

# La Formación Empozada y su relación estratigráfica con la Formación Estancia San Isidro (*nom. nov.*), Ordovícico de la Precordillera de Mendoza

Susana HEREDIA<sup>1</sup> y Matilde S. BERESI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CONICET, Museo de Geología y Paleontología. Universidad Nacional del Comahue.  
Buenos Aires 1400 – Neuquén (8300). E-mail: sheredia@uncoma.edu.ar

<sup>2</sup>CONICET, CRICyT. Av. Ruiz Leal s/n - Mendoza (5500). E-mail: mberesi@lab.cricyt.edu.ar

**RESUMEN.** Se establece una nueva sucesión estratigráfica para las rocas ordovícicas del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Depósitos olistostrómicos y olistolíticos de talud de edad llanvirniana y depósitos siliciclásticos caradocianos-ashgillianos afloran en la región de San Isidro. La secuencia basal siliciclástica fue depositada en un talud de fuerte pendiente y es definida como Formación Estancia San Isidro (*nom. nov.*). La Formación Empozada sobreyace a la anterior y es redefinida respetando gran parte de la descripción original de Harrington pero modificando el tramo basal. Ambas formaciones caracterizan la Precordillera Central de Mendoza, la cual comparte similitudes sedimentológicas con la Precordillera Occidental de San Juan y estructurales con la Precordillera Central de la mencionada provincia. La Formación Estancia San Isidro puede ser correlacionada con unidades contemporáneas del margen oriental de la cuenca de Precordillera Occidental, referidas a un evento convulsivo de amplia distribución, acaecido hacia el Llanvirniano.

**Palabras clave:** Bioestratigrafía, Formación Empozada, Formación Estancia San Isidro, Ordovícico, Precordillera, Mendoza

**ABSTRACT.** *The Empozada Formation and its relationship with San Isidro Formation (nom. nov.), Ordovician of the Mendoza Precordillera.* A new stratigraphic succession is established for the Ordovician deposits of the San Isidro area, Precordillera of Mendoza. Llanvirn talus olisthostromic / olistholith deposits and Caradoc- Ashgill siliciclastic deposits are cropping out in the San Isidro region. The basal siliciclastic sequence deposited in a talus with steep gradient, is now defined as the Estancia San Isidro Formation (*nom. nov.*). The overlying succession is the Empozada Formation, which is redefined from the Caradoc-Ashgill maintaining the major part exposures following Harrington's original definition, but modified the description of the lower member. These sequences characterized the Central Precordillera of Mendoza province. The Estancia San Isidro Formation can be correlated to other contemporaneous sequences of the western margin of the Precordillera basin, which are referred to an extensive widespread convulsive event from the Llanvirn.

**Key words:** Biostratigraphy, Empozada Formation, Estancia San Isidro Formation, Ordovician, Precordillera, Mendoza

## Introducción

La Precordillera de Mendoza forma parte del llamado terreno de Cuyania (Ramos 1995). La región de San Isidro, está localizada al oeste de la ciudad de Mendoza, en el ámbito precordillerano; en esta región, las secciones se hallan conformadas por afloramientos ordovícicos de la Formación Empozada, devónicos de la Formación Villavicencio, triásicos del Grupo Uspallata, y terciarios de la Formación Mariño (Fig. 1). En el caso de las rocas ordovícicas, desde la definición formal dada por Harrington (en: Harrington y Leanza 1957) hasta el presente, la región o anfiteatro de San Isidro ha sido objeto de diversos estudios tendientes a esclarecer la estratigrafía, paleontología, los mecanismos de depósito y los diferentes paleoambientes que han quedado en el registro geológico

en esta sección tan conspicua de la Precordillera.

Considerando características morfo-estructurales, la provincia geológica de Precordillera fue dividida en tres unidades: Precordillera Oriental por Ortiz y Zambrano (1981); Central por Baldis y Chebli (1969) y Occidental por Baldis *et al.* (1982). Las culminaciones de esta provincia se definieron como Precordillera Mendocina, Braccacini (1964) y Baldis *et al.* (1980) y la Precordillera Riojana al norte.

Baldis *et al.* (1980 y 1982), describieron la "Precordillera Mendocina" en base a características estructurales y sedimentarias. Desde el punto de vista estructural fue considerada una expansión de la Precordillera Occidental, dominada por una fracturación de alto ángulo (Baldis *et al.* 1982). Mientras que los afloramientos ordovícicos del la vertiente oriental de la Precordillera de Mendoza (For-

maciones Empozada y Villavicencio) fueron incluidos por Cuerda *et al.* (1993) en el ámbito morfoestructural de la Precordillera Central (en el sentido de Baldi y Chebli 1969), basados en la ausencia manifiesta de lavas almohadilladas. Siguiendo el criterio aportado por Keller (1999), las sedimentitas del Paleozoico inferior aflorantes al oeste de la ciudad de Mendoza, corresponden en un sentido puramente descriptivo, a la cuenca occidental de Precordillera caracterizada por el relleno sedimentario de depósitos siliciclásticos de edad ordovícica hasta devónica. Por su parte Astini (2000) considera que los afloramientos de la quebrada de San Isidro son lito y biofacialmente similares a unidades de la tectofacies oriental.

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, si bien consideramos que los afloramientos siliciclásticos y carbonáticos de la vertiente oriental de la Precordillera Mendocina comparten características bioestratigráficas, sedimentológicas y estructurales con unidades de la Precordillera Central y Occidental de San Juan, acordamos con Baldi *et al.* (1980) que estos afloramientos presentan peculiaridades propias que permiten individualizarlos como una unidad singular, definida como Precordillera Mendocina o de Mendoza (Fig. 2), dentro del contexto de la Precordillera del oeste argentino. Desde el punto de vista estratigráfico, la Precordillera de Mendoza muestra notorias diferencias entre los afloramientos de la vertiente oriental y occidental. Los primeros abarcan sedimentitas del Paleozoico inferior, Triásico y Terciario mientras que la faja occidental se caracteriza por la presencia de leptometamorfitas del Paleozoico inferior y medio indiferenciado y cuerpos ultrabásicos.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer una nueva unidad estratigráfica denominada Formación Estancia San Isidro para la localidad clásica de San Isidro, y redefinir la Formación Empozada de la Precordillera de Mendoza que sobreyace a la anterior (Fig. 1). La Formación Estancia San Isidro se interpreta vinculada genéticamente a un evento diastrófico mayor (evento convulsivo del Llanvirniano), el cual está representado por las secuencias olistostrómicas del pie del talud del borde centro-occidental de la Precordillera del oeste de Argentina. Se realiza un análisis de facies para determinar su paleoambiente y finalmente se fundamenta su correlación con secuencias similares del talud de la Precordillera de San Juan.

## Antecedentes

Las sedimentitas marinas del Paleozoico inferior que afloran en esta región constituyen afloramientos discontinuos y de relativamente poco espesor.

Dentro de los autores que han abordado la geología de este sector, debemos destacar los valiosos aportes realizados por Borrello (1969, 1971), quien con su visión de la geología regional de la Precordillera, identificó los distintos eventos del Ordovícico registrados en las diferentes secciones del norte de la provincia de Mendoza. Borrello

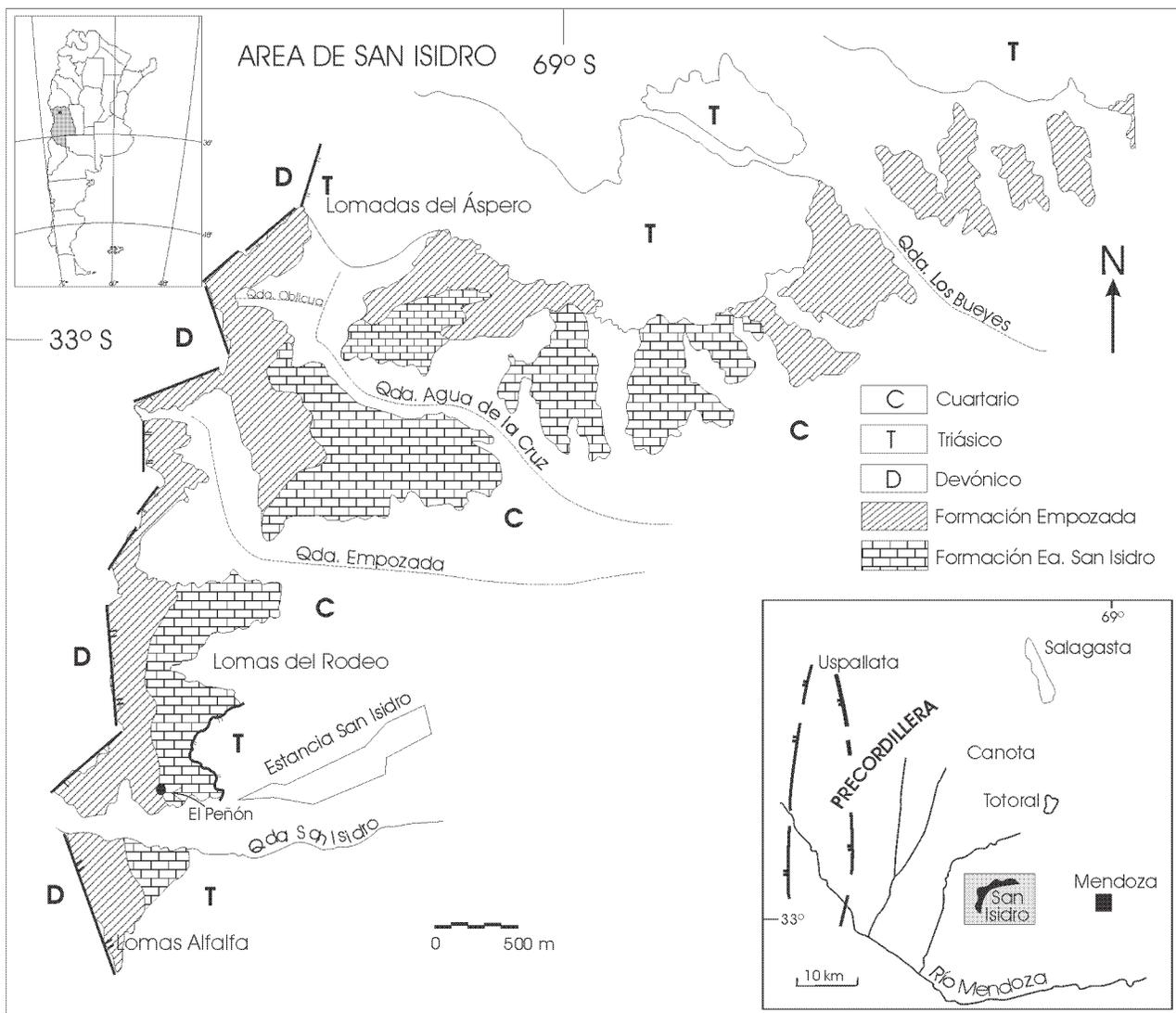
(1969) individualizó y describió los olistolitos en el cerro Pelado, en San Isidro, en Canota y los analizó desde un criterio regional, como pertenecientes a un evento de sedimentación mayor.

La Formación Empozada fue descrita originariamente por Harrington (en Harrington y Leanza 1957), para definir las rocas ordovícicas aflorantes en la clásica región de San Isidro, que en forma concordante sobreyacían a las calizas del Cámbrico superior de la Formación La Cruz (Borrello 1971).

Posteriormente Gallardo *et al.* (1988) identificaron en esta unidad ordovícica dos miembros distinguibles en afloramiento por un contacto neto entre ellos, la cual mediante discordancia erosiva, era cubierta por limolitas verde oscuras. Estas últimas han recibido varias denominaciones formales: Formación Villavicencio del Silúrico superior-Devónico (Harrington y Leanza 1957), o Formación Las Heras (Silúrico?) (Pinna 1982) o Formación Canota del Devónico (Cuerda 1988).

La Formación Empozada fue así descrita como una unidad bipartita con el miembro inferior, a partir de Heredia y Gallardo (1996), integrado por siete litofacies, con 430 m de espesor promedio: "L.1: conglomerados I; L. 2: pelitas verdes silicificadas; L. 3: conglomerados y pelitas; L.4: conglomerados II; L. 5: pelitas laminadas y areniscas; L.6: complejo de *debris flow*; L. 7: pelitas negras. El miembro superior fue caracterizado como una sucesión grano creciente de litofacies L I: pelitas y areniscas muy finas; L II: paraconglomerados calcáreos y L III: alternancia de pelitas y areniscas calcáreas, depositada en una plataforma marina abierta influenciada por tormentas, y asignada al Caradociano superior-Ashgilliano

Bordonaro (1992) redefine a las calizas de la Formación Caliza La Cruz como Olistolitos La Cruz, al interpretar que estas rocas eran bloques alóctonos con fauna de trilobites y conodontes del Cámbrico superior. Keller *et al.* (1993) caracterizaron litológica y sedimentológicamente a las unidades cámbricas del área de San Isidro. Bordonaro *et al.* (1993) y Heredia (1993) coincidieron en sumarle otro conjunto de rocas clásticas verdosas al tramo basal de la Formación Empozada cuyos niveles pelíticos eran portadores de una graptofauna del Llanvirniano. Bordonaro *et al.* (1993) reinterpretaron las Formaciones Caliza San Isidro y Estancia San Martín como bloques alóctonos resedimentados, olistolitos, en la secuencia ordovícica redefiniendo el miembro inferior de la Formación Empozada, como un olistostroma del talud precordillerano. Reconocieron en el miembro inferior las siguientes facies clásticas autóctonas ubicadas por debajo de los olistolitos San Isidro: Facies B: lutitas negras; Facies C: Conglomerados y areniscas canalizadas y brechas; Facies D: lutitas verdes; Facies E: calcarenitas gradadas (parte basal del Olistolito San Isidro). Harrington (en Harrington y Leanza 1957) citó como *locus typicum* para la Formación Empozada a la quebrada homónima, sin embargo, algunos datos, tales como los espesores, fueron medidos en la quebrada de San Isidro. La definición original de Harrington (en Harrington y Leanza 1957) es la siguiente: "6. *Thickly bedded, massive, light gray limestones*



**Figura 1:** Mapa de ubicación y geología de la región de San Isidro. Modificado de Tortello y Bordonaro 1997

with irregular masses of dark brown chert and small rounded ferruginous concretions; unfossiliferous (80 m).

5. Highly sheared, brecciated and crushed limestones and marly shales, of grays-green colors; unfossiliferous (20 m).

4. Thinly bedded, olive-green to yellowish-green shales and marls with intercalated layers of hard brownish sandstones; unfossiliferous (70 m).

3. Thinly laminated, soft black shales bearing graptolites.

2. Dark green, thinly bedded shales with light green and purple intercalations and few interspersed layers of olive-green to yellowish-brown fine grained sandstones (15 m); unfossiliferous.

1. Conglomerate with abundant roundstones of quartzite, graywackes, and limestones up to 30 cm in diameter in a fine-grained sandy matrix (3 m); unfossiliferous”.

En esta descripción original de Harrington (en Harrington y Leanza 1957) el tramo descrito por debajo del punto 3, pertenece a una secuencia más espesa y con características de mapeo diferenciables en afloramiento del resto de la formación; no sólo existe una discordancia, evidenciada por un marcado cambio en la sedimentación y en la coloración, sino un sustancial cambio en la composición de la graptofauna. En consecuencia, la parte inferior de la Formación Empozada así descrita por Harrington (en Harrington y Leanza 1957) posee en su tramo basal parte de otro conjunto litológico, el cual representa un evento sedimentario distinto, con peculiaridades de depósito diferentes en cuanto a aspectos físicos en afloramiento tales como la coloración y litología. De acuerdo a ello modificamos la base de la Formación Empozada y además proponemos la creación de una nueva formación. En tal sentido, redefinimos al conjunto basal verdoso como una unidad litoestratigráfica independiente con la denominación de Formación Estancia

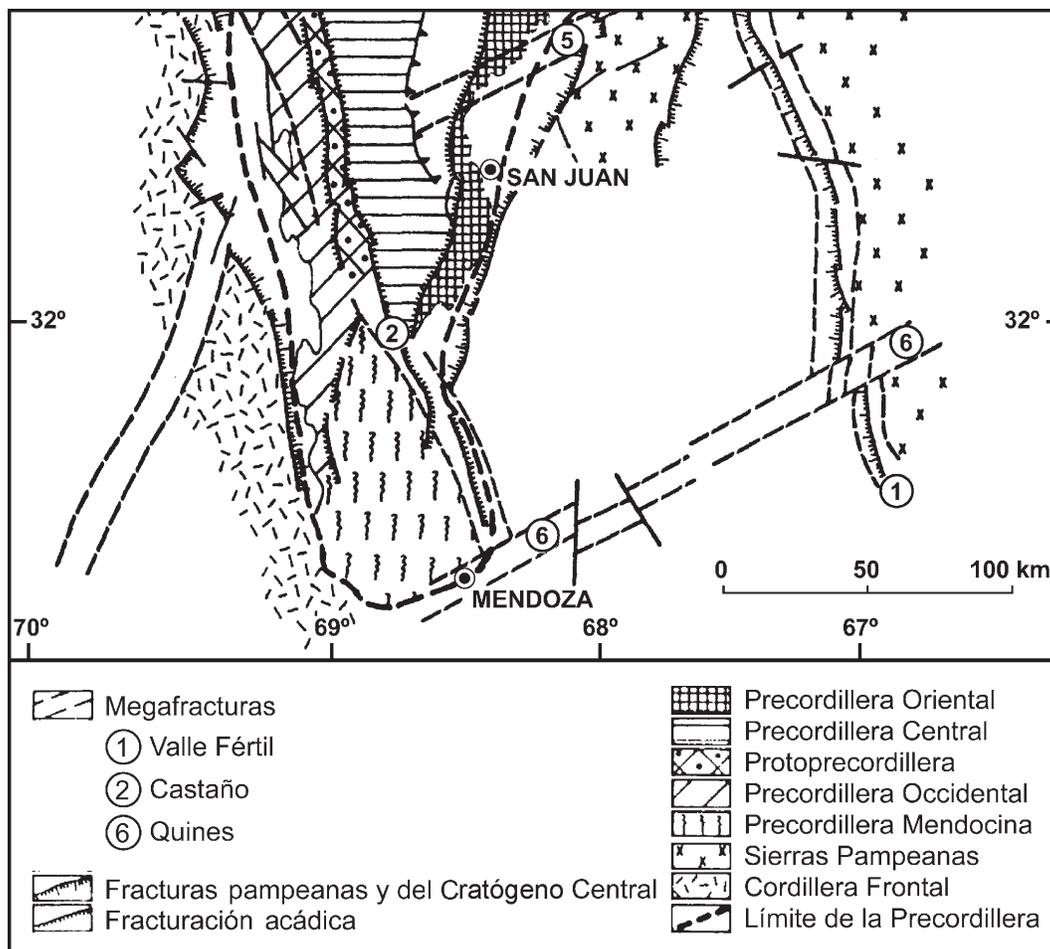


Figura 2: Diseño geométrico de la Precordillera mendocina según Baldis *et al.* (1982).

San Isidro, que permita identificarla correctamente en afloramiento.

Keller *et al.* (1998) sustituyen el nombre de Formación Empozada por el de Formación Los Sombreros para el Miembro inferior, lo que es formalmente incorrecto por ser prioritario el nombre de Empozada como primer nombre formacional (Bordonaro *et al.* 1999), en este sentido y siguiendo un criterio litológico y bioestratigráfico, las características que este conjunto de rocas exhibe en el campo permite diferenciarlas de las unidades infra y supra-yacentes.

Luego, Keller (1999) redefinió la Formación Empozada, la cual queda exclusivamente restringida al miembro superior de la formación tal como fuera definido por Gallardo *et al.* (1988). En discrepancia con este criterio, y tal como lo señalara Harrington (en Harrington y Leanza 1957), las pelitas negras con los niveles con graptofaunas del Ordovícico superior son las que permiten reconocer en el campo a la Formación Empozada. Por este motivo redefinimos a la formación, revalorizando la descripción original de Harrington (en Harrington y Leanza 1957), pero modificando la base de la misma y mantenemos la subdivisión bipartita de dos miembros, acorde a Gallardo *et al.* (1988).

Se sugiere en primera instancia cambiar la localidad tipo de la Formación Empozada, desde la quebrada de La Empozada a la margen norte de la quebrada de San Isidro, donde la base es fácilmente detectable y sus afloramientos están mejor expuestos (Fig. 3). En segundo término se propone modificar la descripción de la base de esta formación por otra que refleje la discordancia existente entre las unidades formales aquí tratadas: Empozada y Estancia San Isidro.

### Redefinición estratigráfica de la Formación Empozada

La Formación Empozada es una secuencia siliciclástica predominantemente pelítica con graptolitos, que en su base contiene escasos olistolitos, y hacia el techo predominan conglomerados, areniscas y areniscas calcáreas amarillentas.

*Derivatio nominis:* El nombre deriva de la quebrada de la Empozada en el área de San Isidro (aproximadamente a los 32° 51' S y 69° 00' O), donde fue descrita la sección tipo originalmente por Harrington (en Harrington y Leanza 1957).

*Localidad tipo:* Quebrada de San Isidro, margen norte, borde oriental de la Precordillera de Mendoza (32° 52' 20,8" S y 69° 00' 33,4" O).

*Espesor:* 232 metros.

*Relaciones estratigráficas:* se apoya mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Estancia San Isidro (*nom. nov.*) y en el techo otra discordancia erosiva la separa de las sedimentitas clásticas de la Formación Villavicencio del Silúrico superior-Devónico (Harrington, en Harrington y Leanza 1957) o Formación Canota (Cuerda 1988) del Devónico.

*Distribución geográfica:* se distribuye en forma discontinua en el pie de sierra precordillerano en la región de San Isidro y zonas adyacentes (Canota, Las Chilcas y Totoral).

*Paleontología y edad:* en las lutitas negras graptolíticas del miembro inferior de la formación, se ha determinado la Zona de *Climacograptus bicornis* (Toro y Brussa 2001). En la unidad de lutitas negras silicificadas e inmediatamente por debajo de la discordancia, en el techo del miembro inferior, la asociación de graptolitos presentes han definido las zonas de *Dicellograptus complanatus* y *D. ornatus* asignables al Ashgilliano *l.s.* (Mitchell *et al.* 1998). Hasta el presente no se han podido identificar los niveles, sobre la sección tipo, que portan la graptofauna de la Zona de *Orthograptus quadrimucronatus* definida por Alfaro (1988) para la quebrada de La Cruz.

#### Litofacies

La Formación Empozada queda conformada por dos miembros (Fig. 3) acorde a la definición de Gallardo *et al.* (1988) con las litofacies siguientes:

1. Miembro inferior o Miembro Lomas Rodeo *nom. nov.*: Litofacies 1 de conglomerados, L 2 de pelitas laminadas y areniscas, L 3 complejo de *debris flows*, L 4 de pelitas negras. Espesor 107 metros.

.....discordancia.....

2. Miembro superior o Miembro Lomas Alfalfa *nom. nov.*: Litofacies 5 de areniscas muy finas y pelitas, L 6 de paraconglomerado calcáreo y L 7 de areniscas calcáreas y pelitas. Espesor: 125 metros.

#### Cuerpos alóctonos alojados en la Formación Empozada

En la Formación Empozada aparecen olistolitos de tamaños variables (entre 0,5 a 2 m<sup>3</sup>) en las quebradas San Isidro y Agua de La Cruz. En el Miembro Lomas Rodeo, en la litofacies de conglomerados se han identificado pelitas negras con graptolitos del Arenigiano, en donde se hallan representadas las Zonas de *Tetragraptus aproximatus*, *T. fruticosus*, *T. quadribrachiatus* (Bordonaro y Peralta 1987), aparecen también *mudstones* oscuros con conodontes del Cámbrico superior (*Phakelodus tenuis* Miller) (Heredia 1994). En la litofacies complejo de *debris flows* se han ubicado *mudstones* con trilobites (*Trilobagnostus* sp. y *Pseudagnostus idalis idalis*) asignados al Cámbrico su-

perior (Bordonaro *et al.* 1993); se han observado también bloques redondeados de areniscas con estratificación festoneada provenientes de plataforma somera, y bloques de rocas ígneas (tonalitas) procedentes del basamento de Precordillera, con evidentes signos de transporte prolongado (Gallardo y Heredia 1995).

En el Miembro Lomas Alfalfa en la litofacies de paraconglomerado calcáreo aparecen clastos de calizas, cuyas edades representan el Arenigiano medio y el Caradociano superior-Ashgilliano basal (Heredia *et al.* 1990).

#### Interpretación y correlación de la Formación Empozada

##### a) Secuencia caradociana basal, Miembro Lomas Rodeo

Una discordancia erosiva separa a la Formación Empozada de la formación infrayacente (Fig. 5). Esta superficie estaría señalando la actuación de la fase tectónica Guandacol (Furque 1972). La extensión de este evento, según la sección de Precordillera que se trate, registra sus primeras fases durante el Arenigiano alto-Llanvirniano hasta el Caradociano inferior temprano (Zonas de *P. tentaculatus*, *P. elegans*, *H. teretiusculus* y *N. gracilis*) (Furque y Cuerda 1982; Peralta 1994). Para el caso específico de los afloramientos del Ordovícico superior en San Isidro los registros ausentes, en primera instancia, serían las Zonas de *P. elegans*, *H. teretiusculus* y *N. gracilis* (actualmente en revisión). Esta superficie permitiría trazar un evento erosivo mayor representado por la base de la Formación Las Vacas y equivalentes de la Formación La Cantera (Peralta 1994) en la Precordillera de San Juan (Fig. 6).

Al realizar un análisis de los olistolitos de la Formación Empozada se observa que gran parte de los mismos (*sensu* Beneo 1956) fueron aportados por rocas no aflorantes en la actualidad. Éstos fueron generados en áreas de plataforma, desde marginales hasta distales, cuenca ó talud como así también de lugares con exposición de rocas ígneas (extracuencales). De acuerdo al modelo propuesto por Van Wagoner *et al.* (1988) y Posamentier *et al.* (1988), la exposición de la plataforma generaría el aporte de ese material a la cuenca, y a pesar de registrarse mediante bloques procedentes del talud del Arenigiano, no se han hallado hasta la fecha fragmentos de las áreas de la plataforma calcárea que hayan podido determinarse fehacientemente como derivadas de la Formación San Juan (Ordovícico inferior).

Muchos de los olistolitos están deformados intensamente y como esta perturbación de la estratificación no continúa en la roca de caja, interpretamos que su génesis se halla asociada al ambiente original del olistolito, y por lo tanto el transporte sufrido por estos bloques no produjo deformación alguna en estos cuerpos de rocas.

La litología de la roca en la que los olistolitos se alojan es un elemento indicador del mecanismo de transporte. Los olistolitos se hallan asociados con depósitos gravitatorios, pobremente seleccionados, y con pelitas, sedimentitas de grano fino. El mecanismo de transporte

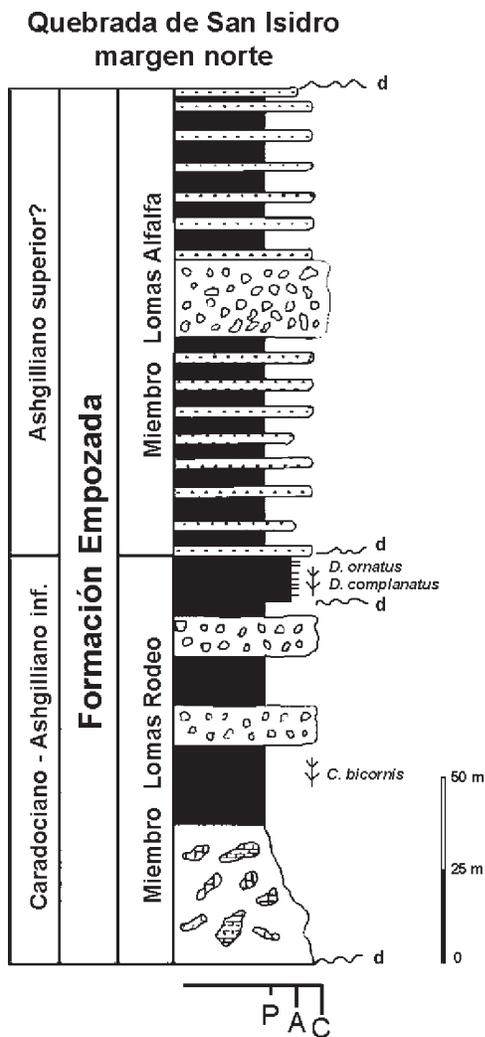


Figura 3: Sección columnar de la Formación Empozada en la quebrada de San Isidro margen norte. Referencias en la figura 5.

gravitacional que produjo los depósitos de las litofacies de conglomerados y de *debris flows*, están asociados a un evento turbidítico acorde con Stow (1986), en donde se manifiestan efectos de transporte prolongado en bloques y megaclastos de formas redondeadas preferentemente (facies de *debris flows*) así como aporte extra-cuencial, bloques graníticos del basamento de la Precordillera, indicando exposición de las áreas de la plataforma adyacente (Posamentier *et al.* 1988) o vinculados con el episodio de *rifting* inicial del terreno de Precordillera (Thomas y Astini 1996; Astini y Thomas 1999).

Por otra parte, numerosos autores (Vail *et al.* 1977; Van Wagoner *et al.* 1988; Posamentier *et al.* 1988; Kolla y Macurda 1988; Kolla y Perlmutter 1993) asociaron el desarrollo de los sistemas turbidíticos a estadios del nivel del mar bajo, con la consiguiente exposición subaérea y erosión de la plataforma adyacente. La erosión submarina en el talud con la formación de cañones y lóbulos clásicos en la cuenca es seguida, en etapas finales de este sistema, con el relleno de los cañones submarinos.

**Correlación:** Si bien las exposiciones con graptolitos de la Zona de *C. bicornis* no son muy frecuentes en la Precordillera, se señalan aquellas litológicamente similares y con asociaciones de graptolitos y biozonas sincrónicas (Fig. 6) que representan la Biozona de *C. bicornis*, según el esquema propuesto por Albanesi y Ortega (2002).

En el ámbito de la Precordillera occidental de San Juan, la Formación Cántaro de Oro en la sierra del Tigre, presenta una graptofauna de la Zona de *C. bicornis* del Caradociano temprano (Caballé *et al.* 1992, 1993).

En el ámbito de la Precordillera central de San Juan este evento sedimentario está representado en el cerro El Fuerte, en los tramos superiores de la Formación Los Azules (Ortega 1987).

En la Precordillera oriental la parte superior de la Formación La Cantera se correlaciona con el tramo medio-inferior de la Formación Empozada con la Zona de *C. bicornis* (Albanesi *et al.* 1998; Keller *et al.* 1998) (Fig. 6).

En la región del cerro Bola, en ámbito del Bloque de San Rafael, Sierra Pintada, Mendoza, se han descrito lutitas verdosas y negras en la Formación Pavón. Allí, Cuerda *et al.* (1998) registraron esta misma biozona y la correlacionaron con la Formación Empozada, extendiendo el evento hacia el sur del terreno de Precordillera (Fig. 6).

Un análisis exhaustivo sobre las secciones con graptolitos referidos a la Zona de *Climacograptus bicornis* para el ámbito de la Precordillera puede hallarse en Peralta y Finney (2002).

*b) Secuencia ashgilliana l.s., Miembro Lomas Rodeo*

Esta litofacies permite ser interpretada como un conjunto litológico sin vinculación genética con los anteriores, se sugiere por lo tanto, que entre la secuencia caradociana basal y esta secuencia existe una discordancia no erosiva. Heredia y Beresi (1996) señalaron estos depósitos como pertenecientes a un evento transgresivo y anóxico (unidad condensada). Se trata de pelitas de cuenca depositadas muy lentamente donde la fauna de graptolitos registrada señala, en escasos metros, cambios sustanciales en su composición (Mitchell *et al.* 1998). Actualmente, y hasta obtener más datos bioestratigráficos de esta secuencia de pelitas negras, no existiría posibilidad de correlacionarla con la Formación Alcaparrosa (Schauer *et al.* 1987), aflorante al sudeste de Calingasta (Precordillera occidental de San Juan), ya que los términos sugieren una edad ashgilliana tardía para los mismos mientras que las pelitas silicificadas de la Formación Empozada corresponden al Ashgilliano bajo.

*c) Secuencia ashgilliana superior?, Miembro Lomas Alfalfa*

Las tres litofacies son analizadas integralmente como un evento único. Corresponde a una secuencia somerizante hacia el tope donde el paraconglomerado intermedio posee clastos de calizas arenigianas y caradocianas flotando en una matriz areniscosa localmente replegada sinsedimentariamente. En el sector de Canota los afloramientos de este paraconglomerado poseen una expresión

mantiforme con una matriz muy pobre y clastos redondeados. Fueron interpretadas por Gallardo *et al.* (1988) como depósitos de una plataforma dominada por tormentas. Keller (1999) sugirió un origen glacial para estas rocas. El análisis de los clastos y la matriz de la litofacies de paraconglomerado podrían indicar un evento glacimarino como el mecanismo de depósito más probable para esta sucesión (Beresi y Heredia 2000). Esto permitiría correlacionar, en una primera aproximación, el miembro superior con los depósitos glacimarinos hirnantianos de la Formación Don Braulio, en la sierra de Villicúm y con la Formación La Chilca aflorante al sudoeste de Jáchal (Keller *et al.* 1998) (Fig. 6).

Contrariamente a lo que sostienen Astini (1993, 1998, 2000) y Albanesi *et al.* (1998) el miembro superior (Lomas Alfalfa) de la Formación Empozada no debe ser correlacionado con la Formación Trapiche, ya que los fósiles hallados en este miembro son de naturaleza alóctona (Heredia *et al.* 1990), redepósitos como clastos en el paraconglomerado del miembro superior (Gallardo *et al.* 1988).

### **Formación Estancia San Isidro (*nom. nov.*) ( *ex* - miembro inferior de la Formación Empozada)**

#### *Antecedentes*

Formalmente, estas rocas fueron descriptas por Pinna (1982) y Pinna *et al.* (1986), en la quebrada Agua de La Cruz, y atribuidas al Cámbrico *l.s.* como Formación San Martín. Posteriormente y en función del hallazgo de graptofauna llanvirniana (Cuerda y Alfaro 1993), fueron incluidas en la Formación Empozada, en el perfil quebrada de San Isidro norte, y denominadas litofacies de conglomerados, litofacies de pelitas verdes silicificadas y litofacies de conglomerados y pelitas (Heredia 1993), o facies B: lutitas negras; facies C: conglomerados y areniscas canalizados y brechas; facies D: lutitas verdes; facies E: calcarenitas gradadas (parte basal del Olistolito San Isidro) (Bordonaro *et al.* 1993). Estas discrepancias entre los autores antes mencionados en las descripciones de las litofacies se deben a que las secciones levantadas son diferentes o bien son secciones integradas.

*Descripción:* la Formación Estancia San Isidro es la unidad litoestratigráfica correspondiente a una secuencia siliciclástica, que en algunas secciones conforma un olistostroma con bloques alóctonos, predominantemente carbonáticos, de diversos tamaños, proveniencias y edades que varían del Cámbrico al Ordovícico inferior. Los bloques alóctonos están hospedados en una matriz predominantemente pelítica verdosa de edad llanvirniana (Cuerda y Alfaro 1993).

*Derivatio nominis:* denominación del casco de la vieja estancia ubicada sobre la margen norte de la quebrada de San Isidro, en la localidad homónima, Precordillera de Mendoza. La sección tipo incluye el sector denominado El Peñón, descripto por Borrello (1969), quien identificó olistolitos cámbricos en rocas ordovícicas.

*Espesor:* en la sección tipo es de 107 m, en otras secciones varía entre 83 a 450 metros.

*Paleontología y edad:* en las pelitas verdes de los tramos inferiores (litofacies 1) se determinó la Zona de *Paraglossograptus tentaculatus*, Llanvirniano (Heredia 1993). En bloques y clastos alóctonos se han determinado también fósiles tales como trilobites, braquiópodos, moluscos, espículas de poríferos y conodontes, los que han permitido identificar la edad de los sedimentos resedimentados como del Cámbrico medio, Cámbrico superior y Ordovícico inferior bajo.

*Edad:* la secuencia se asigna al Llanvirniano, sobre la base del registro de graptolitos.

*Relaciones estratigráficas:* esta unidad litoestratigráfica suprayace mediante contacto tectónico a la Formación Las Cabras (Triásico) y en su límite superior mediante discordancia erosiva, se apoya el miembro inferior de la Formación Empozada. En base a la macrofauna hallada en los depósitos clásticos de la sección tipo de la quebrada San Isidro es posible reconocer una discordancia mayor entre la secuencia olistostrómica y la Formación Empozada, evidenciada por una superficie costrificada y un cambio en la sedimentación.

*Extensión geográfica:* Aflora en forma discontinua en el pie de la sierra precordillerana mendocina. Los afloramientos se extienden desde la quebrada de San Isidro hasta las de los Bueyes y del Manzano en el área de San Isidro. La sucesión aflorante abarca un área de aproximadamente 3 km de largo por 0,5 km; hacia el norte aparece en la región de Las Chilcas desde la quebrada de Las Chilcas hasta estancia Canota.

#### *Litofacies de la Formación Estancia San Isidro (*nom. nov.*)*

Se describen las tres litofacies definidas para la formación en su perfil tipo: *Quebrada de San Isidro, margen norte* (Figs. 4 y 5). Espesor total en la sección tipo: 192 metros.

##### Litofacies 1: Conglomerados

En contacto por falla con las sedimentitas triásicas de la Formación Las Cabras, se dispone un conjunto de conglomerados matriz soportados de 47 m de espesor, intercalados con pelitas castañas verdosas, laminadas. Los clastos y bloques de los niveles de conglomerados son subredondeados a subangulosos, de 0,5 a 1 m de largo, muestran un arreglo granodecreciente y litologías correspondientes a calizas gris blanquecinas y a calizas y pelitas oscuras con *chert*. La matriz es areno-arcillosa, y es más abundante en los niveles de conglomerados del tope, mientras que en los niveles basales la fábrica predominante es clasto-soportada. Hasta el presente no se ha localizado fauna alóctona o autóctona.

##### Litofacies 2: Pelitas verdes silicificadas

En contacto neto sobre la facies anterior, se dispone esta unidad con un espesor total de 65 m, que se caracteriza por el resalto en el relieve debido a la mayor resistencia a la erosión. Está compuesta por pelitas verde oliva

intercaladas con pelitas verdosas que muestran en superficie colores castaños de alteración, silicificadas, laminadas y fragmentosas, en niveles de 2 a 3 cm de espesor. En los tramos inferiores y con dudas en los medios, se han detectado niveles carbonosos con un grado mayor de alteración, con graptofauna (véase contenido paleontológico).

**Contenido paleontológico:** Se ha identificado un nivel fosilífero, a 2 m del contacto con la facies anterior, el que ha brindado una graptofauna conformada por *Amplexograptus* aff. *A. confertus* Lapworth, *Glossograptus hincksii* (Hopkinson), *Oelandograptus austrodentatus* cf. *austrodentatus* (Harris y Keble), fragmentos varios de cf. *Glyptograptus* y otros referibles a cf. *Climacograptus* (Cuerda y Alfaro 1993). Se debe señalar que la graptofauna de esta unidad esta bajo revisión (Ortega, com. pers.), ya que al presente se han identificado nuevos niveles fosilíferos.

Recientemente se ha mencionado una nueva asociación de graptolitos provenientes de la cerrillada entre las quebradas Empozada y Agua de La Cruz (Brussa y Toro 2000). Los graptolitos incluyen a *Isograptus caduceus* (Salter), *Isograptus victoriae* cf. *maximus* Harris, *Dichograptus* cf. *octobrachiatus* (J. Hall), *Pseudisograptus* sp. y *Iphograptus?* sp. La graptofauna indicaría la Zona de *I. victoriae maximus* (Arenigiano superior de la serie británica). Sin embargo como ya se ha sugerido, existe la posibilidad que esta graptofauna este caracterizando un bloque alóctono.

**Edad:** Zona de *Paraglossograptus tentaculatus* (Llanvirniano)

#### Litofacies 3: Conglomerados y pelitas

En contacto neto sobre la litofacies anterior se disponen conglomerados y pelitas alternantes, de 80 m de espesor. Los niveles de conglomerados están conformados por clastos redondeados, entre 5 a 20 cm, con arreglo granodecreciente, predominantemente compuestos por clastos de calizas claras, matriz soportada de color castaño, con base erosiva, y estructura de corte y relleno. Sobre el perfil se han medido 6 niveles de conglomerados, cuyos espesores varían de 0,5 - 1 m aproximadamente, que lateralmente desaparecen por acuñaamiento del relleno del canal. A cada nivel conglomerádico le suceden pelitas verdes laminadas, de aspecto satinado, con estructuras físicas (surcos) y biogénicas (pistas) en el tope de las capas. Antes del último nivel de conglomerado, las pelitas aparecen deformadas sindeposicionalmente. En los últimos metros aparecen bloques de calizas oscuras cámbricas en una matriz arenosa seguidas por pelitas verdes que alternan con areniscas mantiformes.

**Interpretación:** Por su litología y geometría se estima que el proceso dominante estuvo dado por flujos gravitatorios densos que culminaron con flujos diluidos, asociados a un ambiente de talud o pie de talud (*sensu* Keller *et al.* 1998) donde los olistolitos aparecen dispuestos sin seguir un patrón definido. Se considera que las facies de Conglomerados, pelitas verdes y castañas, Conglomera-

dos y pelitas conforman una asociación vinculada genéticamente (Leitch y Cawood 1980) representando los tenores clásticos más finos de un evento de fragmentación y colapso de grandes bloques asociados a flujos de detritos aportados al pie del talud y a la cuenca (Heubeck 1992).

#### Olistolitos de la Formación Estancia San Isidro

Grandes bloques carbonáticos alóctonos incluidos en la matriz pelítica verdosa de la secuencia clástica de la Formación Estancia San Isidro, se presentan en la margen sur de la quebrada de San Isidro y en las quebradas de la Empozada y Agua de La Cruz. El olistostroma (olistolitos y material resedimentado) indica diferentes facies de la plataforma y talud del Cámbrico y del Ordovícico inferior. Los olistolitos han sido caracterizados teniendo en cuenta los siguientes criterios: terminaciones abruptas de los cuerpos de roca, distribución y orientación, carencia de continuidad de la estratificación de los cuerpos dentro de las rocas que los rodean, y contrastes litológicos importantes.

Dentro de la región estudiada se reconocen tres cuerpos alóctonos mayores, correspondientes a los Olistolitos Estancia San Martín, San Isidro y La Cruz, los que se hallan asociados a la Formación Estancia San Isidro (Fig. 5). En la quebrada Agua de La Cruz aflora el Olistolito Estancia San Martín (Bordonaro *et al.* 1993), definido por Pinna *et al.* (1986) como Formación Estancia San Martín. Tiene un espesor máximo estimado de 130 m y un volumen en afloramiento estimado en 1.625.000 m<sup>3</sup>. Litológicamente está compuesto por calizas y pelitas alternantes gris amarillentas. Transicionalmente pasa a calizas negras alternantes con lutitas negras y *chert*, con un espesor de 30 m aproximadamente.

Se han hallado restos de esponjas (Beresi y Heredia 1995), fragmentos de trilobites y valvas indeterminadas. En las calizas negras se han hallado trilobites agnóstidos tales como *Glyptagnostus reticulatus* y *Aphelaspis* sp. (Bordonaro *et al.* 1993) del Cámbrico superior.

El Olistolito San Isidro (Bordonaro *et al.* 1993) aparece en la quebrada Agua de La Cruz, en el cerro Martillo y en la quebrada San Isidro (Fig. 5); definido formalmente por Harrington (1961) como Caliza San Isidro, aparece en la Formación Estancia San Isidro. Tiene un espesor máximo de 110 m y un volumen estimado en afloramiento de 1.600.000 m<sup>3</sup>. Básicamente se reconocen cinco litofacies dentro de este olistolito: 1 de areniscas, 2 de *boundstones* oncolíticos, 3 de *wackestones* y pelitas, 4 de *packstones* y areniscas, 5 de pelitas verde claro. La litofacies 1 está conformada por areniscas finas, masivas, de tonalidades ocre-amarillentas, fuertemente bioturbadas, con cemento calcáreo (20 m de espesor). No se observan restos fósiles. Le sucede la litofacies 2 de *boundstones* oncolíticos blanquecinos y *packstones* gris azulados a gris oscuros, regularmente estratificados en bancos delgados. Pinna (1982) asigna a estos niveles 50 m de espesor. En forma transicional le sigue la litofacies 3 de *wackestones* y pelitas pardo amarillentas de 18 m de espesor, las que incluyen

una fauna de trilobites, hyolítidos y braquiópodos inarticulados. Sobreyace la litofacies 4 de *packstones* de 10 m de espesor, con un alto porcentaje de arenas finas, e intercalados con pelitas en bancos delgados, sobre los que se observan fragmentos rotos de trilobites. Culmina la sucesión la litofacies 5 de pelitas verdosas y lajas de 12 m de espesor, con abundancia de trilobites bien conservados.

En este olistolito diversos autores recolectaron trilobites (*Athabasca digesta* y *Glossopleura inexulcata*), así como hyolites, braquiópodos inarticulados (*Obolus?*) y fragmentos de espículas. De los niveles del clásico bloque presente en la quebrada San Isidro, se han rescatado trilobites: *Chilometopus parabolicus*, *Kistocare mendozanun*, *Alokistocare elongatum*, *Kootenia incerta*, *Zacantoides ferula*, y *Agnostus* sp. Todas estas formas corresponden a la Zona de *Glossopleura* referida al Cámbrico medio (Borrello 1971). En fragmentos menores se hallaron especímenes de *Tonkinella stephensis* (Cámbrico medio) (Heredia 1994).

El Olistolito La Cruz (Bordonaro 1992) aparece expuesto en la quebrada San Isidro, flanco sur, con 20 m de espesor y un volumen en afloramiento estimado en 1000 m<sup>3</sup> (Fig. 5). En la cuchilla ubicada 600 m al norte de la anterior, su espesor es de 100 m (con un volumen en afloramiento estimado en 810.000 m<sup>3</sup>). Litológicamente está compuesto por *wackestones-mudstones* y pelitas oscuras alternantes con *chert* interstratificado. Borrello (1971) definió para estos cuerpos tres biozonas de trilobites del Cámbrico superior: *Cedaria*, *Elvinia* y *Saukia*. Bloques del Olistolito La Cruz aparecen repetidamente dispuestos por arriba del Olistolito San Isidro. Análisis micropaleontológicos basados en conodontes arrojaron edades del Cámbrico superior (Heredia 1987) y del Tremadociano para parte de estos cuerpos (Heredia 1995). Recientemente una ampliación de estas descripciones han sido realizadas por Bordonaro *et al.* (1999).

#### Interpretación paleoambiental

Esta secuencia llanvirniana y su correlativa, La Formación Los Sombreros, son motivo de divergencia en cuanto a la ubicación dentro del esquema de la Precordillera central y al evento tectónico mayor que las generó. Astini (1994) sugirió un evento de deformación que afectaba al domamiento periférico que limitaba a la tectofacies oriental de la occidental y fue el que proveyó el material detrítico a la cuenca occidental con proveniencias mixtas de basamento y cubierta sedimentaria (bloques cámbricos y en menor medida del Ordovícico inferior). Según Astini *et al.* (1996) la Formación Los Sombreros corresponde a la tectofacies occidental (Astini 1991). Keller *et al.* (1993) ubican a la Formación Los Sombreros en la Precordillera central (*sensu* Ortiz y Zambrano 1981); luego Keller *et al.* (1998) generalizan el evento como Llanvirniano-Caradociano inferior y lo incluyen como depósitos de *rockfall* en el límite este de la Precordillera occidental, en lo que podría interpretarse como una zona de engranaje entre

### Estratotipo de la Formación Estancia San Isidro

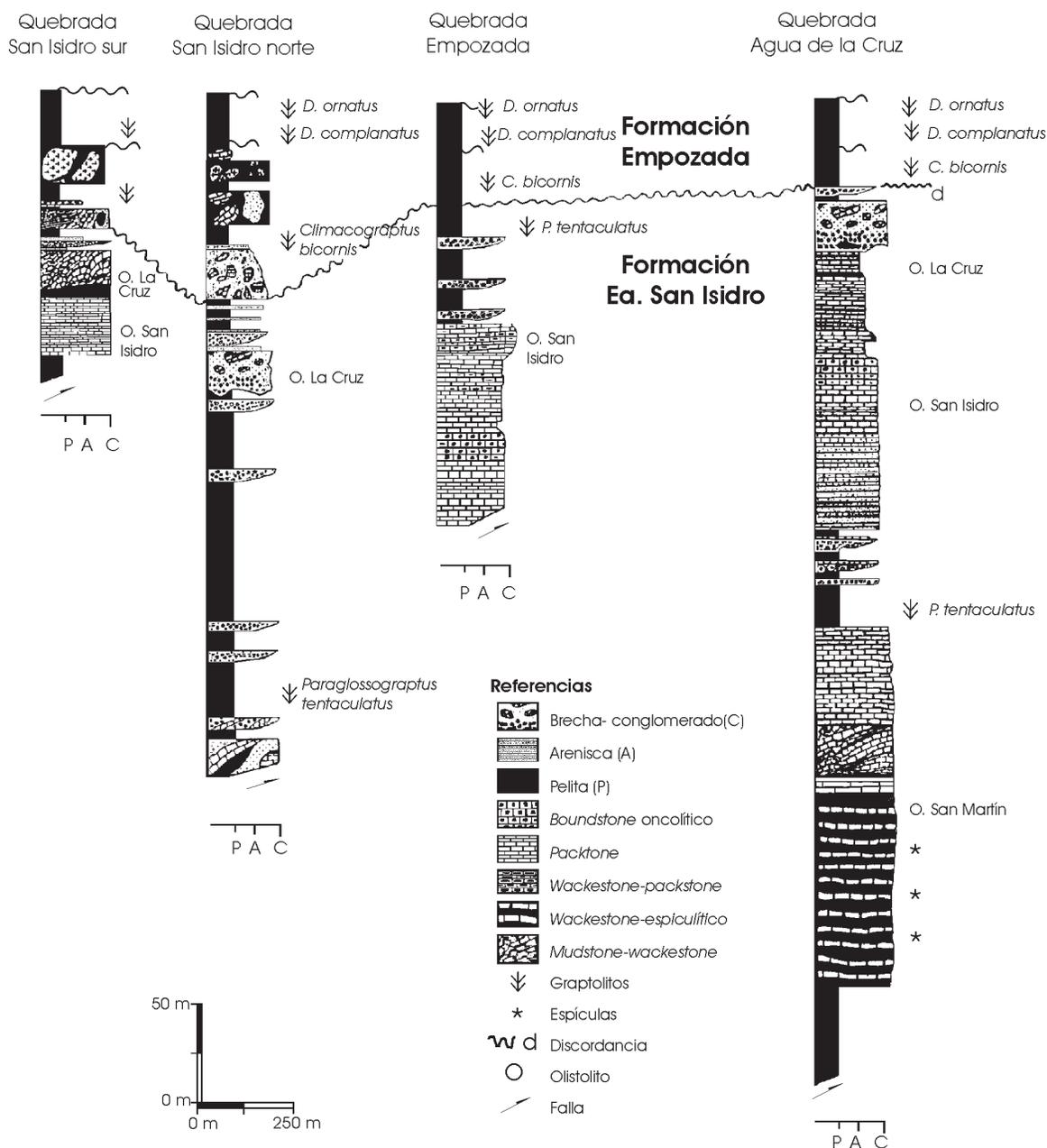
Quebrada de San Isidro



Figura 4: Sección columnar de la Formación Estancia San Isidro, en la quebrada de San Isidro margen norte. Referencias en la figura 5.

ambas unidades morfoestructurales, y asignando esta sucesión como relacionada al *rifting* y *drifting* de la Precordillera.

Diversos autores (Astini 1991; Keller 1995; Heredia 1994; Heredia y Beresi 1995; Beresi y Heredia 2000) han coincidido en que los mecanismos disparadores de este evento, podrían haber estado relacionados con una intensa actividad sísmica, siendo los afloramientos carbonáticos de la Precordillera oriental la fuente de aporte más probable para los olistolitos cámbricos (Benedetto y Vaccari 1992; Banchig *et al.* 1993) que representan diferentes facies, expuestas en este margen de plataforma. Probablemente este evento esté relacionado con una fase



**Figura 5:** Correlación estratigráfica entre las diferentes secciones de la Formación Estancia San Isidro. Correlación estratigráfica entre las diferentes secciones del miembro inferior de la Formación Empozada en la región de San Isidro, con la discordancia entre ambas formaciones.

temprana de la fase orogénica Guandacol (Astini 1994).

Durante el Arenigiano tardío-Llanvirniano la Precordillera se tornó en una región activa (Astini 1988; Benedetto y Vaccari 1992), por lo cual el margen de plataforma se transformó en un escarpe erosivo, el cual puede seguirse por más de 400 km en el oeste de la Precordillera. Se asigna este flujo gravitacional a un evento multiepisódico de colapso con resedimentación de material derivado de este margen occidental escarpado. Interpretamos que este evento fue fuertemente recurrente en períodos cortos de tiempo por la alternancia de megabloques con pelitas verdes. Los grandes volúmenes de roca desplazadas sugieren un evento erosivo altamente destructivo.

#### Modelo sedimentario de la Formación Estancia San Isidro

La Precordillera occidental ordovícica fue rellenada con sedimentos aportados por flujos gravitacionales, que transportaron detritos (Astini 1988; Spalletti *et al.* 1989) y bloques (Bordonaro *et al.* 1993; Banchig *et al.* 1993; Gallardo y Heredia 1995) de las regiones adyacentes. La secuencia llanvirniana (Formación Estancia San Isidro) aquí descrita, constituye un buen ejemplo de los mecanismos de depósito para este tipo de sucesiones.

Hine *et al.* (1992) proponen un modelo para el depósito de grandes bloques (mayores de 100 m de espesor y de

300 m de largo), en el cual las megabrechas se forman como resultado del colapso del margen de la plataforma. El aporte es de tipo lineal y los flujos de detritos depositan su carga en el talud y en el fondo de la cuenca. En este modelo, el talud está controlado por fallas lítricas, y el mecanismo que produce estos depósitos estaría estrechamente vinculado a la acción de sismos recurrentes (regiones tectónicamente activas). Estos autores enfatizan además en estos fenómenos podrían manifestarse incluso en plataformas carbonáticas con bajo relieve. Sin embargo, tanto las sucesiones caóticas con *slumps* y *slides*, como los bloques de calizas incluidas en los depósitos autóctonos de pelagitas calcáreas, que se consideran indicadores de típicas asociaciones de taludes carbonáticos (Mullins 1983), no han sido detectados en esta secuencia. Por lo tanto, se vincula la misma, a un evento de colapso en donde el aporte ha sido de tipo lineal, a través de un margen abrupto, y en el cual las rocas derivadas a la cuenca pertenecían fundamentalmente a una antigua plataforma y talud del Cámbrico medio y superior, mientras que el aporte de bloques de la plataforma carbonática ordovícica fue proporcionalmente menor. Regionalmente los depósitos llanvirnianos están asignados a cortejos transgresivos (Astini *et al.* 1995; Heredia y Beresi 1995), por lo cual este evento de colapso no se vincularía a caídas del nivel marino. La magnitud regional de estos depósitos, representados por los afloramientos de la Formación Los Sombreros y la Formación Estancia San Isidro (Precordillera Central) y por los depósitos homologados de la Precordillera Occidental (Formación Sierra de la Invernada y Yerba Loca) permite enmarcarlos dentro de un evento convulsivo en el sentido de Clifton (1988), en donde cada evento fue altamente destructivo y de corta duración en el tiempo y seguido por etapas de baja a nula actividad tectónica representadas por los potentes depósitos pelíticos de cuenca.

#### *Correlación estratigráfica de la Formación Estancia San Isidro*

La unidad formal con la cual la Formación Estancia San Isidro comparte mayores características litológicas y fosilíferas es la Formación Los Sombreros (*sensu* Banchig y Bordonaro 1994) (Fig. 6), en el ámbito de la Precordillera occidental; sin embargo las potentes turbiditas carbonáticas y las psefitas de esta última unidad no aparecen en la Formación Estancia San Isidro. Esta formación puede ser correlacionable con los depósitos llanvirnianos de la Formación Sierra de la Invernada (Fig. 6), identificados en la Sierra de La Invernada (Furque *et al.* 1990; Caballé *et al.* 1992), los cuales están litológicamente asociados a abanicos submarinos turbidíticos. Banchig *et al.* (1993) describieron para esta formación y en la misma localidad, brechas carbonáticas como una litofacies alóctona. Otra unidad correlativa sería el miembro inferior mixto calcáreo-silicoclástico de la Formación Yerba Loca (Astini 1994) en el perfil del río Jáchal. Esta formación posee olistolitos del Cámbrico inferior tardío y medio y en menor propor-

ción del Ordovícico inferior. Estos bloques alóctonos están incluidos entre pelitas verdes y areniscas cuya edad comprende el Llanvirniano (Ortega *et al.* 1991). Benedetto y Vaccari (1992) excluyeron esta sucesión de la Formación Yerba Loca y la correlacionaron con la Formación Los Sombreros. En otros sectores como las quebradas de Ancaucha y El Divisadero, la Formación Yerba Loca comprende desde el Arenigiano hasta el Llanvirniano alto (Zonas de *Lenodus variabilis*, *Eoplacognathus suecicus* y *Pygodus serra* con la Subzona de *E. robustus* (Albanesi *et al.* 1995) (Fig. 6).

Por otro lado, Bordonaro *et al.* (1999) interpretan una mayor similitud y correlación con las unidades formales del ámbito de la Precordillera occidental.

Esta secuencia es además contemporánea con diversas unidades formales de la Precordillera oriental tales como los miembros inferior y medio de la Formación Gualcamayo aflorante en el cerro Potrerillo, en la comarca Gualcamayo-Guandacol y en la sierra de Villicum (Ortega *et al.* 1993; Peralta 1995), y de la Precordillera central tal como la Formación Las Chacritas en el río Las Chacritas (Peralta *et al.* 1999) y los tramos cuspidales de la Formación San Juan (Villicum) (Sarmiento 1987).

Una de las secuencias más complejas de la Precordillera de Mendoza es la Formación Villavicencio (Harrington 1941) la cual engloba también olistolitos cámbricos. El mayor de ellos corresponde al cerro Pelado, un megacuerpo de 11 km de largo y 500 m de espesor, el cual exhibe calizas del Cámbrico superior (Heredia 1990, 1994, 1996). La matriz está representada por importantes espesores de pelitas verdes y areniscas verdosas. En el sector norte aparecen pelitas negras de la Formación Empozada con graptolitos mal conservados (Bordonaro *et al.* 1999).

Un análisis detallado en la sierra de Santa Clara y el cordón de Los Alojamientos (Harrington 1941) en la provincia de Mendoza, asigna a los afloramientos carbonáticos un origen alóctono, interpretados como olistolitos de edad cámbrica media y superior originarios de un talud carbonático (Bordonaro y Banchig, 1996). Estos bloques están alojados en filitas y areniscas asimilables a la Formación Cortaderas (Cucchi 1972). Luego Bordonaro *et al.* (1999), asignaron un origen autóctono para estos afloramientos.

Las secuencias analizadas si bien corresponden a unidades formacionales distintas, tienen en común una matriz pelítica verdosa con graptolitos de edad llanvirniana, que engloba olistolitos carbonáticos de edad preferentemente cámbrica y están localizadas en el margen centro-occidental de la cuenca. Interpretamos que estas secuencias representan, o son el registro de un evento diastrófico generalizado en el margen centro-occidental de la Precordillera acaecido hacia el Ordovícico inferior.

#### **Conclusiones**

Se propone una nueva unidad formal para el área de San Isidro, en el ámbito de la Precordillera de Mendoza, denominada Formación Estancia San Isidro asignable al

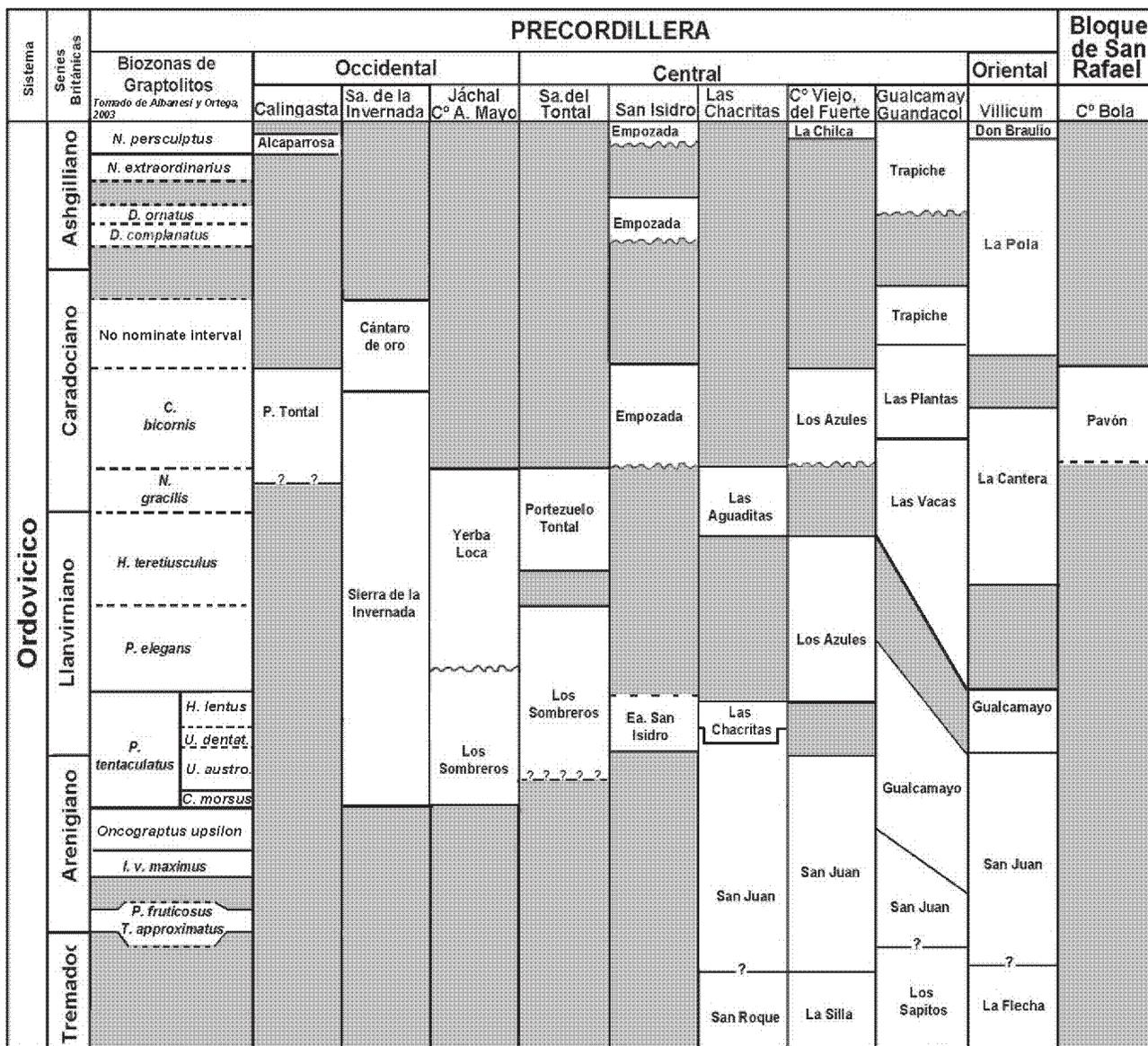


Figura 6: Carta de correlación estratigráfica de las unidades ordovícicas de la Precordillera. Modificado de Albanesi y Ortega (2002) y Keller *et al.* (1998).

Llanvirniano (Zona de *Paraglossograptus tentaculatus*) y se redefine la Formación Empozada, cuya edad se circunscribe al Caradociano-Ashgilliano, modificando la descripción original de la base y cambiando la localidad tipo donde se refleja la discordancia con la unidad infrayacente.

Se interpreta que la Formación Estancia San Isidro es el registro de un evento diastrófico altamente erosivo, en la Precordillera centro-occidental de San Juan, representada por secuencias de la base del talud con olistolitos cámbricos. La Formación Estancia San Isidro puede ser correlacionada con secuencias similares de la Precordillera central y occidental de San Juan, ampliando la extensión regional de este evento hacia el sur en la región de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Temporalmente esta formación resulta también correlacionable con unidades de la

Precordillera central de San Juan, tal como la Formación Las Chacritas, miembro superior de la Formación Gualcamayo, tramos cuspidales de la Formación San Juan y los miembros inferior y medio de la Formación Gualcamayo en el cerro Potrerillo (San Juan).

### Agradecimientos

A los geólogos que durante décadas han investigado la región de San Isidro, particularmente la Formación Empozada y sin cuya vital y minuciosa información este trabajo no hubiera sido posible: H. Harrington, J.C. Turner, A.V. Borrello, A. Cuerda, A. Devizia, O. Bordona-ro, L. Pinna, y G. Gallardo. Agradecemos y recordamos aquí a E. Aparicio quien nos acompañó en nuestra primera

visita a la quebrada de San Isidro y nos transmitió su entusiasmo y a B. A. Baldis, quien nos impulsó a continuar los estudios y nos apoyó en nuestras primeras campañas a la región entre los años 1985 a 1988. Nuestro agradecimiento a los árbitros del trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Albanesi, G. y Ortega, G., 2002. Advances on Conodont-Graptolite Biostratigraphy of the Ordovician System of Argentina. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.) Aspects of the Ordovician System in Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 16: 143-166, San Miguel de Tucumán.
- Albanesi, G., Ortega, G. y Hünicken, M., 1995. Conodontes y graptolitos de la Formación Yerba Loca (Arenigiano-Llandeiliano) en las Quebradas de Ancaucha y El Divisadero, Precordillera de San Juan, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 60 (3-4): 365-400. Córdoba.
- Albanesi, G., Hunicken, M. y Barnes, C., 1998. Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 12: 7-72. Córdoba.
- 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.
- Astini, R., 1988. Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera Argentina. 2º Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 11-15. La Plata.
- Astini, R., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 851 p., (Inédito)
- Astini, R. A., 1993. Secuencias depositacionales y niveles del mar en el sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. Boletín de la Real Sociedad Española de Ciencias Naturales (Geología), 88: 113-126.
- Astini, R.A., 1994. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potrerillo), Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49(1-2): 55-70.
- Astini, R., 1998. El "Conglomerado Las Vacas" y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico superior. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53: 489-503. Buenos Aires.
- Astini, R., 2000. Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(4): 78-386. Buenos Aires.
- Astini, R., y Thomas, W., 1999. Origin and evolution of the Precordillera terrane of western Argentina: a drifted Laurentian orphan. In: V.A. Ramos & J.D. Keppie (Eds.), Laurentia – Gondwana connections before Pangea, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 336: 1–20.
- Astini, R., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collide terrane: A geodynamic model. Geological Society of America Bulletin, 107(3): 253-273.
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Baldis, B.A. y Chebli, W., 1969: Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas I: 47-66.
- Baldis, B.A., Uliarte E. y Vaca A., 1980. El frente estructural de la Precordillera mendocina. Boletín del Museo de Ciencias Naturales y Antropológicas Juan C. Moyano, 1: 6-12, Mendoza.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro y O., Vaca A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología Argentina, Actas IV: 399-445. Buenos Aires.
- Banchig, A. y Bordonaro, O., 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: Secuencia Olistostromica de talud, Precordillera Argentina. 5º Reunión de Sedimentología, 283-288. San Miguel de Tucumán.
- Banchig, A., Ormeño, P. y Lucero, C. 1993. Análisis de paleodirecciones en las brechas carbonáticas y conglomerados del talud continental, Ordovícico, Precordillera Occidental, San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 121-127. Mendoza.
- Benedetto, L. y Vaccari, E. 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques resedimentados Cambro-Ordovícicos de la Precordillera Occidental, Argentina. Estudios Geológicos 48 (5-6): 305-313. Madrid.
- Beneo, E., 1956. Accumuli terziari da resedimentazione (Olistostroma) nell' Appennino centrale e frane sottomarine. Bolletino Serv. Geologico Italiano, 78:289-296.
- Beresi, M. y Heredia, S., 1995. Asociación de espículas de poríferos cámbricos de la Precordillera de Mendoza. Ameghiniana 32 (4): 401-405. Buenos Aires.
- Beresi, M. y Heredia, S., 2000. Eventos sedimentarios del Ordovícico de la provincia de Mendoza, oeste de Argentina: interpretación y análisis. 17th Geoscientific Latinamerica Colloquium. Institut für Geologie und Paläontologie. Universität Stuttgart. XVII Simposio sobre la Geología de Latinoamérica. Profil 18: 23. Stuttgart.
- Bordonaro, O., 1992. El Cámbrico de Sudamérica. En: Gutiérrez Marco J.C., Saavedra y Rábano, I. (Eds.): Paleozoico Inferior de Iberoamerica. Publicación Universidad de Extremadura, 69-84.
- Bordonaro, O. y Banchig, A. 1996. Estratigrafía de los olistolitos cámbricos de la Precordillera argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires) 5: 471-480.
- Bordonaro, O. y Peralta, S., 1987. El Arenigiano Inferior de la Formación Empozada en la localidad de San Isidro, Mendoza, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 81-84. San Miguel de Tucumán.
- Bordonaro, O., Keller, M. y Beresi, M. 1993. Reordenamiento estratigráfico del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos II: 12-19. Mendoza.
- Bordonaro, O., Banchig, A y Arroqui Langer A. 1999. Síntesis estratigráfica de los depósitos del margen continental occidental paleozoico inferior de la Precordillera de Cuyo. 14º Congreso Geológico Argentino, I: 393-396. Salta
- Borrello, A.V., 1969. El flysh paleoídico de Mendoza. 4º Jornadas Geológicas Argentinas I: 75-89, Buenos Aires.
- Borrello, A.V., 1971. The Cambrian of South America. In: Cambrian of the New World. Wiley-Interscience, Holland (Ed.), 1: 385-438. New York.
- Braccini, O.I., 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén. Contrato 1103, Inc. Nº 14, Dirección General Fabricaciones Militares, Buenos Aires.
- Brussa E. D. y Toro B. A., 2000. Una nueva asociación de graptolitos del Arenigiano superior en el área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Ameghiniana 37 (4) Suplemento, Resúmenes, 71 R.
- Caballé, M., Furque, G., Cuerda, A. y Alfaro, M., 1992. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Sierra de La Invernada (Ordovícico), Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana 29(1): 9-26. Buenos Aires.
- Caballé, M., Cuerda, A., Alfaro, M. y Furque, G., 1993. Nuevos hallazgos de graptolitos en el Ordovícico de la Sierra del Tigre, Precordillera de San Juan. XII Congreso Geológico Argentino y II

- Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 268-280. Mendoza.
- Clifton, H.E. 1988. Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. Geological Society of America, Special Paper 229:1-5.
- Cucchi, R.J., 1972 Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan y Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26(4): 503-515. Buenos Aires.
- Cuerda, A., 1988. Investigaciones estratigráficas en el «Grupo Villavicencio», Precordillera de Mendoza y San Juan, República Argentina. V Congreso Geológico Chileno, III C: 177-187. Santiago de Chile.
- Cuerda, A. y Alfaro, M. 1993. Faunas Graptolíticas. Relatorio del 12º Congreso Geológico Argentino, parte II: Paleontología: 293-296. Mendoza.
- Cuerda A., Cingolani, C. y Bordonaro, O., 1993. Las secuencias sedimentarias eopaleozoicas. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. V. A Ramos (Ed.), 13: 21-30. Mendoza
- Cuerda A., Cingolani, C. y Manassero, M., 1998. Caradoc graptolites assemblages and facial relations from the Cerro Bola section, Mendoza Province, Argentina. In Gutierrez-Marco, J.C. and Rábano, I. (eds.), Proceedings 6<sup>th</sup> International Graptolite Conference (GWG – IPA) and 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy, Temas Geológicos y Mineros ITGE, 23:102 – 132. Madrid.
- Furque, G., 1972. Los movimientos Caledónicos en Argentina. Revista del Museo La Plata, 8: 129-136
- Furque, G. y Cuerda, A., 1982. Extensión y edad de los movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del oeste argentino. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas, 1: 191-200.
- Furque, G., Caballé, M., Cuerda, A. y Alfaro, M. 1990. El Ordovícico de la Sierra de La Invernada y su fauna de graptolitos, San Juan, Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Paleontología, 9: 159-181.
- Gallardo, G. y Heredia, S., 1995. Estratigrafía y sedimentología del Miembro Inferior de la Formación Empozada (Ordovícico Medio y Superior), Precordillera Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias 60 (3/4): 449-460. Córdoba.
- Gallardo, G., Heredia, S. y Maldonado, A., 1988. Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro superior de la Formación Empozada, Ordovícico Superior de la Precordillera de Mendoza, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno 1:37-53.
- Harrington, H.J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, Provincia de Mendoza. Dirección de Minería y Geología, Boletín 49: 55 p., Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1961. The Cambrian formations of South America. En: El Sistema Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base. 20º Congreso Geológico Internacional. Simposio III: 504-516. Moscú.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Department of Geological Sciences, Special Publication 1: 1-259. Lawrence.
- Heredia, S. 1987. Zona de *Proconodontus tenuiserratus* (Conodonte), Cámbrico Superior de la Formación La Cruz, Provincia de Mendoza. Ameghiniana 24 (3/4): 147-15
- Heredia, S. 1990. Geología de la Cuchilla del Cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, I: 101-104. San Juan.
- Heredia, S., 1993. El Llanvirniano de la Precordillera de Mendoza, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I: 138-141. Mendoza.
- Heredia, S., 1994. Conodontes y Bioestratigrafía del Cámbrico Superior de Cerro Pelado y San Isidro, Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 285 p. (inédito) Córdoba.
- Heredia, S., 1995. Conodontes cámbricos y ordovícicos en los bloques alóctonos del Conglomerado basal de la Formación Empozada, Ordovícico Medio-Superior, San Isidro, Precordillera de Mendoza, Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 60 (3/4): 235-248. Córdoba.
- Heredia, S., 1996. El Paleozoico Inferior del Cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino, I: 591-600. Buenos Aires.
- Heredia, S. y Beresi, M., 1995. Ordovician events and sea level changes on the western margin of Gondwana: The Argentine Precordillera. En: J. Cooper, M. Droser and S. Finney, (Eds): Ordovician Odyssey, Society for Sedimentary Geology (SEPM): 315-319. Fullerton, USA.
- Heredia, S. y Beresi, M., 1996. Eventos anóxicos ordovícicos en la Precordillera Argentina. En: 14th Geoscientific Latinamerica Colloquium (U. Rosenfeld, Editor). Zentralblatt für Geologie und Palaontologie, Teil 1:807-815, Stuttgart.
- Heredia, S. y Gallardo, G., 1996. Las Megaturbiditas de la Formación Empozada: un modelo interpretativo del Ordovícico turbidítico de la Precordillera Argentina. Revista Geológica de Chile 23(1): 17-34. Santiago de Chile.
- Heredia, S., Gallardo, G. y Maldonado, A., 1990. Conodontes caradocianos en las calizas alóctonas del Miembro superior de la Formación Empozada (Ordovícico medio y superior), San Isidro (Mendoza, Argentina). Ameghiniana 27(3-4): 197-206. Buenos Aires.
- Heubeck, C., 1992. Sedimentology of large Olistoliths, southern Cordillera Central, Hispaniola. Journal of Sedimentary Petrology 62(3): 474-482. Tulsa.
- Hine, A. C., Locker, S. D., Tedesco, L. P., Mullins, H. T., Hallock, P., Belknap, D. F., Gonzáles, J. L., Neumann, A. C. y Snyder, S. W., 1992. Megabreccia shedding from modern low relief carbonate platforms, Nicaraguan Rise. Geological Society of America, Bulletin 104: 928-943.
- Keller, M., 1995. Continental slope deposits in the Argentine Precordillera: sediments and geotectonic significance. In: Cooper, J., Droser, M. y Finney, S. (Eds.) Ordovician Odyssey (Seventh International Symposium of the Ordovician System). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 77: 211-240. Las Vegas.
- Keller, M. 1999. Argentine Precordillera: Sedimentary and Plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. Geological Society of America, Special Paper: 1-118. Boulder.
- Keller, M., Bordonaro O. y Beresi M., 1993. The Cambrian of San Isidro, Mendoza, Argentina: Facies and Sedimentology at the platform slope transition. Neues J. für Geologie und Paleontologie Monatshefte, 193/6: 373-383.
- Keller, M., Buggisch, W. y Lehnert, O., 1998. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonic background. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.). The Proto Andean Margin of Gondwana. Geological Society Special Publication, 142: 35-56, London.
- Kolla, V. y Macurda, D.B., 1988. Sea-level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan systems. 4 Application concepts of sea-level change. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds): Sea-level Change: an integrate approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 381-392.
- Kolla, V. y Perlmutter, M.A., 1993. Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 77(7): 1129-1141. Tulsa
- Leitch, E.C. y Cawood, P., 1980. Olistoliths and debris flow deposits at ancient consuming plate margins: an eastern Australian example. Sedimentary Geology 25:5-22. Amsterdam.
- Mitchell, C., Brussa, E., Toro, B. y Astini, R., 1998. Late Ordovician graptolites from Empozada Formation, Argentine Precordillera. Proceedings of 6 th. International Graptolite Conference. (GWG

- IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Proceedings, Gutiérrez-Marco, J.C. & Rábano, I. (Eds.) Temas Geológico-Mineros ITGE, 23: 224-226. Madrid.
- Mullins, H., 1983. Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas. En: Platform margin and deep water carbonates. SEPM Short Course 12 (4): 4-138. Tulsa.
- Ortega, G., 1987. Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, Zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba: 1:210 (inédita), Córdoba.
- Ortega, G., Brussa, E. y Astini, R. 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 28 (1-2): 163-178. Buenos Aires.
- Ortega, G., Toro, B. y Brussa, E., 1993. Las zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano) en el norte de la Precordillera (provincias de La Rioja y San Juan), Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 8(2): 207 – 219.
- Ortiz, A. y Zambrano, J., 1981. La Provincia geológica Precordillera oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 59-74. San Luis.
- Peralta, S., 1994. Discontinuidades estratigráficas en la sucesión marino – clástica eopaleozoica de la Precordillera de Cuyo: Análisis y correlaciones. V Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 193 – 198. San Miguel de Tucumán.
- Peralta, S., 1995. La Formación Gualcamayo en la Sierra de Villicum: sus graptolitos y faunas asociadas. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 60(3/4): 401-408. Córdoba.
- Peralta, S. y Finney, S., 2002. The Upper Ordovician Graptolite Faunas of the Cuyania Terrane: Their Biostratigraphic and Paleogeographic significance in the Western Margin of Gondwana. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 16: 41-70, San Miguel de Tucumán.
- Peralta, S., Heredia, S. y Beresi, M. 1999. Consideraciones estratigráficas sobre el Ordovícico del río de Las Chacritas, Sierra de La Trampa, Precordillera Central de San Juan, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 97-100, Salta.
- Pinna, L., 1982. Estratigrafía del Paleozoico Inferior de San Isidro, San Isidro, Dto. Las Heras, Provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, 93 p. (inédito), San Juan.
- Pinna, L., Baldi, B. y Bordonaro, O., 1986. Formación Estancia San Martín (*nom. nov.*) del Cámbrico inferior-Cámbrico medio de la Comarca de San Isidro, Mendoza. *Actas 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera (1985) I*: 7-11. San Juan.
- Posamentier H.W., Jervey, M.T. y Vail, P., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I: Conceptual framework. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds): *Sea-level Change: an integrate approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 109-124.
- Ramos, V. A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6(32): 24- 29. Buenos Aires.
- Sarmiento, G., 1987. Bioestratigrafía y conodontes de la Formación San Juan (Ordovícico) aflorante en el flanco oriental de la Sierra de Villicum, Provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba: 1-336 (inédita), Córdoba.
- Schauer, O., Varela, R., Cingolani, C. y Cuerda, A., 1987. Presencia de una graptofauna Llandeillana-Caradociana en la Formación Alcaparrosa, del flanco occidental de la Sierra del Tontal (Precordillera de San Juan). *Ameghiniana* 24(3/4): 151-158. Buenos Aires.
- Spalletti, L., Cingolani, C., Varela, R. y Cuerda, A., 1989. Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (Western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology* 61: 287-301. Amsterdam.
- Stow, D., 1986. Deep clastic seas. *In: Sedimentary environments and facies*, 2<sup>nd</sup> edition (Reading, H.G., Ed.) Blackwell Scientific Publications 12: 299-344. Oxford. U.K.
- Thomas, W. y Astini, R., 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita Embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757.
- Toro, B. y Brussa, E., 2001. Revisión de graptolitos del Ordovícico medio a superior (familias Nemagraptidae y Diplograptidae) de la Formación Empozada, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 38(4): 355 – 365. Buenos Aires.
- Tortello, F. y Bordonaro, O., 1997. Cambrian agnostid trilobites from Mendoza Argentina: a systematic revision and biostratigraphic implications. *Journal of Paleontology* 71 (1): 74-86.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. y Hatfield, N.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (Ed.): *Seismic stratigraphy . Applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 49-212.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H., Mitchum, R. M., Vail, P., Sarg, J. F. y Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. II Sea.level changes and sequence stratigraphy. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.C.St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds): *Sea-level Change: an integrate approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 39-46. Tulsa.

**Recibido:** 8 de mayo, 2002

**Aceptado:** 16 de marzo, 2004