

TRABAJO 2 -

REINTERPRETACION ESTRATIGRAFICA DEL CAMBRICO DEL AREA DE SAN ISIDRO, PRECORDILLERA DE MENDOZA

Bordonaro O.(*), Beresi M.(*), Keller M.(**)

* CRICYT-Mendoza
CC 131,(5500) Mendoza

** Universidad de Erlangen, Alemania

ESTANCIA EMBEZADA
UBICACION

ABSTRACT. A new stratigraphic succession is established for the Cambrian deposits of San Isidro area, Precordillera of Mendoza.

The Cambrian Formations: Estancia San Martín and San Isidro, are interpreted as great olistolites resedimented in the Lower Member of the Empozada Formation, of Middle to Upper Ordovician age.

This member conforms an olistostrome, deposited by gravitational flows, in a silicic-clastic talus with steep gradient. The autochthonous pelitic deposits are produced by sedimentation during periods of pure decantation. It contains carbonatic bloesses, debris flows and turbiditic currents. The allochthonous fossils are agnostid and polimerid trilobites and spongespicules and graptolites all of which are indicating different ages of the Middle to Upper Cambrian and Lower Ordovician.

The autochthonous fauna is composed by graptolites that, all in all, indicate ages from the Llanvirnian to the Caradocian.

INTRODUCCION

Las sedimentitas de edad cámbrica que afloran en el norte de la provincia de Mendoza, en el área de San Isidro, constituyen localidades clásicas para el estudio de este periodo en la Precordillera. Estos afloramientos son relativamente pequeños no poseen continuidad y son predominantemente calcáreos.

El Cámbrico de la región de San Isidro está representado por las clásicas Formaciones Estancia San Martín y San Isidro. Los depósitos ordovícicos integran la Formación Empozada. Estas sedimentitas han sido reconocidas por numerosos autores desde principios de siglo. En la última década trabajaron Pina *et al.* (1985), Bordonaro (1985), Bordonaro y Peralta (1987), Gallardo *et al.* 1988 y Gallardo y Heredia (en prensa).

El propósito del presente trabajo es la reubicación estratigráfica de las llamadas formaciones cámbricas Estancia San Martín y San Isidro y la interpretación de la nueva sucesión estratigráfica y de los procesos de transporte y deposición que le dieron origen.

Como resultado de este trabajo se interpreta a las unidades cámbricas mencionadas, como bloques alóctonos, resedimentados en el Miembro inferior de la Formación Empozada de edad ordovícica media-superior. El Miembro inferior de la Formación Empozada está integrado por numerosos bloques carbonáticos alóctonos con fauna de trilobites y graptolites que indican diversas edades del Cámbrico y Ordovícico inferior.

ESTRATIGRAFIA

Olistolito Estancia San Martín (ex-Formación Estancia San Martín) Cámbrico s.l.

Originalmente esta unidad fue dividida en cuatro miembros por Pina *et al.* (1985) cuyas litologías son predominantemente calcáreas en los dos inferiores con calizas, calcilitas y limolitas, y predominantemente clásticas en los dos superiores con lutitas negras, verdes, calizas intercaladas y areniscas. En el presente trabajo se redefine esta unidad la cual queda integrada solamente por el Miembro inferior calcáreo de la ex-Formación San Martín original. Los miembros superiores clásticos, se incorporan a la Formación Empozada, los que se describirán mas adelante. El espesor total máximo y aproximado de esta unidad olistolítica es de 100 metros, aunque no es posible medir su espesor real debido al intenso plegamiento sinsedimentario que la afecta.

Distribución: en el mapa de la Figura 1 se observa la extensión de los afloramientos de esta unidad desde la desembocadura de la quebrada de la Empozada hasta ambos márgenes de la desembocadura de la quebrada de la Cruz y luego en forma saltuaria hasta unos 700 metros antes de la desembocadura de la quebrada de los Bueyes. Tiene una extensión aflorante de 1,5 km de largo. El último afloramiento se localiza entre las quebradas de los Bueyes y la del Manzano.

Desde un punto de vista sedimentológico sólo puede ser distinguida una facies.

FACIES A: Margas y Calizas

Descripción: consiste de una alternancia de calizas de textura mudstones, margas y escasas lutitas negras. Las calizas son de grano muy fino y están estratificadas en bancos delgados, de geometría tabular. Son de color marrón oscuro a negro y a menudo presentan tonalidades ocre por alteración. La estratificación es muy regular y planar a levemente ondulada y sin aparente bioturbación ni estructuras erosivas en la base de los bancos. A veces se observa una fina laminación interna. Los bancos de mudstones margosos y wackestones se hallan separados por particiones pelíticas arcillo-limosas (sin carbonatos) y calcipelíticas finamente laminadas, de color negro. La fauna consiste en espículas de poríferos distribui-

das sobre los planos de estratificación de wackestones. Las margas y lutitas no son fosilíferas.

Se presentan algunos niveles concubos de piritita diagenética.

Edad: los únicos macrofósiles hallados en esta facies son espículas de poríferos del tipo de las estauractinas, hexactinas y sus modificaciones atribuidas a la Clase Hexactinellida (véase Beresi y Heredia este volumen).

Este tipo de espículas son comunes en rocas cámbricas, aunque se encuentran también en el Ordovícico Inferior en arreglos más complejos. Debido a que predominan espículas de tipo estauractinas aisladas se consideran de edad cámbrica s.l. (véase Beresi y Heredia, *op. cit.*). No obstante esta edad queda sujeta a posibles modificaciones y precisiones por la aparición de arreglos espiculares determinativos o fósiles diagnósticos.

Interpretación: estos sedimentos se depositaron en una plataforma profunda, evidenciado por el color oscuro, la estratificación regular, la laminación interna, la ausencia de

estructuras de oleaje y de bioturbación, características que en conjunto son consideradas distintivas de calizas de aguas profundas. Estas calizas son típicas de un borde externo de la plataforma en la transición hacia el talud superior (Cook, 1979). El fango carbonático (peri-plataform ooze, Schlager & James, 1978) provino de la plataforma y fue depositado como fango hemipelágico.

El intenso replegamiento evidencia el deslizamiento del bloque con deformación y fallamiento sinsedimentario típico de un proceso de *slumping*.

Olistolito San Isidro (ex-Formación San Isidro), Cámbrico medio

Introducción: la FSI descrita originalmente por Harrington, 1961, fue considerada una unidad litoestratigráfica autóctona

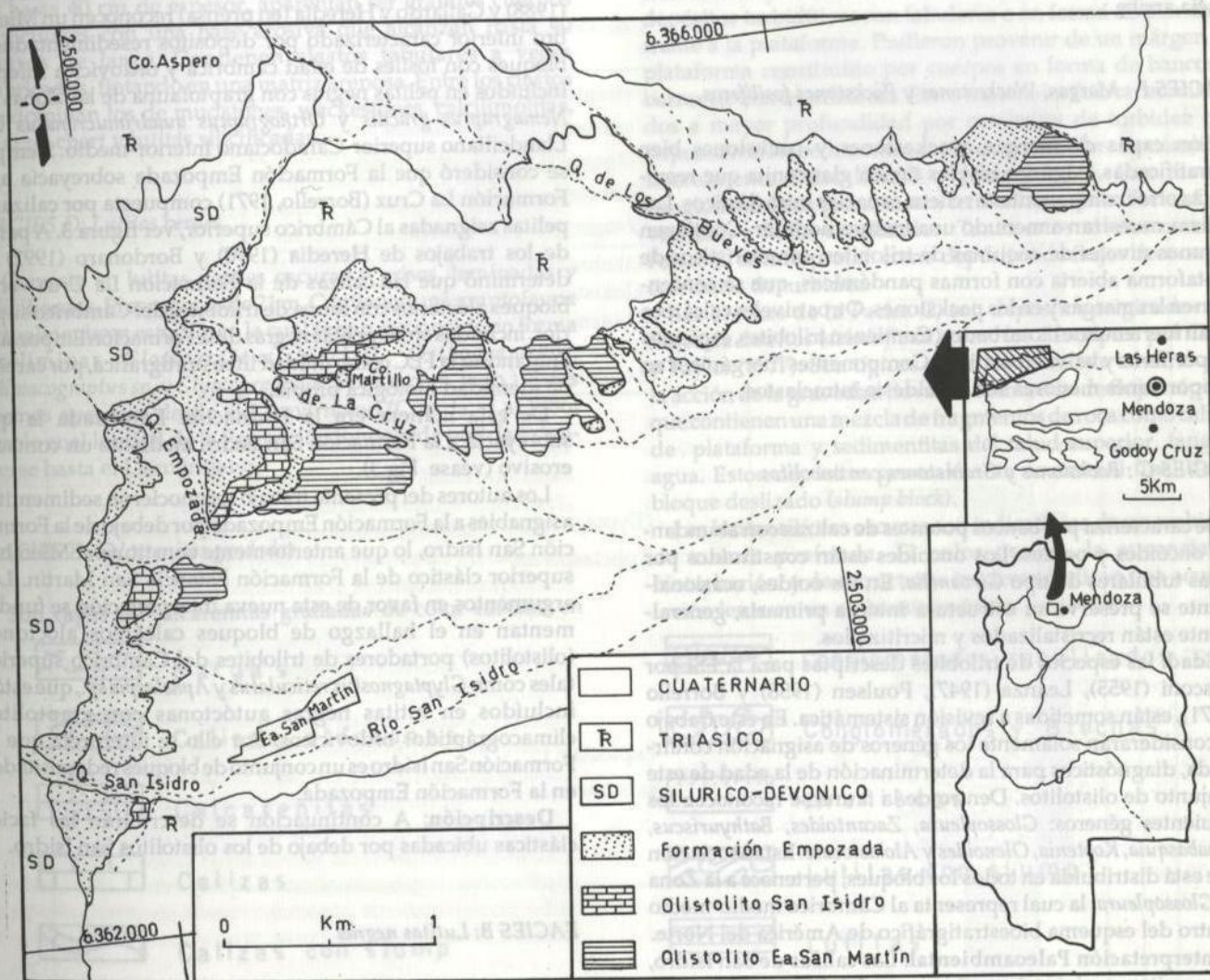


Figura 1: Mapa de ubicación geográfica y distribución de afloramientos de las unidades cámbricas y ordovícicas en el área de San Isidro

del Cámbrico medio, infrayaciendo mediante superficie erosiva a los depósitos clásticos de la base de la Formación Empozada del Ordovícico medio (ex-Formación La Cruz), tema ya analizado por Heredia (1990) y Bordonaro (1992).

El hallazgo de trilobites de edad cámbrica tardía en bloques de calizas resedimentadas dentro de las pelitas negras graptolíticas de la Formación Empozada, ubicadas estratigráficamente por debajo de la FSI, aporta evidencias para interpretarla como un conjunto de olistolitos, dentro de la Formación Empozada.

Distribución: La FSI tiene su máxima extensión entre las quebradas de la Empozada y la margen derecha de la quebrada de la Cruz, acunándose a 500 metros al Este del cerro Martillo. En la figura 1 se muestran los afloramientos más representativos de esta unidad en las quebradas de San Isidro, de la Empozada, de la Cruz y cerro Martillo. Otro afloramiento se ubica al sur de la quebrada de la Empozada. Un pequeño bloque se encuentra en la margen derecha de la quebrada San Isidro.

Descripción: esta unidad contiene una gran variedad de rocas calcáreas y silicoclásticas (Fig.2), en la que se han reconocido 2 facies que se describen a continuación de abajo hacia arriba:

FACIES F: Margas, Wackestones y Packstones fosilíferos.

Son capas de margas, wackestones y packstones bien estratificadas. Algunos niveles tienen glauconita que reemplaza otros componentes o rellena espacios intraclásticos. Las calizas muestran a menudo una textura nodular. Contienen algunos niveles de coquinas de trilobites, característicos de plataforma abierta con formas pandémicas, que se concentran en las margas y en los packstones. Otros niveles calcáreos están fuertemente bioturbados. Contienen trilobites, espículas de poríferos y valvas fosfáticas. Componentes inorgánicos en proporciones menores son peloides e intraclastos.

FACIES G: Packstones y Grainstones con oncolitos.

Se caracteriza por bancos potentes de calizas con abundantes oncoides y ooides. Los oncoides están constituidos por algas tubulares de tipo *Girvanella*. En los ooides, ocasionalmente se preserva su estructura interna primaria, generalmente están recristalizados y micritizados.

Edad: las especies de trilobites descriptas para la FSI por Rusconi (1955), Leanza (1947), Poulsen (1958) y Borrello (1971), están sometidas a revisión sistemática. En este trabajo se considerarán solamente los géneros de asignación confirmada, diagnósticos para la determinación de la edad de este conjunto de olistolitos. Dentro de la fauna se reconocen los siguientes géneros: *Glossopleura*, *Zacantoides*, *Bathyriscus*, *Athabasquia*, *Kootenia*, *Olenoides* y *Alokistocare*. Esta asociación que está distribuida en todos los bloques, pertenece a la Zona de *Glossopleura*, la cual representa al Cámbrico medio-medio dentro del esquema bioestratigráfico de América del Norte.

Interpretación Paleoambiental: Las calizas de San Isidro, se depositaron originariamente en una plataforma carbonática. La abundancia de oncolitos algales en packstones y grainstones

son de ambiente más somero y proximal dentro de la plataforma. Los packstones fosilíferos y margas con trilobites pandémicos, indican una plataforma abierta subtidal.

La Formación San Isidro se interpreta aquí como un conjunto de bloques deslizados desde la plataforma, en el talud ordovícico de la Formación Empozada. Durante el desprendimiento estas calizas ya estaban litificadas debido a que no se observan evidencias de deformación sinsedimentaria interna. Los bloques fueron movilizados por un proceso de deslizamiento (*slide*), sobre un talud abrupto con pendiente mayor a 5 grados, que erosiona material carbonático de distinta edad de la plataforma, depositándolo talud abajo.

FORMACION EMPOZADA (Ordovícico medio-Ordovícico superior)

Introducción: desde la creación de esta Formación por Harrington (1957), numerosos autores la han reconocido como una unidad predominantemente lutítica portadora de graptolitos caradocianos. Heredia *et al.* (1990), Gallardo *et al.* (1988) y Gallardo y Heredia (en prensa) reconocen un Miembro inferior caracterizado por depósitos resedimentados y bloques con fósiles de edad cámbrica y ordovícica inferior incluidos en pelitas negras con graptofauna de las Zonas de *Nemagraptus gracilis* y *Orthograptus quadrimucronatus* del Llandeiliiano superior-Caradociano inferior-medio. Siempre se consideró que la Formación Empozada sobreyacía a la Formación La Cruz (Borrello, 1971) compuesta por calizas y pelitas asignadas al Cámbrico superior, ver figura 3. A partir de los trabajos de Heredia (1990) y Bordonaro (1992) se determinó que las calizas de la Formación La Cruz eran bloques alóctonos con fauna de trilobites del Cámbrico superior, incluidos en las pelitas negras de la Formación Empozada, anulando a la FLC como unidad litoestratigráfica, por carecer de identidad litológica propia.

De esta manera era la Formación Empozada la que sobreyacía a la Formación San Isidro mediante un contacto erosivo (véase Fig.3).

Los autores del presente trabajo reconocieron sedimentitas asignables a la Formación Empozada por debajo de la Formación San Isidro, lo que anteriormente constituía el Miembro superior clástico de la Formación Estancia San Martín. Los argumentos en favor de esta nueva interpretación se fundamentan en el hallazgo de bloques calcáreos alóctonos (olistolitos) portadores de trilobites del Cámbrico superior tales como *Glyptagnostus reticulatus* y *Aphelaspis sp.*, que están incluidos en lutitas negras autóctonas con graptolitos climacograptidos ordovícicos. Por ello se interpreta que la Formación San Isidro es un conjunto de bloques redepositados en la Formación Empozada.

Descripción: A continuación se describirán las facies clásticas ubicadas por debajo de los olistolitos San Isidro.

FACIES B: Lutitas negras

Se caracteriza por el predominio de silicoclásticos, con lutitas negras, silicificadas y a menudo con óxidos de alumi-

nio. En estas pelitas se hallaron restos de graptolitos climacograptidos indeterminables. Las calizas intercaladas en algunos tramos de la facies, son bloques redepositados de mudstones y wackestones en bancos delgados lenticulares o en nódulos silicificados. Algunos de éstos son portadores de trilobites del Cámbrico Superior entre los que se reconocen *Glyptagnostus reticulatus* y *Aphelaspis* sp. pertenecientes a la Zona de *Aphelaspis* del Cámbrico Superior temprano.

FACIES C: Conglomerados y areniscas canalizados y brechas.

Consiste en conglomerados lateralmente discontinuos con base erosiva. Los clastos, de hasta 5 cm de diámetro, son de areniscas, lutitas con óxidos de aluminio, lutitas silicificadas, calizas de diferentes texturas y chert. Algunos conglomerados están gradados y pasan hacia el tope a areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala. También se presentan cuerpos lenticulares arenosos con gradación normal de arenisca gruesa a fina.

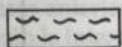
Las brechas son depósitos de flujos de detrito (*debris flow*) de hasta 40 cm de espesor, aparentan ser grandes cuerpos lenticulares con una base erosiva que alcanzan hasta 40 metros de largo. Contienen clastos tabulares a veces imbricados, flotando en una matriz arenosa. Entre los clastos predominan los de mudstones, wackestones, calcilimolitas, cuarzo, chert y lutitas silicificadas.

FACIES D: Lutitas verdes

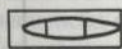
Consiste en lutitas verdes oscuras y grises, laminadas y silicificadas. El espesor es de 21 m. Contienen una graptofauna actualmente en estudio, en la cual se han reconocido en forma preliminar *Glossograptus hincksii*, *Orthograptidos*, *Climacograptus* sp. y *Glyptograptidos* (Peralta com. verb.). Estas formas aparecen desde el Llanvirniano (Cuerda et al. 1986) por lo cual la edad de la Formación Empozada podría extenderse hasta el Llanvirniano.

FACIES E: Calcarenitas gradadas

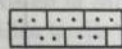
Son capas de calcarenitas gradadas de color castaño en



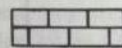
Margas



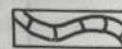
Calizas alóctonas



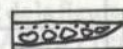
Calcarenitas



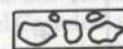
Calizas



Calizas con slump



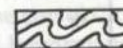
Conglomerados canalizados



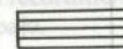
Conglomerados y Brechas



Areniscas



Lutitas con slump



Lutitas

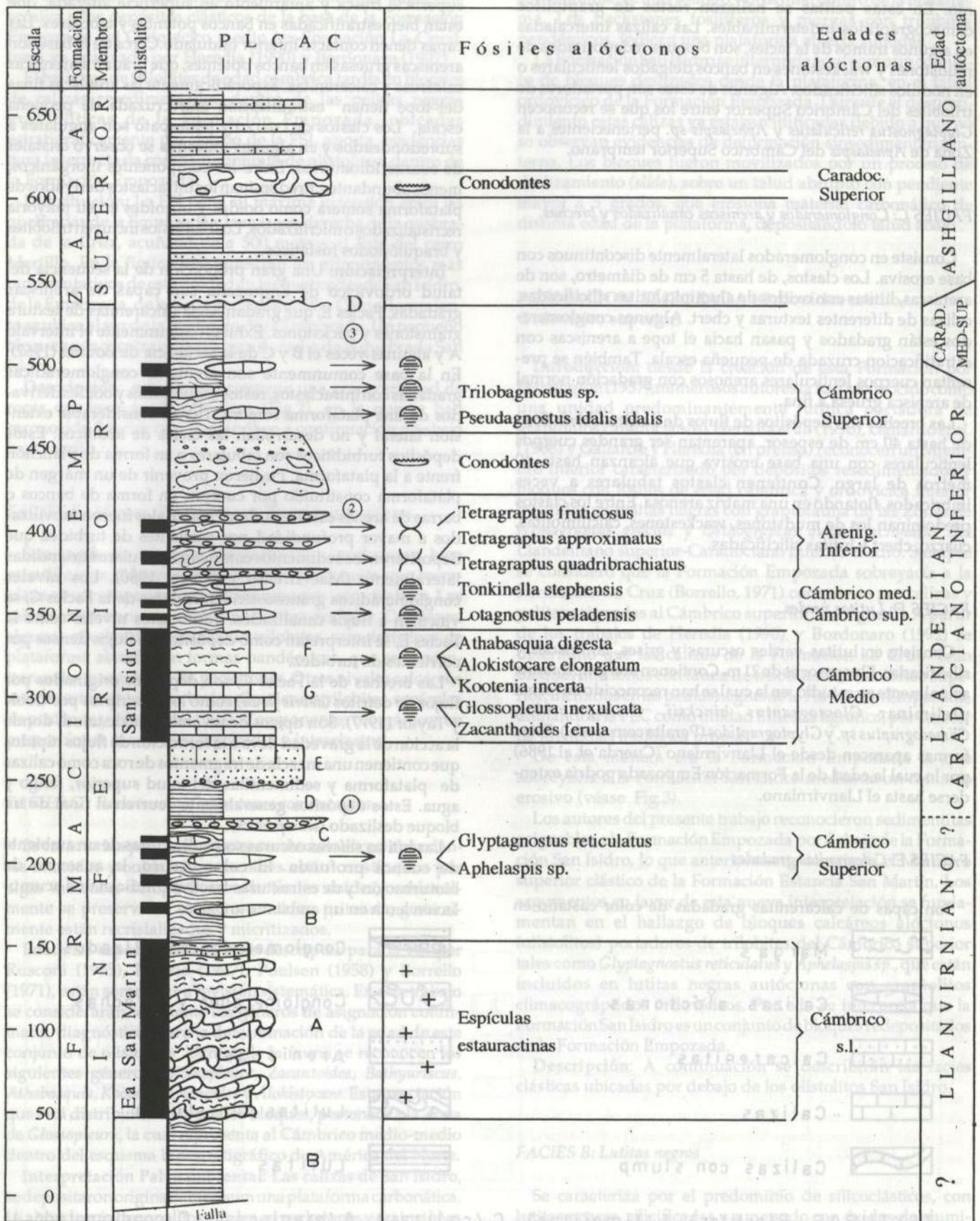
superficie fresca y amarillento en superficie alterada, que están bien estratificadas en bancos potentes y tabulares. Las capas tienen contacto inferior ondulado. Cerca de la base son areniscas gruesas en bancos potentes, que gradan a areniscas calcáreas y calcarenitas. Esporádicamente las areniscas finas del tope tienen estratificación entrecruzada de pequeña escala. Los clastos de cuarzo y feldespato son angulares a subredondeados y en algunas muestras se observó cristales de cuarzo idiomorfos. Entre los componentes inorgánicos, menos abundantes, predominan los intraclastos derivados de plataforma somera como ooides y oncoides en su mayoría recrystalizados o micritizados. Los bioclastos incluyen trilobites y braquiópodos fosfáticos.

Interpretación: Una gran proporción de la secuencia del talud ordovícico de Empozada son capas de areniscas gradadas, Facies E, que gradan hacia calcarenitas de textura grainstones y packstones. Exhiben comunmente el intervalo A y algunas veces el B y C de la secuencia de Bouma (1962). En la base comunmente son areniscas conglomerádicas gradadas con intraclastos, restos esqueléticos y ooides derivados de una plataforma somera. Tienen considerable extensión lateral y no desarrollan las facies de abanicos. Estos depósitos turbidíticos son tabulares o en forma de planchón frente a la plataforma. Pudieron provenir de un margen de plataforma constituido por cuerpos en forma de bancos o barras de arenas calcáreas. Estos materiales fueron movilizados a mayor profundidad por corrientes de turbidez que depositaron los sedimentos como capas tabulares extendidas lateralmente (Mac Ilreath y James, 1980). Los niveles conglomerádicos granosostén lenticulares de la Facies C, se vinculan a flujos canalizados. Tanto estos niveles como la Facies E, se interpretan como depósitos de flujos densos por corrientes de turbidez.

Las brechas de la Facies C, son depósitos originados por flujos de detritos (*debris flows*) como los descritos por Cook y Taylor (1977). Son típicos de un ambiente de talud, donde la acción de la gravedad lleva a la formación de flujos rápidos que contienen una mezcla de fragmentos de roca como calizas de plataforma y sedimentitas del talud superior, fango y agua. Estos depósitos generalmente ocurren al final de un bloque deslizado (*slump block*).

Las lutitas silíceas oscuras son indicadoras de un ambiente de cuenca profunda. El color oscuro, la ausencia de bioturbación y de estructuras tractivas, indican una acumulación lenta en un ambiente anóxico.

TEXTURAS : P (pelitas) - L (limolitas) - C (calizas) - A (areniscas) - C (conglomerados)



La Formación Empozada está dominada por pelitas negras hemipelágicas de cuenca profunda, cuya sedimentación se interrumpe por la depositación de areniscas gradadas tabulares, areniscas y conglomerados lenticulares depositados por flujos turbidíticos, brechas depositadas por flujos de detritos y caóticos olistolitos calcáreos deslizados por procesos de *slumping* y *slide*.

GENESIS DE LOS DEPOSITOS CAMBRICOS ALOCTONOS

Según las definiciones de Flügel (1982), un olistostroma es un depósito caótico generado por flujos de detritos y procesos de gravedad en masa relacionados, compuestos predominantemente por material extra-formacional. Los clastos individuales llamados olistolitos pueden tener tamaños desde milímetros hasta varios cientos de metros de diámetro. Friedman y Sander (1978) consideran a un olistostroma como un depósito de flujo de detritos que contienen grandes bloques, similar a un *wildfish*. Por otra parte Mac Ilreath y James (1980) consideran a un olistostroma (en un sentido no tectónico) como un tipo de depósito de brecha calcárea con enormes bloques o megabrecha.

Siguiendo las definiciones de los autores mencionados, consideramos al Miembro inferior de la Formación Empozada, tal como se la define en este trabajo, como una secuencia olistostromática. Dentro de la misma, las facies calcáreas de las ex-Formaciones San Isidro y Estancia San Martín constituyen conjuntos de olistolitos de tamaño mediano y grande, distribuidos en los depósitos clásticos de la Formación Empozada.

Los olistostromas son los depósitos más espectaculares que se producen en el talud medio a inferior. Se originan por el deslizamiento talud abajo de una gran masa de sedimentos semi-consolidados o consolidados desde el borde de la plataforma o del talud superior y son depositados al pie del talud (James, 1984). Los procesos de transporte de masas por gravedad en un talud son denominados por Reading (1986) caída de rocas (*rock fall*), deslizamientos (*sliding*), deslizamientos con plegamiento sinsedimentario (*slumping*), flujos en masas (*mass flow*) y corrientes de turbidez.

Los depósitos olistostromáticos de la Formación Empozada se originaron probablemente por una combinación de los procesos anteriormente mencionados.

Según la interpretación de Gallardo y Heredia (*op. cit.*) los depósitos del Miembro inferior de FE, corresponden a parasecuencias de abanicos submarinos en el cortejo de mar bajo, caracterizados por flujos de detritos turbidíticos y depositados en la mitad o en la base del talud durante la caída eustática tardía o el ascenso eustático temprano.

El olistolito Estancia San Martín interpretamos que se pudo originar por un *slump* subáqueo en el sentido de Friedman y Sander (1978). Durante el proceso de *slumping* el sedimento se comporta como un *slump* coherente, sin destrucción de la estratificación pero sí con mucha deformación y hasta

imbricación.

Los olistolitos San Isidro se pudieron generar por un proceso de deslizamiento (*sliding*), en el cual el depósito mantiene su estratificación sin sufrir deformación alguna. Las brechas calcáreas se originaron por flujos de detritos, en los que los sedimentos son obliterados y mezclados completamente.

Los olistolitos de menor tamaño, dispersos en toda la secuencia, se pudieron originar por un proceso de caída de roca (*rock fall*). Además de los depósitos analizados en este trabajo, se anexan los depósitos de relleno de canal descriptos por Gallardo y Heredia (*op. cit.*) de un sistema turbidítico.

De esta manera se interpreta la caótica mezcla de bloques alóctonos resedimentados de variadas dimensiones, como el producto de la combinación de procesos de gravedad en un talud ordovícico.

Cada evento de flujos gravitacionales estaría separado por periodos de decantación pura, con la depositación de facies pelíticas de abandono del sistema turbidítico, desarrollados en respuesta a una relativamente rápida subida del nivel del mar, Gallardo y Heredia (*op. cit.*).

Los procesos de caída de bloques alóctonos en el talud podemos atribuirlos a dos causas posibles o a una combinación de ambas: 1) un descenso eustático del nivel del mar de gran magnitud (de primer o segundo orden de Vail *et al.*, 1977), que ocasiona una exposición de la plataforma con erosión y transporte talud abajo y 2) una activación tectónica en el borde de la plataforma con fallamiento y formación de escarpas pronunciadas que favoreció el colapso del margen de la plataforma por gravedad, procesos no necesariamente relacionados con descensos del nivel del mar (véase Hine *et al.*, 1992).

EDAD DE LA SECUENCIA OLISTOSTROMICA

El Miembro inferior de la Formación Empozada se originó posiblemente desde el Llanvirniano y está documentado desde el Llandeiliano hasta el Caradociano superior, por una abundante graptofauna, en las pelitas negras autóctonas. La edad del inicio de este evento está sujeto al hallazgo de graptofaunas en los tramos basales de la Formación. Entre los graptolitos hallados en el nivel 1 de la figura 2, se reconoce *Glossograptus hincksii* que en la Precordillera se encuentra en el lapso Llanvirniano-Llandeiliano. En el tramo medio, nivel 2 de la figura 2, se ha detectado la zona de *Nemagraptus gracilis* (Alfaro y Fernández, 1985) que abarca el lapso Llandeiliano tardío-Caradociano temprano. Su culminación se produjo en el Caradociano medio a tardío, verificado por graptolitos de la zona de *Orthograptus quadrimucronatus* (Alfaro, 1988) contenidos en las pelitas negras del techo del olistostroma, nivel 3 de figura 2.

Este evento de la Precordillera mendocina, podría vincularse con el Ciclo II de Beresi (1992) que se desarrolló desde el Llanvirniano superior hasta el Caradociano inferior en la Precordillera de San Juan, durante un estadio de nivel de mar bajo.

Figura 2: Columna generalizada de la Formación Empozada, con la distribución de los olistolitos, fósiles autóctonos y alóctonos. A-G: Facies descriptas en el texto. 1: *Glossograptus hincksii*. 2: *Nemagraptus gracilis*. 3: *Orthograptus quadrimucronatus*.

CORRELACION REGIONAL

Depósitos con características sedimentarias y edades similares a los descritos aquí se hallan en toda la Precordillera occidental y están alineados desde Mendoza en la sierra de Villavicencio, hasta el río Jáchal, en las sierras del Tontal y Las Invernadas. Desde un punto de vista litoestratigráfico se los identifica como las Formaciones Villavicencio, Los Sombreros, Los Ratones, Portezuelo del Tontal, Sierra de las Invernadas y Yerba Loca. Estos depósitos representan un importante evento tectosedimentario o eustático de gran magnitud en todo el talud continental del Ordovícico medio-superior de la Precordillera argentina. Según Beresi (1992) estas secuencias de talud fueron depositadas principalmente por flujos turbidíticos, durante un periodo de descenso relativo del nivel del mar y corresponden al II Ciclo clástico ordovícico de depositación, desarrollado en la Precordillera. El mismo evento puede correlacionarse en la plataforma precordillerana con el conglomerado de Formación Las Vacas en Guandacol y la Formación La Cantera en la sierra de Villicúm.

CONCLUSIONES

El Miembro inferior de la Formación Empozada se interpreta como una secuencia olistostromica, depositada por procesos de transporte de masas por gravedad. Está integrada, al menos por tres olistostromas, separados por facies pelíticas autóctonas que representan periodos de estabilidad en la cuenca. El Olistostroma basal lo constituye el Olistolito calcáreo Estancia San Martín (Facies A) y las Facies B y C. Al presente se desconoce la edad de este depósito pero se infiere una probable edad llanvirniana s.l. por la presencia de *Glossograptus hincksi* en el tope del mismo. El Olistostroma medio está integrado por el Olistolito San Isidro (Facies G y F), las Facies E y otros olistolitos calcáreos menores y pelíticos del techo del depósito. La edad de este olistostroma se asigna al lapso Llandeilliano-Caradociano inferior debido a la presencia de *Nemagraptus gracilis*. El Olistostroma superior no ha sido descrito en este trabajo y su edad correspondería al

lapso Caradociano medio-superior dada la ocurrencia de *Orthograptus quadrimucronatus*

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALFARO, M. 1988. Graptolitos del Ordovícico superior (Caradociano) de la quebrada Agua de la Cruz, Precordillera de Mendoza, Ameghiniana 25(4): 299-303. Buenos Aires.
- ALFARO, M. y R. FERNANDEZ, 1985. Una graptofauna del Ordovícico superior (Caradociano) de Estancia Canota, provincia de Mendoza. Asociación Paleontológica Revista XXII:63-67.
- BERESI M.S., 1992. Ordovician cycles and sea-level fluctuation in the Precordillera Terrane, western Argentina. En Webby, B. & J. Laurie (eds) Global Perspectives on Ordovician Geology, Balkema, Rotterdam pp: 337-344.
- BERESI M. y S. HEREDIA, en prensa. Asociación de espículas de Poríferos cámbricos, de la Precordillera de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza.
- BORDONARO, O., 1985. El Cámbrico de San Isidro, Mendoza, en facies de borde externo y talud de la plataforma calcárea de Precordillera. Actas 1as. Jornadas Geológicas de Precordillera 1:12-17.
- BORDONARO, O., 1992. El Cámbrico de Sudamérica. En: Gutierrez Marco, Saavedra y Rábano (Eds.) Paleozoico inferior de Iberoamérica. Publicación Universidad de Extremadura, 69-84.
- BORDONARO, O. y S. PERALTA, 1987. El Arenigiano inferior de la Formación Empozada en la localidad de San Isidro, Mendoza, Argentina. X Congreso Geológico Argentino Actas III: 81-94, Tucumán.
- BORRELLO, A., 1971. The Cambrian of South America En C. Holland (Ed.) Cambrian of the New World. Wiley Interscience 1:385-438, London.
- BOUMA, A.A., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier 168 pp. Amsterdam.
- COOK, H.E. & M. E. TAYLOR, 1977. Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. En: Deep water carbonate environments. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 25: 51-81, Tulsa.
- COOK, H.E., 1979. Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope environments. En: Doyle, L. & Pilkey, O. (Ed.) Geology of continental slopes, Society Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication 27:287-305, Tulsa.
- CUERDA, A., C.D. CINGOLANI, R. VARELA Y O. SCHAUER, 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombreros. Ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 1:5-17, Mendoza.
- FLUGEL, E., 1982. Microfacies analysis of limestone. Springer-Verlag. 633pp, Berlin, Heidelberg.
- FRIEDMAN J. & C. SANDER, 1978. Principles of Sedimentology. Wiley J. (Ed.) 792 pp, London.
- GALLARDO G., S. HEREDIA y A. MALDONADO, 1988. Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico superior de la Precordillera de Mendoza. V Congreso geológico Chileno 1: 37-53.
- GALLARDO G. y S. HEREDIA, en prensa. Estratigrafía y sedimentología del Miembro inferior de la Formación Empozada (Ordovícico medio superior) Precordillera argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- HARRINGTON, H. 1957. Ordovician Formations of Argentina. Universidad Kansas. Special Publication 1.
- HARRINGTON, H. 1961. The Cambrian Formations of South America En: El Sistema Cámbrico, su Paleogeografía y el problema de su base. Symposium III:504-516, XX Congreso Geológico Internacio-

ANTES		ESTE TRABAJO	
FORMACION	EMPOZADA		FORMACION EMPOZADA
FORMACION	LA CRUZ		
FORMACION	SAN ISIDRO		
FORMACION	EA. SAN MARTIN		

Figura 3: Esquema litoestratigráfico previo y nueva interpretación de la secuencia cámbrica y ordovícica del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza.

- nal, México.
- HEREDIAS, 1990. Zona de Proconodontus tenuiserratus (Conodonta), Cámbrico superior, Formación La Cruz, Mendoza, Argentina. Revista Asociación Paleontológica Argentina 24 (3-4): 147-150.
- HEREDIA S., G. GALLARDO y M. MALDONADO, 1990. Conodontes Caradocianos en las calizas alóctonas del Miembro superior de la Formación Empozada (Ordovícico medio y superior), San Isidro (Mendoza, Argentina). Revista Asociación Paleontológica Argentina 27 (3-4): 197-206, Buenos Aires.
- HINEA, S. LOCKER, L. TEDESCO, H. MULLINS, P. HALLOCK, D. BELKNAP, J. GONZALEZ, A. NEUMANN & S. SNYDER, 1992. Megabreccia shedding from modern, low-relief carbonate platforms, Nicaragua Rise. Geological Society of America Bulletin, v. 104: 928-943.
- JAMES, N. P., 1984. Reefs En: Walker R. G. (Ed.) Facies Models, Geoscience, Canadá, 229-244.
- LEANZA, A. F., 1947. El Cámbrico medio de Mendoza. Revista Museo La Plata III: 223-235.
- MAC ILREATH, J. A. & N. JAMES, 1980. Carbonate slope En: Walker (Ed.) Facies Models, Geoscience, Canadá, 201 pp.

- PINNA L., B. BALDIS Y O. BORDONARO, 1985. Formación Estancia San Martín (nov. nom.) del Cámbrico inferior-Cámbrico medio en la comarca de San Isidro, Mendoza. Actas 1as. Jornadas Geología Precordillera I: 7-11, San Juan.
- POULSEN, V. 1958. Contribution to the Middle Cambrian paleontology and stratigraphy of Argentina. Matematisk Fysiske Meddelelser Danske Videnskabernes Selskab, 31, 8, Denmark.
- READING, H. G. (Ed.) 1986. Sedimentology Environments and Facies, 2da. Edición Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- RUSCONI, C. 1955. Fósiles cámbricos y ordovícicos al oeste de San Isidro, Mendoza. Revista Museo Historia Natural de Mendoza 8: 3-64.
- SCHLAGER, W. & N. P. JAMES, 1978. Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor. Tongue of the Ocean, Bahamas. Sedimentology 25: 675-702, Blackwell, Oxford.
- VAIL, P. R., R. M. MITCHUM & S. THOMPSON, 1977. Global Cycles of relative changes in sea level. American Association of Petroleum Geologist Memoir 26: 83-98, Tulsa.

The sequence is formed by sedimentary and tectonic rocks. The former are composed of fossiliferous and fossiliferous limestones of Cambrian and Ordovician age, and volcanic rocks, mostly of Ordovician age, limited by fossiliferous limestones at the top and at the bottom. The latter are composed of tectonic rocks, mostly of Ordovician age, limited by fossiliferous limestones at the top and at the bottom. The sequence is formed by sedimentary and tectonic rocks. The former are composed of fossiliferous and fossiliferous limestones of Cambrian and Ordovician age, and volcanic rocks, mostly of Ordovician age, limited by fossiliferous limestones at the top and at the bottom. The latter are composed of tectonic rocks, mostly of Ordovician age, limited by fossiliferous limestones at the top and at the bottom.

INTRODUCCION

Se describen por primera vez, para el ámbito de la Puna Argentina, rocas de edad tempranordeviana, pertenecientes a un ambiente marino de plataforma. La secuencia aflora en el extremo noroccidental de la Puna, en el sector de la zona de San Isidro, Mendoza, Argentina. La secuencia está formada por calizas alóctonas, pertenecientes al Cámbrico inferior y al Cámbrico medio, y por lavas y brechas de edad ordovícica, pertenecientes al Cámbrico superior. La secuencia está limitada por calizas alóctonas al norte y al sur, y por lavas y brechas de edad ordovícica al este y al oeste. La secuencia está formada por calizas alóctonas, pertenecientes al Cámbrico inferior y al Cámbrico medio, y por lavas y brechas de edad ordovícica, pertenecientes al Cámbrico superior. La secuencia está limitada por calizas alóctonas al norte y al sur, y por lavas y brechas de edad ordovícica al este y al oeste.