiene una amplia distribución regional,

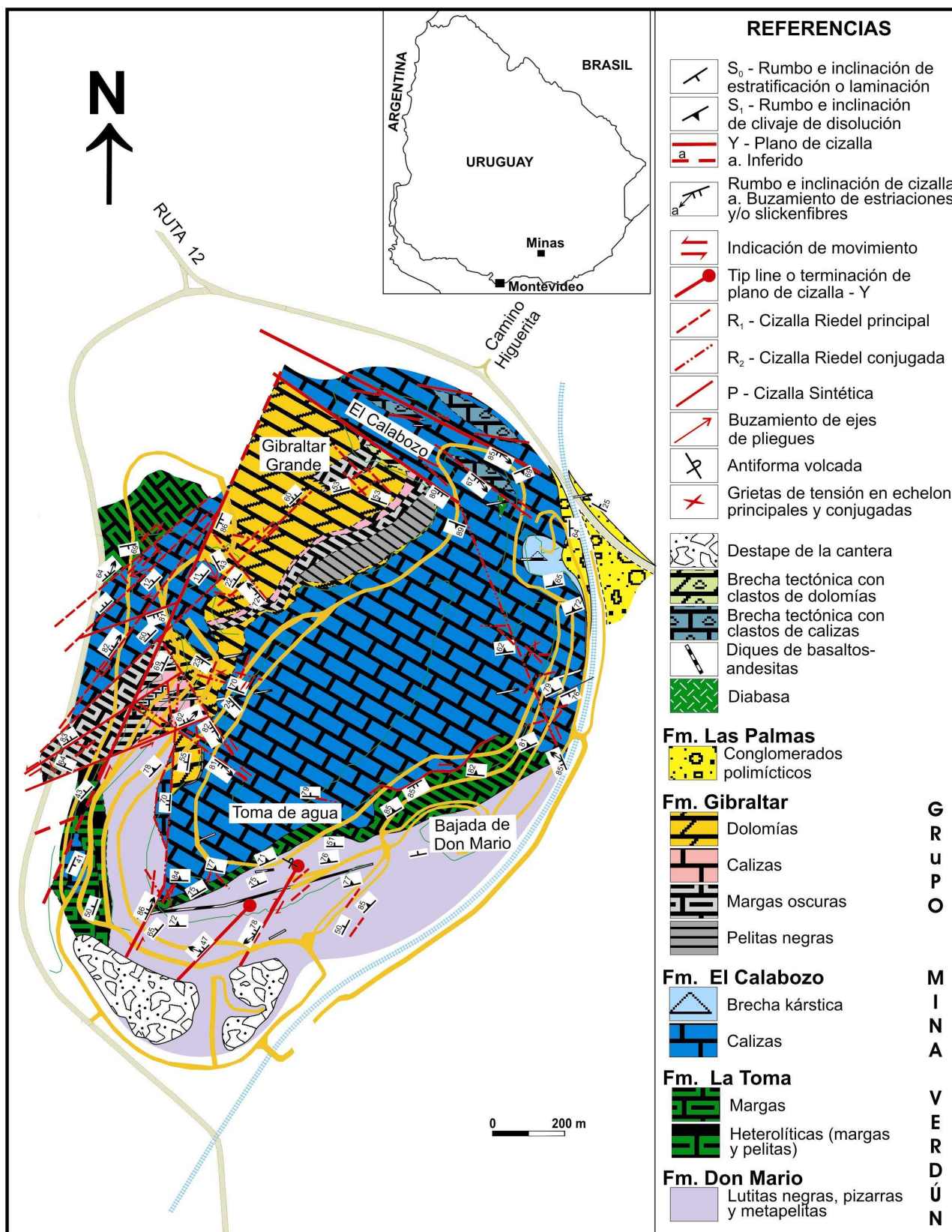


Figura 1.- Mapa geológico de la zona de estudio
Figure 1.- Geological map of the study area.

desde la zona de Treinta y Tres hasta el sur de Minas (Gaucher 2000); y v) los calcáreos estromatolíticos y oolíticos de la Formación Cerro Victoria (¿cámbrico?) en Illescas (Montaña & Sprechmann 1993; Gaucher 2000).

La cantera Mina Verdún carece de antecedentes geológicos que permitan encuadrar la sucesión del Cerro Verdún en alguna de las unidades calcáreas arriba descriptas. Recientes trabajos estratigráficos y estructurales realizados en la cantera permitieron conocer en detalle la constitución de la sucesión sedimentaria, su estructura, las relaciones estratigráficas y el hallazgo de estromatolitos, que hasta la actualidad son los únicos signos de actividad biológica que posibilitan tener una aproximación sobre la edad de esta unidad.

El objeto del presente trabajo es el de dar a conocer dichos caracteres, presentar el esquema estratigráfico elaborado para la cantera y su área de influencia, como así también describir y clasificar sus estromatolitos, y discutir sobre su significado paleoambiental y correlación regional.

Esta es una contribución al Proyecto IGCP 478 “*Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SE-Gondwana*”.

ESTRATIGRAFÍA

La sucesión sedimentaria de la Mina Verdún y su área de influencia, está constituida de base a techo, por las unidades que abajo se describen (Fig. 2). Cabe acotar que para la denominación formal de las mismas, se han tenido en cuenta los nombres de uso común en el ámbito de la cantera, los cuales se refieren a distintos sectores y accidentes geográficos artificiales de la misma (Fig. 1).

1. Grupo Mina Verdún

En esta unidad se han agrupado las cuatro unidades formacionales (Don Mario,

La Toma, El Calabozo y Gibraltar) que integran una sucesión sedimentaria continua, con pasajes tanto transicionales como discordantes, pero con una misma actitud estructural. Hacia los bordes de la cantera se disponen importantes juegos de cizallas (Fig. 1) que producen un fallamiento intenso que repite la secuencia reiteradamente (Fig. 3). El Grupo Mina Verdún toma su nombre de la cantera homónima. No tiene su base aflorada y está cubierto en discordancia angular por los conglomerados polimícticos de la Formación Las Palmas. El Grupo Mina Verdún y la Formación Las Palmas están intuidos por un enjambre longitudinal de diques basáltico-andesíticos.

1.A. FORMACIÓN DON MARIO

Se trata de una sucesión castaño gris a negra de hasta 40 m de espesor sin base visible, compuesta por bancos de lutitas grises a negras, metalimolitas, metafangolitas y pizarras. La estratificación primaria S_0 de las rocas tiene rumbo NNE - SSO e inclinaciones de 46° a 75° hacia el ONO, cortada por un clivaje de disolución por presión S_1 de rumbo NE - SO a E - O e inclinación mayor a 70° hacia el NO - O. Las lutitas y pizarras son negras, de grano fino y tienen escasas venas lenticulares de cuarzo de hasta 0,2 m de ancho y 1 m de longitud. Al microscopio, se observan bien preservadas sus estructuras sedimentarias primarias, como la laminación S_0 , gradación normal de granos detríticos de cuarzo y feldespatos, y laminación entrecruzada en artesa. Además, tienen abundantes lentes de materia orgánica que se disponen concordantemente con los planos de la laminación S_0 , que a su vez está cortada por los planos de clivaje S_1 en forma oblicua a transversal. El clivaje S_1 es penetrativo y está definido por la orientación de finas escamas de sericita y la reorientación de granos detríticos de cuarzo, feldespatos y minerales pesados. El conjunto de S_0 - S_1 están atravesados por microfracturas rellenas con carbonatos y microbandas de cizalla frágil (“*shear bands*”), espaciadas y no

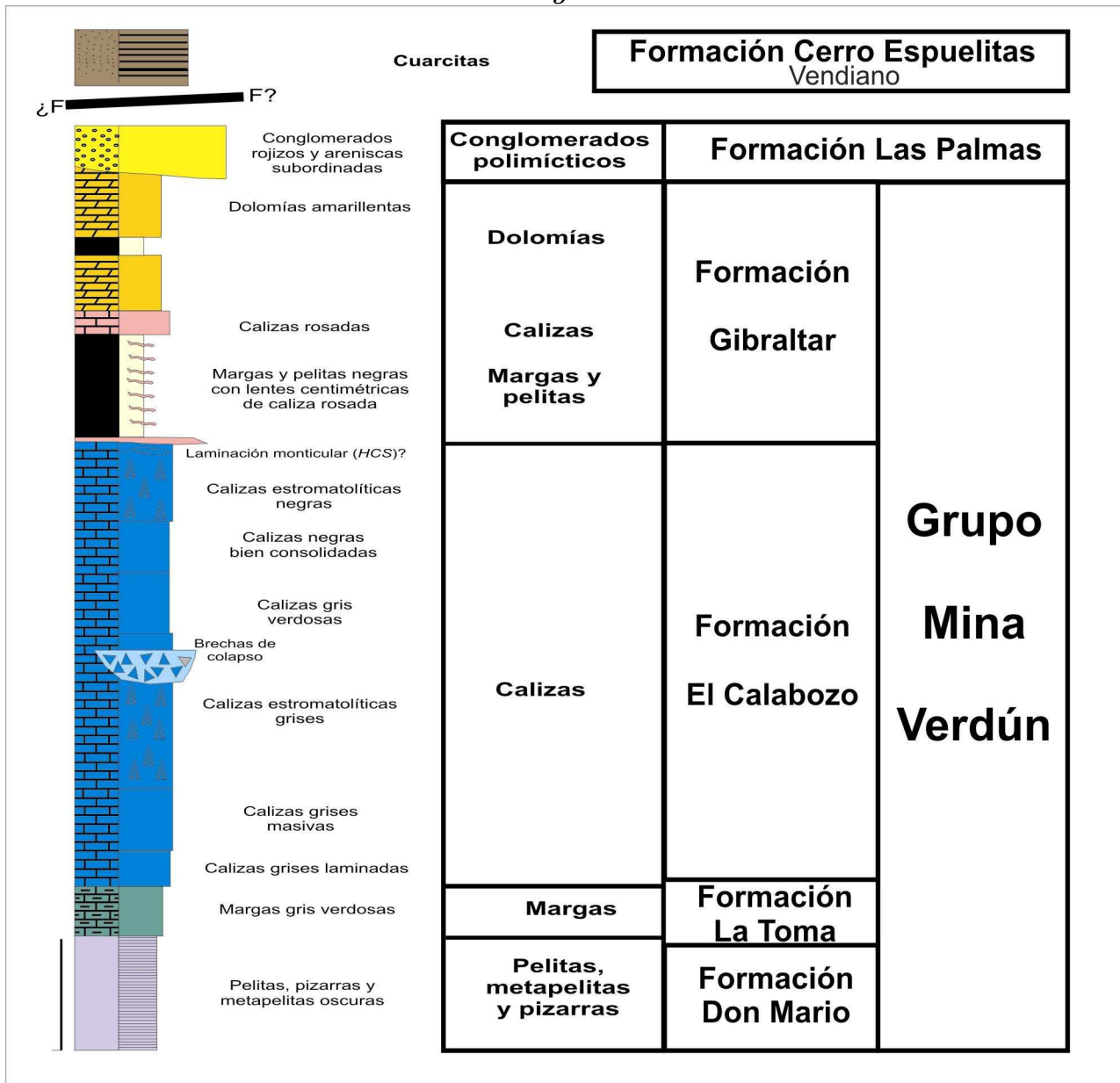


Figura 2.- Columna general y cuadro estratigráfico propuesto para la cantera Mina Verdún y su área de influencia.

Figure 2.- Generalized lithostratigraphic column of the Mina Verdún quarry and the surroundings.

penetrativas, que tienen sectores rellenos por una microbrecha con clastos cementados por carbonatos de grano fino o un jaboncillo carbonático. Las metalimolitas y metafangolitas están intercaladas en bancos de 10 a 20 cm de potencia, con bandeamiento primario de tipo heterolítico, que también está cortado por el clivaje de disolución S_1 .

El nombre de la unidad se ha tomado de la “bajada Don Mario” (Fig. 1), camino de

acceso principal a la cantera, que deja al descubierto el paquete de pelitas negras.

1.B. FORMACIÓN LA TOMA

Esta unidad sobreyace a la Formación Don Mario, en pasaje concordante, con una potencia de hasta 15 m y geometría tabular, y está cubierta concordantemente por calizas de la Formación El Calabozo. La Formación La

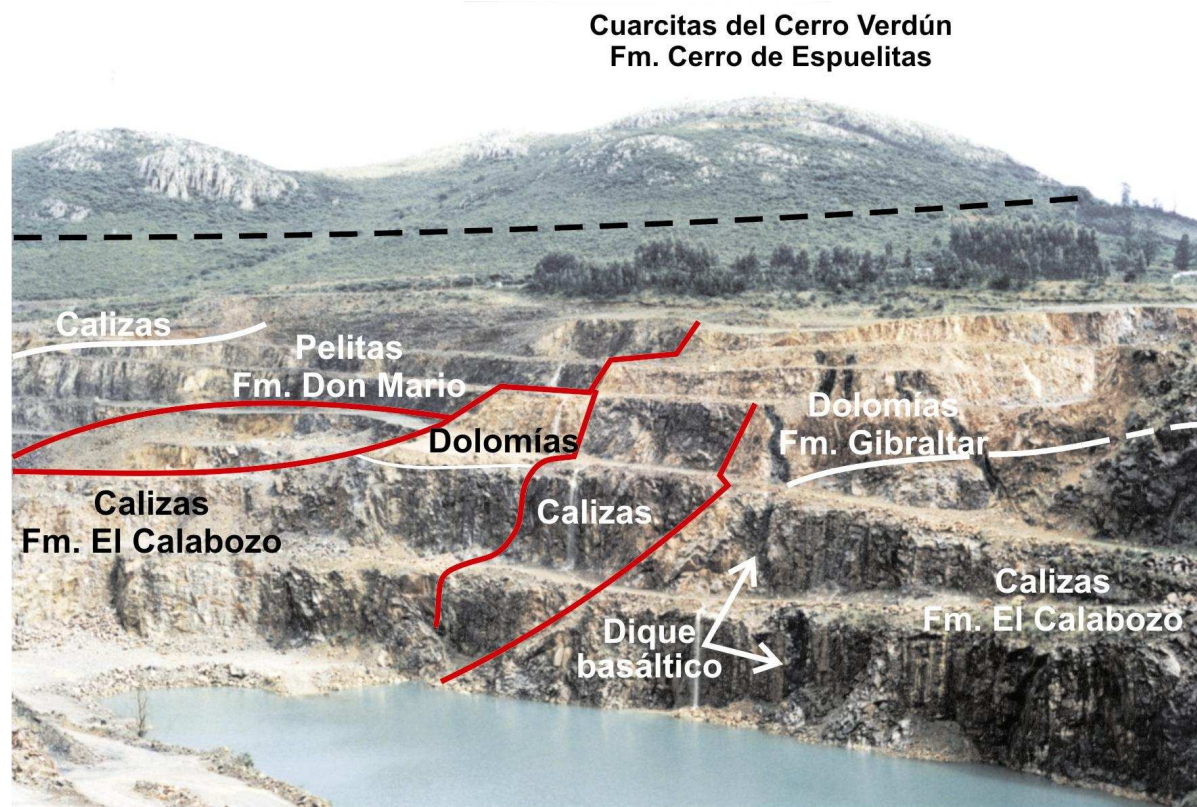


Figure 3.- Vista general de la cantera hacia el oeste con el Grupo Mina Verdún afectado tectónicamente, donde se aprecian las cizallas más importantes (líneas rojas), la estratificación primaria S_0 (líneas blancas) entre las lutitas negras, calizas y dolomías, las lutitas en contacto tectónico con las rocas carbonáticas, los diques de basalto y las cuarcitas del cerro Verdún.

Figure 3.- General overview of the quarry to the west, with the Mina Verdun Group shear zones (red lines), primary stratification S_0 (white lines) within the black shales, limestones and dolostones, the tectonic contact between the black shales and carbonatic rocks, the basalt dykes and the cerro verdun quartzites.

Toma está compuesta por margas grises de grano fino a mediano y color de meteorización gris verdoso, con tenores de hasta 45% de sílice y 35 % de CaCO_3 . La estratificación primaria S_0 de las margas es concordante con la de la Formación Don Mario, y está cortada por un clivaje de disolución por presión S_1 de rumbo NE - SO a E - O e inclinación mayor a 70° hacia el NO - O. Al microscopio las margas están constituidas por cristales de carbonatos granoblásticos suturados, entre los que se disponen escamas de sericita y granos de cuarzo, plagioclasa y prismas de turmalina. La estratificación primaria S_0 está definida por láminas de carbonatos con intercalaciones

de láminas silicoclásticas, mezcladas con carbonatos (calcita y probablemente algo de siderita). El S_0 está atravesado por el clivaje de disolución (con planos donde precipitaron abundantes óxidos de hierro) y por venillas de carbonatos removilizados desde la matriz. A su vez, estas microestructuras están cortadas por estilolitas cuspidas y rectangulares entre cuyos planos quedaron granos relícticos de cuarzo y feldespatos que resistieron la disolución.

Si bien se encuentra expuesta en gran parte de la cantera, su sección tipo se encuentra cercano a la zona de "La Toma" de agua, de la cual extrae su nombre (Fig. 1).

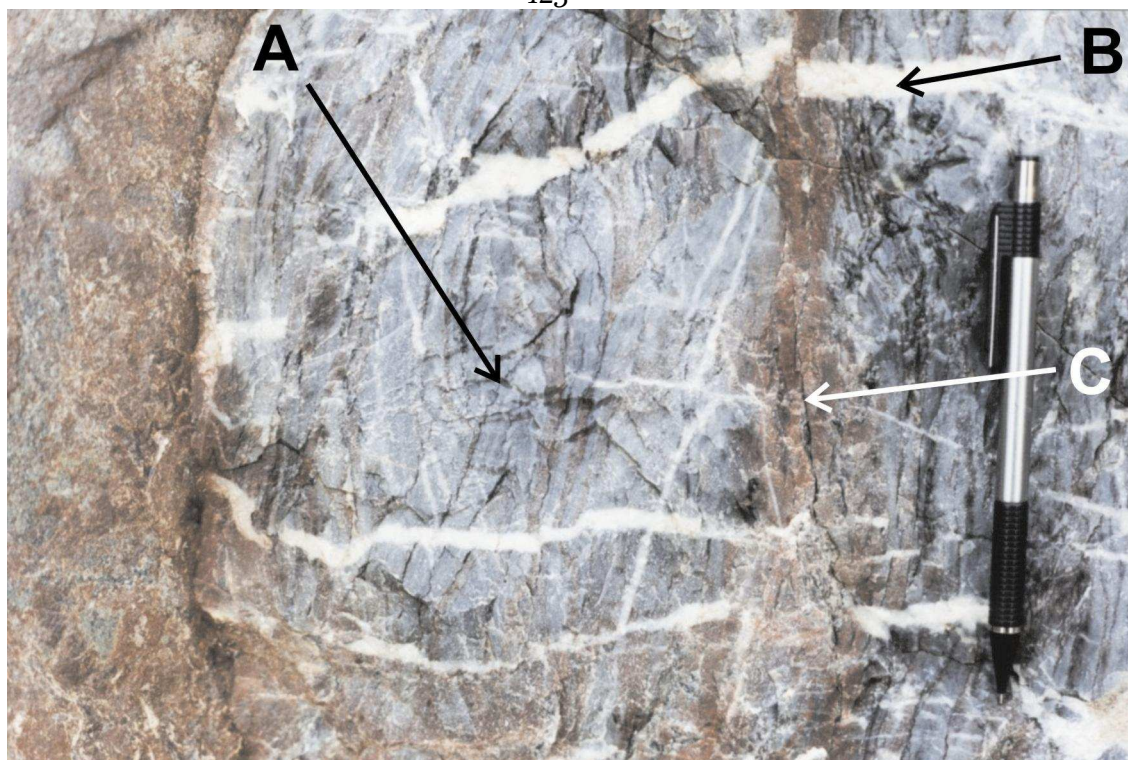


Figure 4.- Relaciones estructurales entre las columnas estromatolíticas atravesadas por venas subhorizontales de calcita y estilolitas cuspidas: A) columna estromatolítica atravesada por una estilolita, B) vena calcítica transversal a las columnas de estromatolitos, C) estilolita que corta a venas calcíticas transversales al estromatolito. (Estratificación primaria S_0 subhorizontal a la foto).

Figure 4.- Structural relationships between the stromatolitic columns crossing by subhorizontal calcitic veins plus cusped stylolites: A) Stromatolitic column crossing by a stylolite, B) Calcitic vein normal to the stromatolitic columns, C) Stylolite cut a calcitic vein normal to the stromatolite (Primary stratification S_0 subhorizontal in relation to the photo).

1.C. FORMACIÓN EL CALABOZO

Se dispone por arriba de las margas de la Formación La Toma en continuidad estratigráfica y ocupa la mayor parte de los afloramientos de la cantera. Se trata de una potente sucesión de calizas de hasta 170 m de espesor, que a su vez está cubierta por la Formación Gibraltar, en contacto discordante erosivo.

Su denominación formal se toma de una zona de la cantera, que por su fisonomía, es conocida como “El Calabozo” (Fig. 1). Estas calizas se dividen en seis miembros informales, que de base a techo son: 1) “Calizas grises laminadas”, 2) “Calizas grises masivas”, 3) “Calizas estromatolíticas grises”, 4) “Calizas gris verdosas”, 5) “Calizas negras

bien consolidadas” y 6) “Calizas estromatolíticas negras”.

1) “Calizas grises laminadas”: son de color gris claro con tonalidades rojas y verdes en sus planos de laminación y clivaje. Conforman una sucesión heterolítica donde se intercalan láminas de calcipelitas y calcarenitas, con tenores que oscilan entre 65 y 75% de CaCO_3 , y una potencia de 15 m.

2) “Calizas grises masivas”: son de color gris mediano a oscuro, con estructura masiva, contenidos de alrededor del 85% de CaCO_3 y un espesor que alcanza los 30 m.

3) “Calizas estromatolíticas grises”: se trata de calizas grises, con tonalidades rojizas en los planos de clivaje y en la laminación algal,

con abundantes estromatolitos columnares cónicos (*Conophyton* fm.) y escasos digitados. Su potencia alcanza los 50 m, dependiendo de la zona analizada en la cantera. Depósitos caóticos de brechas de colapso, de probable origen kárstico, modifican dicho espesor, el cual disminuye en algunos casos hasta menos de 30 m. Es importante destacar que estas calizas son químicamente las de mayor contenido de CaCO_3 , alcanzando tenores de hasta 93%. Las brechas de colapso están formadas por clastos de esta caliza estromatolítica y matriz silicoclástica.

4) “Calizas gris verdosas”: son grises de tonalidades verdosas en los planos de clivaje y en las superficies de meteorización. Su estratificación primaria S_0 está obliterada por los planos del clivaje penetrativo. Esta caliza posee tenores de CaCO_3 de 83% con un espesor estimado de alrededor de 30 m.

5) “Calizas negras bien consolidadas”: son negras, masivas, con alto grado de consolidación, que las tornan muy tenaces. El alto contenido de sílice de estas calizas (de hasta 42%) sugiere posibles procesos de silicificación que habrían afectado diagenéticamente a la caliza original. Su potencia aproximada es de 15 m.

6) “Calizas estromatolíticas negras”: son similares a las calizas estromatolíticas inferiores, pero de color negro. Presentan una abundante cantidad de estromatolitos del tipo columnar cónico (*Conophyton* fm.). Hacia el techo, esta caliza estromatolítica pasa a una caliza negra con laminación monticular (¿probables “hummocky”?) y abundantes venas rellenas con calcita. Los valores químicos de la calizas negras estromatolíticas muestran hasta un 89% de CaCO_3 , con una potencia de hasta 30 m.

En general, todas las calizas son algo monótonas al microscopio, ya que están constituidas casi enteramente por individuos ortoquímicos y granoblásticos de calcita, en mosaicos homogéneos o con laminación

corrugada estromatolítica, según el tipo de caliza. Las características microtectónicas son similares a las margas, aunque el clivaje de disolución S_1 es más penetrativo y las estilolitas tienen mayor longitud y amplitud de dientes.

La presencia de estromatolitos es de gran importancia a la hora de determinar la polaridad de las capas y la posición del S_0 . En este sentido el S_0 sedimentario tiende a ser perpendicular al eje vertical de la columna estromatolítica y el ápice de las láminas cónicas separadas apunta hacia arriba. En cambio, cuando estas estructuras sedimentarias orgánicas están ausentes, los planos de estratificación están obliterados por el fuerte clivaje. Asimismo, los estromatolitos permiten reconocer la interacción del S_0 con estilolitas, diaclasas rellenas por calcita y clivaje (Fig. 4).

1.D. FORMACIÓN GIBRALTAR

Sus afloramientos se encuentran en el sector norte de la cantera, a lo largo de una faja de rumbo NE - SO que en el extremo septentrional tiene alrededor de 200 m de ancho y disminuye gradualmente hacia el sur, donde varía entre 50 y 80 m de ancho. Esta unidad se dispone en discordancia erosiva, no angular, sobre las calizas de la Formación El Calabozo, y su techo no está aflorado, alcanzando aproximadamente 60 m de espesor. La Formación Gibraltar toma su nombre de la zona conocida históricamente en la cantera como “Gibraltar Grande”. Está constituida por pelitas y margas negras, calizas y calizas dolomíticas rosas y dolomías amarillentas, verdosas y negras (Fig. 2). Presenta una pseudobrecha basal de hasta 4 m de potencia, con “clastos” y cemento calcáreos que sugieren una posible autobrechación diagenética.

Las pelitas y margas gris oscuras a negras están laminadas y presentan intercalaciones delgadas a gruesas de lentes calcáreos rosados a rojizos, también laminados. Todas estas sedimentitas están cruzadas por venillas calcíticas finas. Se disponen por arriba de la

pseudobrecha basal, con espesores que pueden alcanzar hasta un máximo de 40 m, pero que disminuye notablemente en altos positivos del paleorelieve labrado sobre las calizas de la Formación El Calabozo.

Hacia el tope aumenta la presencia de lentes gruesas calcáreas, hasta que es cubierta por un manto de calizas y calizas dolomíticas rosadas, de 8 m de potencia. Estas rocas son masivas y litológicamente similares a las lentes descritas, con tenores de CaCO_3 variables entre 60 y 78%.

Por arriba de estas calizas continúan dolomías de grano fino, homogéneo, de tonalidades amarillentas y verdosas claras hasta gris oscuras, y de variedades masivas y laminadas. Su estratificación primaria S_0 tiene actitudes variables a lo largo y a lo ancho de la faja, debido principalmente a cambios de rumbo e inclinación por el plegamiento producido por las zonas de cizalla (Fig. 1). El clivaje de disolución S_1 está prácticamente ausente y son características las fajas de cizalla con variados rumbos e inclinaciones.

Al microscopio también son rocas monótonas, que están constituidas por un mosaico de dolomita microcristalina y cementos silíceos de *chert*, atravesada por lentes micrométricas de cuarzo con textura granoblástica poligonal (granos que se cortan en puntos triples a 120°).

2. Formación Las Palmas

Está constituida por rocas psefíticas que se disponen en discordancia erosiva sobre el Grupo Mina Verdún, con un espesor estimado de 50 m. Se trata de conglomerados castaño verdosos a castaño rojizos, masivos a groseramente estratificados, con clastos subangulosos a subredondeados de granitoides, volcanitas mesosilíceas y ácidas, y calizas, con bloques de hasta 25 cm de diámetro, que tienen escasas intercalaciones de bancos lenticulares de areniscas rojizas. La estratificación S_0 es grosera, sólo está bien marcada en los bancos de areniscas y tiene rumbo NO - SE a N - S e inclinación de 25° a 64° hacia el SO - O. Los conglomerados están

atravesados por los mismos juegos de fajas de cizalla que afectan tectónicamente al Grupo Mina Verdún.

El nombre de la unidad se ha tomado del barrio de Minas más cercano al afloramiento principal de conglomerados, denominado “Barrio Las Palmas”.

3. Enjambre longitudinal de diques

El Grupo Mina Verdún y la Formación Las Palmas están cortadas por un enjambre longitudinal de diques de rumbo E- O y subverticales. Los diques tienen hasta 7 m de espesor y son tabulares, aunque algunos de ellos presentan estructuras de *boudinage* con sectores de engrosamientos y adelgazamientos a lo largo del rumbo (de tipo “*pinch and swell*”). Producen salbandas de metamorfismo de contacto en las rocas de caja, localizadas en una faja de hasta 1 m de potencia en las paredes de los diques, transformando en hornfels a las pelitas y pizarras, y en skarns a las calizas.

Están constituidos por dos variedades de basaltos negros y afaníticos (tamaño de grano menor a 1 mm), y en menor proporción por andesitas grises y microporfíricas, con microfenocristales de plagioclasa y anfíbol. Al microscopio, los basaltos tienen las siguientes características:

Tipo 1: son afíricos (sin fenocristales) y están constituidos por una pasta intergranular de tablillas desordenadas de plagioclasa euhedral, con huecos ocupados por clinopiroxeno anhedral, y probablemente escaso vidrio volcánico intersticial transformado en esmectitas. Además, tienen amígdalas esféricas ($< 1\text{mm}$ de diámetro) rellenas con carbonatos.

Tipo 2: son microporfíricos, con escasos microfenocristales de plagioclasa euhedral y una pasta intergranular a traquítica (con un tamaño de grano de $\sim 1\text{ mm}$) constituida por tablillas desordenadas a levemente orientadas de plagioclasa euhedral, además de cristales subhedrales de olivina (alterada a bowlingita)

y granos de clinopiroxeno. También tiene amígdalas rellenas con carbonatos y una mezcla de cloritas y serpentinas.

4. Cuarcitas del Cerro Verdún

En el tope del cerro Verdún, se han identificado bancos de cuarcitas blanquecinas cuya relación de campo no es clara con el Grupo Mina Verdún, porque el contacto está cubierto por depósitos de ladera. Las cuarcitas están ubicadas en una cota topográfica de mayor altura respecto de las unidades de la cantera, lo cual sugiere dos alternativas para el tipo de contacto: a) las cuarcitas están ubicadas en una posición estratigráfica normal, separadas del Grupo Mina Verdún a través de una discordancia, o b) las cuarcitas están en contacto tectónico, mediante un sobrecorrimiento que las transportó sobre el Grupo Mina Verdún.

Es importante destacar que las cuarcitas no están atravesadas por el enjambre de diques, y además su estratificación primaria S_0 está plegada según un estilo apretado (“tight”), con ejes de pliegues con buzamientos hacia el E - ESE variables entre 31° y 50°, que no afectó al Grupo Mina Verdún.

Las cuarcitas están cortadas por fajas de cizalla frágil con *slickensides* o espejos de falla que contienen estriaciones y crestas que buzcan hacia el SO - S con ángulos muy bajos entre 10° y 14°. Al microscopio, las cuarcitas están constituidas por cuarzo y en menor proporción por feldespatos, con textura granoblástica suturada a poligonal e inequigranular. Entre los granos de cuarzo y feldespatos se disponen escasas escamas de sericita interesquistosa.

Estas cuarcitas han sido asignadas por Gaucher (2000) a la Formación Cerro Espuelitas, de edad vendiana.

ESTROMATOLITOS

El Grupo Mina Verdún se encuentra afectado por rasgos diagenéticos y

deformativos que tienden a modificar los atributos sedimentarios primarios. Sin embargo, en las calizas de la Formación El Calabozo se han hallado abundantes estromatolitos columnares con buen grado de preservación (Poiré et al. 2003).

Los estromatolitos se distribuyen en distintos niveles de la Formación El Calabozo (Fig. 2) conformando espesos bioestromas de hasta 1,70 m de altura, compuestos esencialmente por el grupo *Conophyton* Maslov 1937.

Los ejemplares relevados son asignables a *Conophyton* fm., los cuales están conformados por columnas subcilíndricas simples, no-ramificadas con una laminación interna netamente cónica (Fig. 5a), cuyos ápices definen una zona axial distintiva, y una sección horizontal de estructura concéntrica muy conspicua (Fig. 5b).

La laminación interna de estos *Conophyton* fm. es frecuentemente continua de una columna a otra, de modo tal que las secciones verticales de los bioestromas muestran ápices que apuntan tanto hacia arriba como hacia abajo (Fig. 5c). Las columnas muestran perfiles angulosos a geniculados (Figs. 5a, 5c y 5d) y su vista en planta varía entre circular redondeado a oblongo (Figs. 5b y 5e). En el caso de las columnas oblongas, los ejes mayores en planta están fuertemente orientados (Figs. 5b y 5e). La actitud de las columnas es generalmente recta (Fig. 5d) aunque algunas adoptan posturas recumbentes y sinuosas. El grado de separación entre las columnas estromatolíticas varía desde espaciadas (Fig. 5a) a muy apretadas (Fig. 5d). Las máximas alturas de columnas observadas alcanzan los 70 cm, con anchos de 5 a 20 cm.

Las morfologías columnares cónicas simples son las más abundantes, denotando una muy baja biodiversidad estromatolítica. Sin embargo, se han reconocido escasos estromatolitos mal preservados con un estilo de ramificación dendroideo (Fig. 5f). Asimismo, columnas estromatolíticas pequeñas, de hasta 5 cm de diámetro, con diseño de planta redondeado han sido registrados en testigos-corona, lo cual sugiere

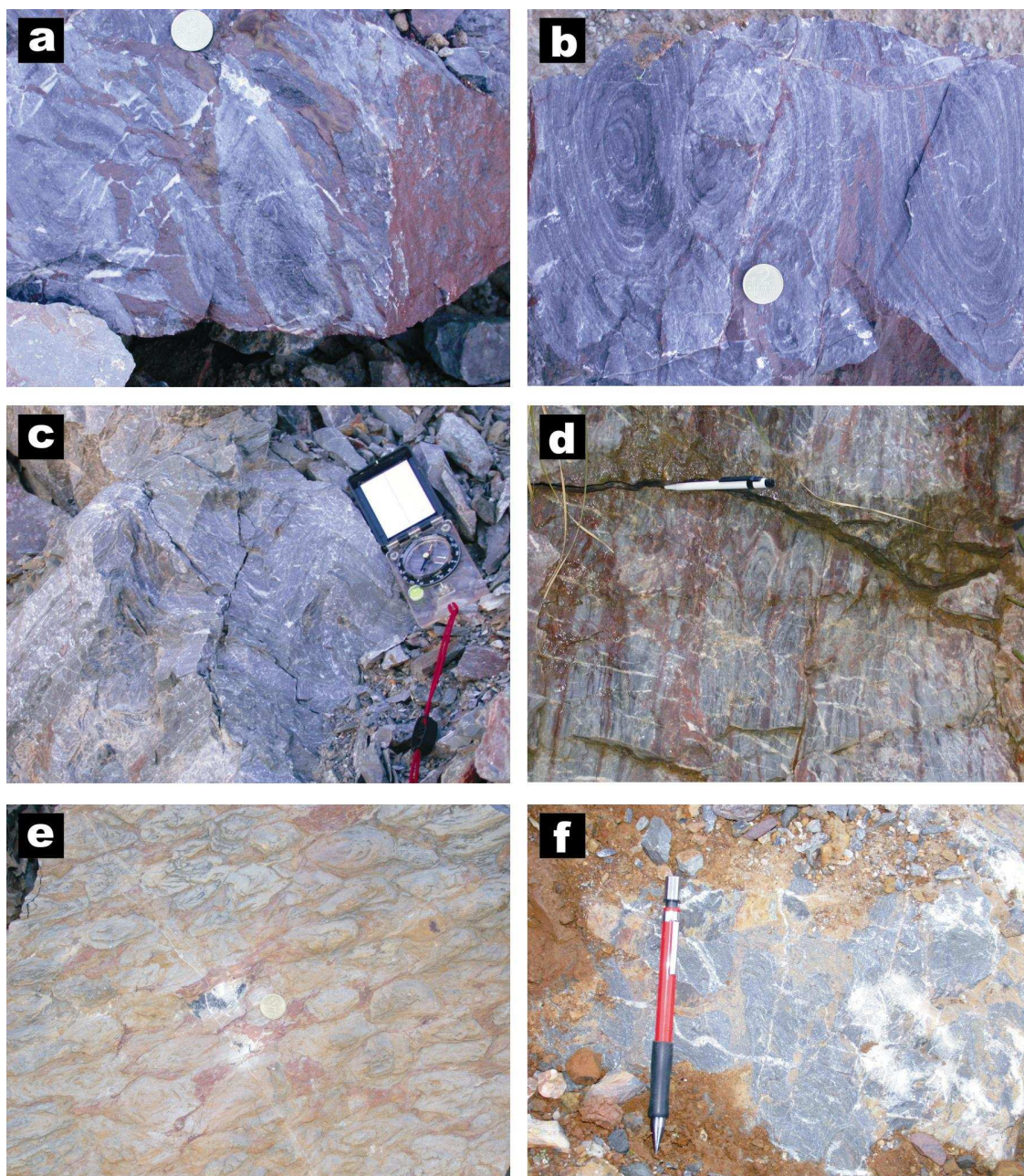


Figura 5.- Estromatolitos. a. Corte en sección vertical de *Conophyton* fm., donde se aprecia su laminación cónica y columnas estromatolíticas espaciadas; b. vista en planta de *Conophyton* fm. con sección concéntrica regular oblonga; c. laminación interna continua entre columnas contiguas, con ápices que apuntan en la vertical tanto hacia arriba como hacia abajo; d. columnas estromatolíticas muy apretadas, de actitud recta; e. conjunto de columnas estromatolíticas de secciones redondeadas y oblongas fuertemente orientadas; f. estromatolitos de bajo grado de preservación, con estilo de ramificación probablemente dendroideo.

Figure 5.- Stromatolites. a. Vertical section of the *Conophyton* fm. with its conical laminae and quite spaced stromatolite columns; b. Plant view of the *Conophyton* fm. with regularly oblong concentric structure; c. Continuous internal laminae in which case vertical section shows upward as well as downward laminae apexing; d. Straight, very close stromatolite columns; e. Strongly orientated, rounded to oblong stromatolite columns; f. Less preserved dendroid branching style stromatolites.

que posiblemente también se han desarrollado subordinadamente estromatolitos columnares digitados.

Significado sedimentológico y correlaciones regionales

El grupo *Conophyton* ha sido interpretado como estromatolitos desarrollados en ambientes marinos submareales en sus sectores más profundos por Poiré (1987, 2002, 2003), basado en los ciclos estromatolíticos de la Formación Villa Mónica del Grupo Sierras Bayas, en el Precámbrico de Olavarría, Sistema de Tandilia, Argentina, y en las ideas de Logan *et al.* (1974) y Donaldson (1976). Coincidente con estas interpretaciones, Sallu Filho & Fairchild (2003) sostienen para los *Conophyton* proterozoicos del Grupo Itaiacoca en las canteras de Indumine y Lavrinhas, estado de San Pablo, Brasil, un crecimiento en ambientes marinos, de plataforma profunda, probablemente por debajo del nivel de olas de buen tiempo o incluso por debajo de la base del tren de olas de tormenta.

Como se observa en la figura 6, el modelo conceptual desarrollado por Poiré (1987) muestra una variación en la morfología de los estromatolitos con la batimetría, de modo que los estromatolitos columnares digitados son esencialmente intermareales, los bulbosos son submareales someros y los cónicos son submareales más profundos. De modo tal que los niveles de muy baja biodiversidad y gran abundancia de *Conophyton*, sugieren un ambiente marino submareal muy recurrente para la Formación El Calabozo, con posibles niveles de somerización representados por los digitados de menor escala.

En cuanto a la edad de las calizas de la Formación El Calabozo, la misma es todavía incierta. Las cuarcitas del tope del Cerro Verdún han sido consideradas como vendianas por Gaucher (2000) al asignarlas a la Formación Cerro Espuelitas del Grupo

Arroyo del Soldado, pero el contacto entre estas cuarcitas y el Grupo Mina Verdún puede ser discordante o de origen tectónico (corrimiento de bajo ángulo). En el primer caso, la sucesión sedimentaria de la Mina Verdún podría ser considerada pre-vendiana.

El grupo *Conophyton* tienen un amplio rango de distribución en el Precámbrico, desde el Proterozoico temprano al Vendiano según Cloud & Semikhatov (1969) y del Apebiano medio al Ripheano terminal en los registros de Semikhatov (1976) para el Precámbrico de la Unión Soviética. En consecuencia resulta dificultoso ajustar la edad de las calizas de la Formación El Calabozo con el hallazgo de *Conophyton* fm. Estudios detallados sobre la microestructura de estos estromatolitos (actualmente en ejecución) permitirán una mejor clasificación taxonómica de estos ejemplares de *Conophyton* y una acotación temporal más definida de esta secuencia sedimentaria.

En Uruguay fueron descriptos estromatolitos pre-vendianos a 30 km al noreste del Cerro Verdún por Sprechmann *et al.* (1994) y Gaucher *et al.* (1996), en asomos de la Formación Cerro de Villalba, integrante del denominado Grupo Basal de Gaucher & Sprechmann (1995). Sin embargo, la morfología de estos estromatolitos es completamente diferente, ya que se trata de una asociación de formas estratiformes, nodular-estratiforme (LLH-C, LLH-V en la clasificación de Logan *et al.* 1964) y columnares (SH-V de la misma clasificación), junto a brechas estromatolíticas interpretadas como depósitos intermareales a supramareales. Estos podrían ser representantes más someros respecto de los estromatolitos de la Formación El Calabozo, siempre y cuando estas dos secuencias sean coetáneas. Sin embargo, no existen datos radimétricos o isotópicos que permitan comprobar esta hipótesis.

Otra secuencia sedimentaria precámbrica relativamente cercana a la de Minas se encuentra en Olavarría, en el Sistema de Tandilia de Argentina. Ejemplares muy bien preservados de *Conophyton* ?ressotti y *Conophyton* fm. han sido

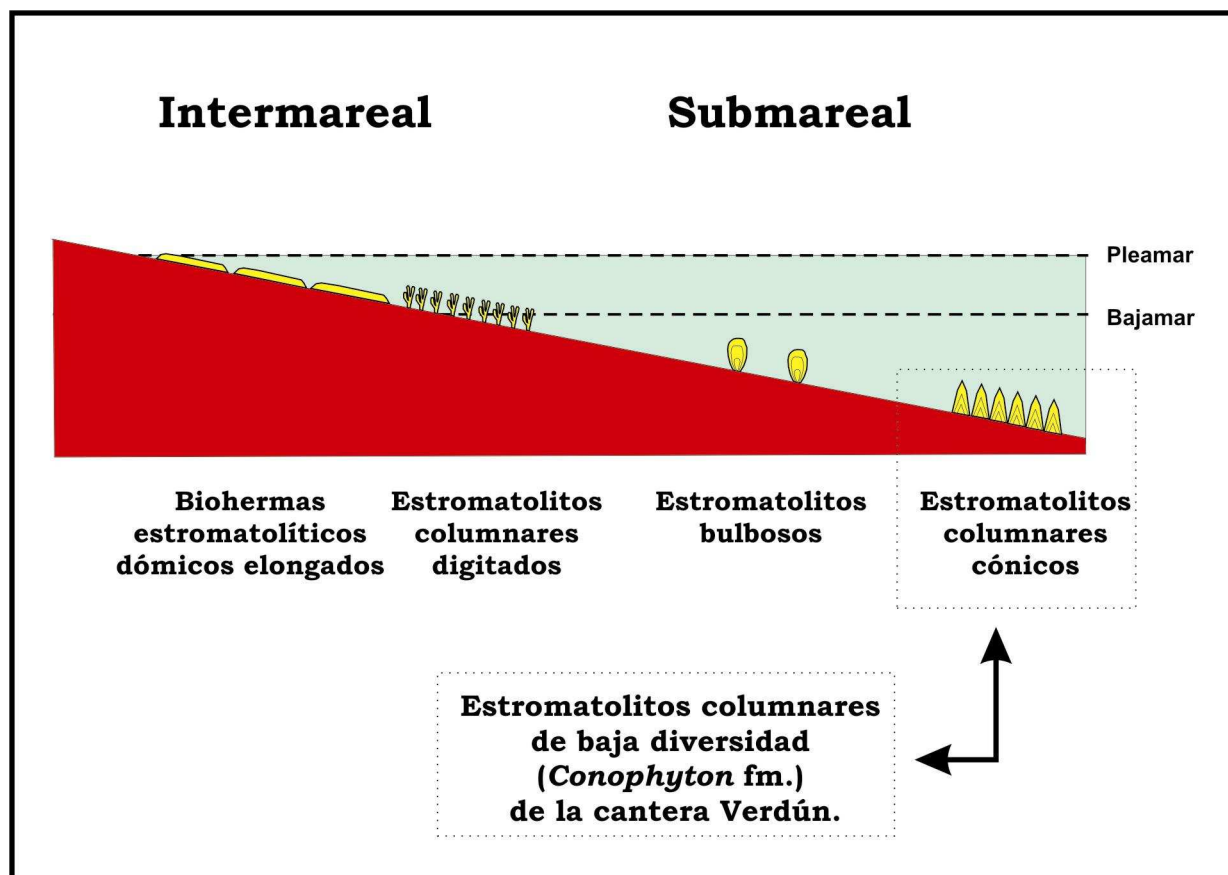


Figura 6.- Modelo de estromatofacies elaborado por Poiré (1987, 1990, 2002 modificado) en donde se observa la posición paleoambiental de la Formación El Calabozo, portadora de *Conophyton* fm.
Figure 6.- Stromatolite facies model (modified from Poiré 1987, 1990, 2002) with the interpreted location of the *Conophyton* fm of the El Calabozo Fm.

registrados en las dolomías de la Formación Villa Mónica (Poiré 1993) del Grupo Sierras Bayas, acompañados por *Colonella* fm., *Cryptozoon* fm., *Gongylina* fm., *Gymnosolem* fm., *Inzeria* fm., *Jacutophyton* fm., *Jurasonia nisvensis*, *Katavia* fm., *Kotuikania* fm., *Kussiella* fm., *Minjaria* fm., *Parmites* fm., *Parmites* cf. *cocrescens* y *Stratifera* fm. (Poiré 1989; 1993). La edad de estas dolomías fue restringida al intervalo de 800 a 900 Ma mediante su asociación estromatolítica y ajustada en 795 Ma para su diagénesis a través de estudios radimétricos (Cingolani & Bonhomme 1988). Aunque esta secuencia podría ser correlacionada con aquella de la Formación El Calabozo, existe un fuerte contraste en la estromatodiversidad de ambas secuencias. La de la Formación Villa Mónica

muestra un alto grado de diversidad de estromatolitos, mientras que la de la Formación El Calabozo exhibe una muy baja diversidad.

Por lo expuesto, la secuencia sedimentaria del Grupo Mina Verdún parece ser una unidad nueva no correlacionable con las unidades sedimentarias precámbricas conocidas en la región. Futuros trabajos sobre sus estromatolitos, la geoquímica isotópica de sus rocas y otros estudios de detalle, podrían permitir mejorar la asignación temporal y la ubicación de esta unidad en el esquema estratigráfico del Proterozoico sedimentario de Uruguay.

CONCLUSIONES

- La sucesión sedimentaria de la Cantera Verdún y su área de influencia, está constituida de base a techo, por las siguientes unidades: 1) Grupo Mina Verdún, con sus formaciones Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar; 2) Formación Las Palmas; 3) Enjambre de diques longitudinales; y 4) Cuarzitas del tope del cerro Verdún.
- La Formación El Calabozo presenta abundantes niveles con estromatolitos.
- Estos son columnares de laminación cónica, representados esencialmente por *Conophyton* fm.
- Los estromatolitos son muy abundantes pero de muy baja diversidad.
- Estos estromatolitos sugieren un ambiente marino submareal profundo para la sedimentación de la Formación El Calabozo.
- Por sus comparaciones geológicas, el Grupo Mina Verdún parece ser una unidad nueva no correlacionable con las unidades sedimentarias precámbricas conocidas en la región.

Agradecimientos

A Claudio Gaucher por sus permanentes sugerencias, comentarios y recorridas de campo, que permitieron avanzar en el conocimiento estratigráfico de la cantera y su comparación con otras unidades del Precámbrico sedimentario de Uruguay; a los colegas Lorenzo Ferrando (*in memoriam*), Peter Sprechmann, Juan Montaña quienes guiaron años atrás, los primeros pasos de uno de los autores (DGP) en el conocimiento de la geología de Uruguay en 1997; a Leda Sánchez Betucci por el intercambio de ideas y estímulo; a todo el grupo uruguayo de geólogos y estudiantes avanzados del proyecto IGCP 478 por su entusiasmo en la

discusión de ideas y sugerencias; a Alejandro Martín por el apoyo de campo brindado y por haber compartido el momento del descubrimiento de los primeros ejemplares de estromatolitos en la cantera; a Robert Ginsburg y Thomas Fairchild por los aportes y discusión de ideas sobre el modelo de estromatofacies elaborado; a Alfredo Benialgo y Néstor Canessa por su colaboración en los trabajos estratigráficos; a Lucia Gómez Peral y Manuel López Reale por su colaboración en los análisis mineralógicos y petrológicos; a Daniel Mártire y Horacio Beneitez por la confección de los cortes delgados; a Mario Barquero y Mariano Pappalardi por su apoyo en la confección de mapas y perfiles; y a todo el personal profesional y técnico de la Compañía Uruguaya de Cementos Portland de Minas, por el permanente apoyo brindado. A los árbitros de este trabajo que ayudaron a mejorar la versión final del mismo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (eds.), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura, España, 343-356.
- BOSSI, J. & NAVARRO, R. 2000. *Recursos minerales del Uruguay*. Montevideo. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 416 p
- BOSSI, J., FERNÁNDEZ, A. & ELZALDE, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. *Boletín de la Facultad de Agronomía* **78**, Montevideo.
- CINGOLANI, C. & BONHOMME, M.G. 1988. Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), provincia de Buenos Aires. In SEGUNDAS JORNADAS GEOLÓGICAS BONAERENSES, Tandil, 1985, *Actas*, 283-289.

- CAORSI, J. & GOÑI, J. 1958. Geología Uruguay. *Boletín Instituto Geológico del Uruguay* **37**. Montevideo.
- CLOUD P.E. & SEMIKHATOV, M.A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation. *American Journal of Science* **267**, 1017:1061.
- DONALDSON, J.A. 1976. Paleoecology of *Conophyton* and associated stromatolites in the Precambrian Dismal Lake and Rae Groups, Canada. In M.R. Walter (ed.) *Stromatolites*, Ámsterdam, Elsevier, 523-534.
- GAUCHER, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria* **26**, 1-120.
- GAUCHER, C. & SCHIPIOV, A. 1994. Formaciones de Hierro Bandeadas del Vendiano del Uruguay. *Paleociencias del Uruguay* **2**, 3-5.
- GAUCHER, C. & SPRECHMANN, P. 1995. Paleontología, sedimentología y paleogeografía del Proterozoico medio y superior del Terreno Nico Pérez, Uruguay. In 6° SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGÍA. 1° ENCONTRO DE GEOLOGÍA DEL CONO SUR, PORTO ALEGRE, *Boletim de Resumos Expandidos*, 101-104.
- GAUCHER, C., SPRECHMANN, P. & SCHIPIOV, A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **199**, 339-367.
- GAUCHER, C. SPRECHMANN, P. & MONTAÑA, J. 1998. New avances of the geology of the Vendian to Cambian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez Terrane of Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* **1998**, 106-118.
- KAWASHITA, K, GAUCHER, C., SPRECHMANN, P. TEIXEIRA, W. & VICTORIA, R. 1999. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Perez Terrane Uruguay. In II SOTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, CÓRDOBA, *Actas* 394-402,.
- LOGAN, R.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology* **72**, 68-83.
- MASLOV, V.P. 1937. On the distribution of calcareous algae in east Siberia. *Problemy Palaeontology* **2-3**, 327-342 (En Ruso; sumario en inglés: 342-348).
- MAC MILLAN, J. G. 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay. *Boletín Instituto de Geología y Perforaciones* **18**, 1-61. Montevideo.
- MIDOT, D. 1984. *Etude géologique et diagnostique métallogénique pour l'exploration du secteur Minas (Uruguay).*, Univ. P. et M. Curie, París, Francia, Thesis 3eme Cycle.
- PAZOS, P., SÁNCHEZ BETUCCI, L. & TOFALO, O.R. 1999. El episodio glacial vendiano en la Formación Playa Hermosa, Piriápolis, Uruguay. In XVI CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, SALTA, *Actas, Resúmenes* I, 69.
- POIRE, D.G. 1989. Stromatolites of the Sierras Bayas Group, Upper Proterozoic of Olavarría, Sierras Septentrionales, Argentina. *Stromatolite Newsletter* **XIV**, 58-61.
- POIRE, D.G. 1990. Ciclos estromatolíticos y cuerpos monoestromatolíticos de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría: su significado sedimentológico. In TERCERA REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA, SAN JUAN, *Actas*, 223-228.
- POIRE, D.G. 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. In XII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y II CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, MENDOZA, *Actas* II, 1-11
- POIRE, D.G. 2002. Sea level changes and Precambrian stromatolite cycles from Villa Mónica Formation, Tandilia System, Argentina. In 16TH INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, JOHANNESBURG, *Abstracts*, 295.

- POIRE, D.G., CANALICCHIO, J.M. & GARCIA REPETTO, F. 2003. Precambrian columnar stromatolites in the sedimentary succession of the Verdún Hill, Minas Lavalleya Department, Uruguay. In 3° CONGRESO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGÍA, BELEM, *Resúmenes*, 193-195.
- PRECIOZZI, F., SPORTUNO, J., HEINZEN, W. & ROSSI, P. 1985. *Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Montevideo, Dirección Nacional de Geología y Minería, 92 p.
- SALLU FILHO, W. & FAIRCHILD, T.R. 2003. Depositional environments and growth of Stromatolites in the Itaipua Group, Mesoproterozoic to Neoproterozoic, SE Brazil. In 3° CONGRESO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGÍA, BELEM, *Resúmenes*, 195-196.
- SÁNCHEZ BETUCCI, L. 1998. *Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región de Minas - Piriápolis, República Oriental del Uruguay*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. Tesis Doctoral, 234 p.
- SÁNCHEZ BETUCCI, L & RAPALINI, A.E. 1997. Preliminary paleomagnetic from the Sierra de las Animas Complex, Uruguay, and their implications in the Gondwana assembly. In TERRANES DYNAMICS'97, CHRISTCHURCH, NEW ZEALAND, *Extended Abstract*, 154-156.
- SÁNCHEZ BETUCCI, L & RAPALINI, A.E. 1998. La curva de desplazamiento polar aparente neoproterozoica del Cratón del Río de La Plata: primeras evidencias. In II COLOQUIO URUGUAYO DE GEOLOGÍA, PUNTA DEL ESTE, *Actas*, 14-15.
- SÁNCHEZ BETUCCI, L, KOSARINSKI, M. & RAMOS, V.A. 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleya Group (Dom Felician Belt), Uruguay. *Gondwana Research* **4**, 395-407.
- SEMIKHATOV, M.A., 1976. Experience in stromatolites studies in the USSR. In M.R. Walter (ed.) *Stromatolites*, Ámsterdam, Elsevier, 337-357.
- SPRECHMANN, P., GAUCHER, C., MONTAÑA, J. & SCHIPILOV, A. 1994. Fósiles del Precámbrico del Uruguay: Unidades litoestratigráficas, edades, correlaciones y ambientes de deposición. I Jornada de Paleontología del Uruguay "Prof. Dr. Rodolfo Méndez-Alzola", *Resúmenes Ampliados. Paleociencias del Uruguay (Serie Didáctica)* **2**, 6-9.
- TEIXEIRA, W., RENNE, P., BOSSI, J, CAMPAL, N. & D'EAGRELLA FILHO, M.S. 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb/Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Río de La Plata Craton and implications for Proterozoic interplate activity in Western Gondwana. *Precambrian Research* **93** 153-180.