

Sedimentología y paleontología de la Formación Santa Rosita (Miembros Tilcara y Casa Colorada, Cámbrico Tardío) en la región de Iruya, provincia de Salta

Esteban, Susana B.¹ y M. Franco Tortello²

¹ INSUGEO, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. susana_esteban2003@yahoo.com.ar

² CONICET – División Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/nº, (1900) La Plata, Argentina. tortello@fcnym.unlp.edu.ar

► **Resumen** — En las proximidades de Iruya, sobre el río San Isidro (provincia de Salta, Argentina) aflora una secuencia de 45 m de espesor caracterizada por depósitos pelíticos con niveles arenosos delgadamente interestratificados asignables a la Formación Santa Rosita (Miembros Tilcara y Casa Colorada). Cinco facies sedimentarias han sido reconocidas a lo largo del perfil, la mayoría de las cuales corresponden a sedimentos finos, laminados, con estructuras generadas predominantemente por corrientes y olas. Estas facies registran el pasaje vertical de ambientes restringidos estuarinos dominados por acción de mareas a ambientes marinos abiertos con predominio de oleaje. A diferencia de lo que ocurre en la mayoría de este tipo de ambientes, la secuencia aquí estudiada muestra una buena preservación de las estructuras primarias ante la ausencia de bioturbación. La falta de infauna se adjudica tanto a la escasez de oxígeno en el sustrato (Facies A y B) como a una alta tasa de sedimentación (Facies C a D). Condiciones de poca energía, baja tasa de sedimentación y escaso oxígeno (Facies A) favorecieron el desarrollo de una particular fauna de trilobites especialmente adaptada a vivir en ambientes disóxicos. Los agnóstidos *Lotagnostus* (*Semagnostus*) cf. *zuninoi* (Harrington y Leanza), *Trilobagnostus* sp., *Micragnostus* cf. *vilonii* Harrington y Leanza, y los olenidos *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* (Kayser), *Angelina hyeronimi* (Kayser), *Parabolinella* cf. *coelatifrons* Harrington y Leanza y *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza indican una edad Cámbrica tardía alta (Furongiano tardío, Biozona de *Parabolina frequens argentina*) y permiten establecer correlaciones con otras localidades de la Cordillera Oriental.

Palabras clave: Sedimentología, paleontología, Cámbrico Tardío, Formación Santa Rosita, Iruya, Salta.

► **Abstract** — Sedimentology and Paleontology of the Santa Rosita Formation (Tilcara and Casa Colorada Members, Late Cambrian) in the Iruya region, Salta province. A 45 m thick section of shales and subordinated sandstones of the Santa Rosita Formation (Tilcara and Casa Colorada Members) crops out in the San Isidro river at Iruya, Salta Province, Argentina. The succession is represented by five sedimentary facies, which are dominated by laminated, fine-grained sediments, as well as current- and wave-generated structures. These facies reflect the vertical passage of restricted tide-dominated estuarine environments to open-marine settings affected by waves. Although such environments usually show high levels of bioturbation, the section studied herein contains well-preserved primary structures. The lack of infaunal activity is attributed to low-oxygen conditions in the substrate (Facies A and B) and a high sedimentation rate (Facies C to D). The presence of quiet, low-oxygen conditions and low-rate sedimentation processes (Facies A) facilitated the development of a particular trilobite fauna, which was especially adapted to live in disoxic environments. The agnostoids *Lotagnostus* (*Semagnostus*) cf. *zuninoi* (Harrington and Leanza), *Trilobagnostus* sp., *Micragnostus* cf. *vilonii* Harrington and Leanza, and the olenids *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* (Kayser), *Angelina hyeronimi* (Kayser), *Parabolinella* cf. *coelatifrons* Harrington and Leanza, and *Plicatolina scalpta* Harrington and Leanza indicate a latest Cambrian age (latest Furongian, *Parabolina frequens argentina* Biozone) and permit correlation with other localities of the Cordillera Oriental.

Keywords: Sedimentology, paleontology, Late Cambrian, Santa Rosita Formation, Iruya, Salta.

INTRODUCCIÓN

La Formación Santa Rosita representa una de las unidades clásicas del Paleozoico Inferior de la Cordillera Oriental de Argentina. Desde su descripción original (Turner, 1960), sus afloramientos han sido objeto de numerosos estudios geológicos y bioestratigráficos (e.g., Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1964; entre otros). No obstante, aún se carece de información precisa sobre varios aspectos sedimentológicos y estratigráficos, lo que motivó que distintos investigadores elaboraran estudios de detalle en aquellas secciones ubicadas a ambos lados de la quebrada de Humahuaca (provincia de Jujuy) y redefinieran algunos de sus miembros (e.g., López y Nullo, 1969; Moya, 1988; Aceñolaza, 1996; Astini, 2003; Buatois y Mángano, 2003).

Dentro del Departamento de Iruya (provincia de Salta), la Formación Santa Rosita fue estudiada con mayor detalle en la zona de Rodeo Colorado, donde Figueroa Caprini (1955) describió un perfil estratigráfico con trilobites de la Zona de *Kainella meridionalis* (Tremadociano inferior alto) (véase también Vilela, 1960). De las quebradas de los ríos Nazareno y San Juan proceden faunas similares, asignables al Tremadociano (Harrington, 1938; Figueroa Caprini, 1955; Harrington y Leanza, 1957). Otros estudios paleontológicos están basados en hallazgos más puntuales. Kayser (1897), Harrington (1938) y Harrington y Leanza (1957) describieron trilobites de la Biozona de *Parabolina frequens argentina* (Cámbrico Tardío) coleccionados en las localidades de "Iruya", San Isidro y cerro Colorado. Por su parte, Figueroa Caprini (1955) citó la presencia de trilobites de la "fauna de *Parabolinella*" sobre la quebrada del río Iruya. Este autor asignó el material a los tramos basales de la Formación Santa Rosita, destacando el carácter dislocado y aislado de estos últimos. Otros antecedentes de esta comarca son estudios geológicos de carácter regional (ej. Turner, 1964; Turner y Mon, 1979; Rubiolo, 1999; informes inéditos de YPF) y estratigráficos (Spagnuolo *et al.*, 2005).

El objetivo del presente trabajo es aportar información sedimentológica y paleontológica de la parte inferior de la Formación Santa Rosita para el sector oriental de la Cordillera Oriental, en las proximidades de la localidad de Iruya (provincia de Salta). La secuencia, asignada a los Miembros Tilcara y Casa Colorada, está dominada por facies pelíticas de color gris a negro, con delgadas capas de areniscas de grano fino a muy fino intercaladas. El estudio facial llevado a cabo demuestra un pasaje vertical de ambientes restringidos estuarinos dominados por acción de mareas (Miembro Tilcara) a ambientes marinos abiertos con predominio del oleaje (Miembro Casa Colorada).

En general, existen dos grupos de facies sedimentarias predominantes en los ambientes de plataforma: facies fangosas y facies arenosas. Aunque las lutitas y fangolitas constituyen más del 70% de las rocas sedimentarias (Potter *et al.*, 1980), los modelos de facies arenosas están mucho más desarrollados y suelen definir más concluyentemente los paleoambientes. No obstante, algunos investigadores han destacado la importancia de las facies pelíticas en el reconocimiento de ambientes depositacionales, ya que brindan la posibilidad de observar gran número de detalles texturales y sus variaciones en pequeños tramos de afloramiento o muestras de mano (Pedersen, 1985; Kuehl *et al.*, 1988; O'Brien, 1996). Las estructuras físicas que normalmente se observan dentro de los sedimentos pelíticos corresponden a láminas de distinto tipo, las cuales pueden haberse originado por procesos sedimentarios similares a los que actúan en los sedimentos arenosos (O'Brien, 1996). Sin embargo, estas estructuras, a diferencia de lo que ocurre en las facies arenosas, quedan generalmente poco preservadas debido a la bioturbación que oblitera su registro. El perfil descrito en este trabajo contiene estructuras primarias muy bien preservadas y una particular fauna de trilobites, hecho que le confiere importancia para el análisis y entendimiento de los procesos sedimentarios y paleoecológicos que actuaron sobre este sector del margen del Gondwana en el Cámbrico Tardío.

MARCO GEOLÓGICO

La región de Iruya fue afectada por una tectónica de alta intensidad, que dio lugar a grandes dislocaciones de alcance regional, sobrecorrimientos, movimientos diferenciales y fallas de acomodación (Vilela, 1960). Debido a esto, los depósitos correspondientes a la Formación Santa Rosita afloran en forma de escamas angostas, dislocadas, orientadas de norte a sur e inclinadas preferentemente hacia el oeste (Vilela, 1960). Dicha unidad, representada esencialmente por lutitas, se apoya en forma discordante sobre las cuarcitas del Grupo Mesón (Cámbrico Medio-Cámbrico Superior) y se dispone, en contacto tectónico, por debajo de las areniscas rojizas del Grupo Salta (Cretácico-Terciario).

La sección estudiada se localiza en la quebrada de Los Caballos, sobre el río San Isidro, próximo a su confluencia con el río Iruya, a unos 3 km al noroeste del pueblo de Iruya (Figuras 1, 3.A). La misma corresponde a una secuencia predominantemente pelítica, de aproximadamente 45 m de espesor, con techo y base desconocida, asignable a los Miembros Tilcara y Casa Colorada de la Formación Santa Rosita (Figura 2).

FACIES SEDIMENTARIAS

La sección de la quebrada de los Caballos presenta tramos principalmente fangosos y otros heterolíticos, con niveles arenosos delgados de forma tabular o lenticular. El rasgo sobresaliente de los depósitos fangosos es una marcada laminación, a escala macro y microscópica, representada por la alternancia, a veces rítmica, de capas compuestas por arcilla y limo, con pequeñas cantidades de arena muy fina.

Dentro de la secuencia se han reconocido cinco facies sedimentarias (Figura 2; Cuadro 1) sobre la base de las litologías, contactos, geometría, estructuras sedimentarias y contenido fósil de los estratos: fangolitas masivas (Facies A); lutitas finamente laminadas (Facies B); areniscas y fangolitas rítmicamente laminadas (Facies C); areniscas muy finas con estratificación entrecruzada

de bajo ángulo (Facies D) y areniscas finas con estratificación entrecruzada “hummocky” (Facies E) (Esteban y Tortello, 2008).

Facies A: Fangolitas masivas.— Esta facies está representada por fangolitas gris oscuras a negras, sin estructura interna (Figuras 2, 3.C, 5.A, B, 6.A, B). En afloramiento desarrollan una marcada fisilidad, que le confiere partición laminar. Generalmente se encuentran asociadas a las pelitas laminadas en el tramo medio a superior del perfil. Texturalmente son arcillo-limosas. Dentro de la fracción arcilla (60-70% de la roca) el mineral cuantitativamente mayoritario es la illita. De acuerdo al análisis de difractogramas le siguen caolinita, cuarzo, muscovita, feldspato. Microscópicamente, se observa que los minerales planares (arcillas y micas) presentan una orientación preferencial, paralela a la estratificación, dando lugar al desarrollo de una fábrica compactada característica. El cuarzo es predominantemente tamaño limo medio, aunque también pueden observarse granos limo grueso y fino. Es fundamentalmente monocristalino debido al tamaño del grano y subanguloso. También se han observado pequeños granos de minerales opacos (sulfuros), mayormente redondeados a subredondeados, tamaño limo fino (10 μ m) que por sectores se vuelven muy abundantes. En algunos casos los granos oscuros se encuentran aglutinados. Pequeñas láminas negras de materia orgánica, de 0,05 a 0,2 mm de longitud, dispuestas paralelamente a la superficie de estratificación han sido halladas en esta facies.

Una asociación de trilobites correspondiente a la Biozona de *Parabolina frequens argentina* ha sido hallada entre las fangolitas masivas. La misma está compuesta por restos articulados y bien preservados de trilobites coleccionados en tres niveles dentro de la secuencia, ubicados a 33, 35,5 y 36,5 m de la base del perfil (Figuras 2, 3.B, 8-11).

La Facies A representa la sedimentación de “background” por decantación de material fino en suspensión. Esta facies corresponde a la depositación de fango en un am-

biente tranquilo y ante la ausencia de olas y corrientes. El color oscuro de estos sedimentos y la ausencia de bioturbación, sugieren condiciones de baja oxigenación en el fondo marino durante el momento de su deposición. Esta condición ambiental es apoyada por la megafauna de trilobites, dado que se

ha comprobado que las comunidades de agnóstidos-olénidos, como las aquí presentes, estaban especialmente adaptadas a vivir en ambientes pobres en oxígeno (Tortello y Esteban, 2003). De acuerdo a los modelos clásicos que reconstruyen el paleoambiente de estratos depositados en ambientes marinos

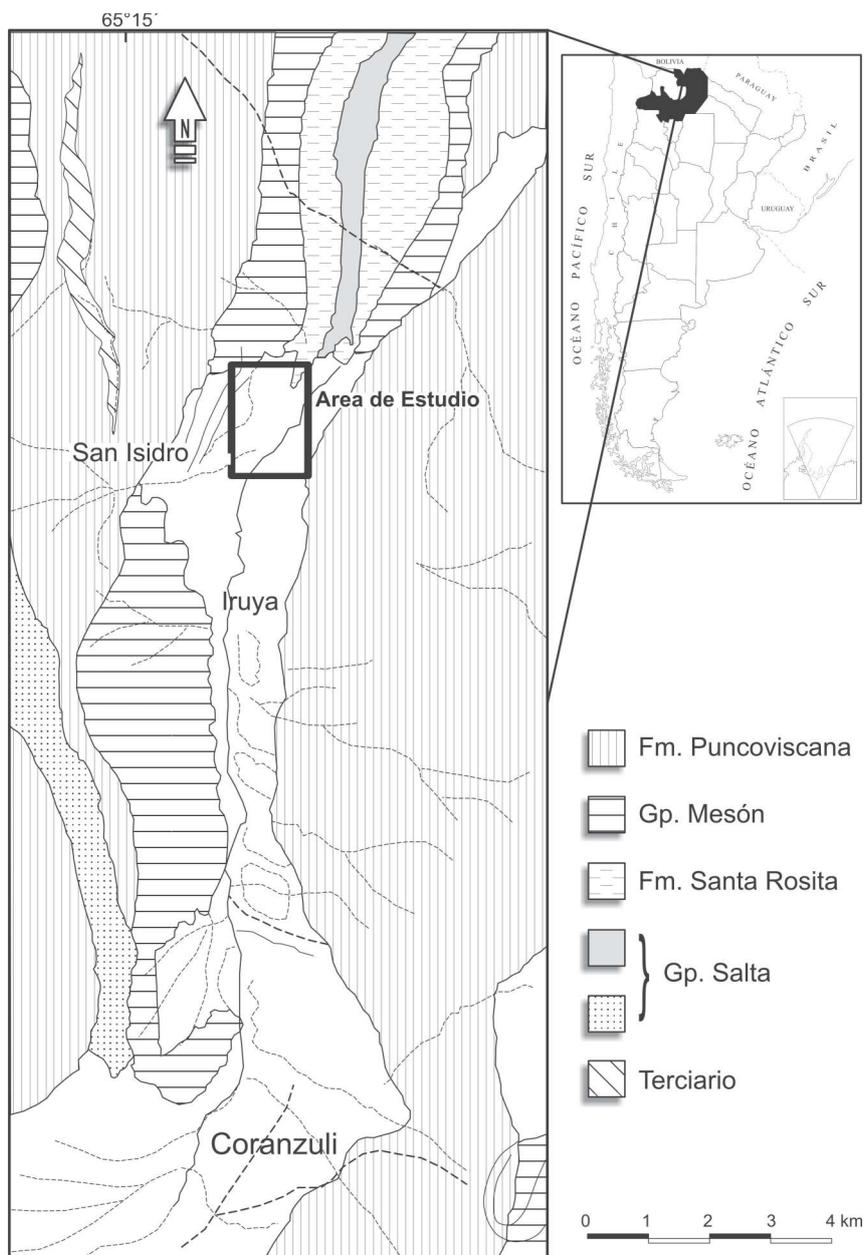


Figura 1. Mapa geológico de la región de Iruya (provincia de Salta) mostrando la ubicación del área de estudio.

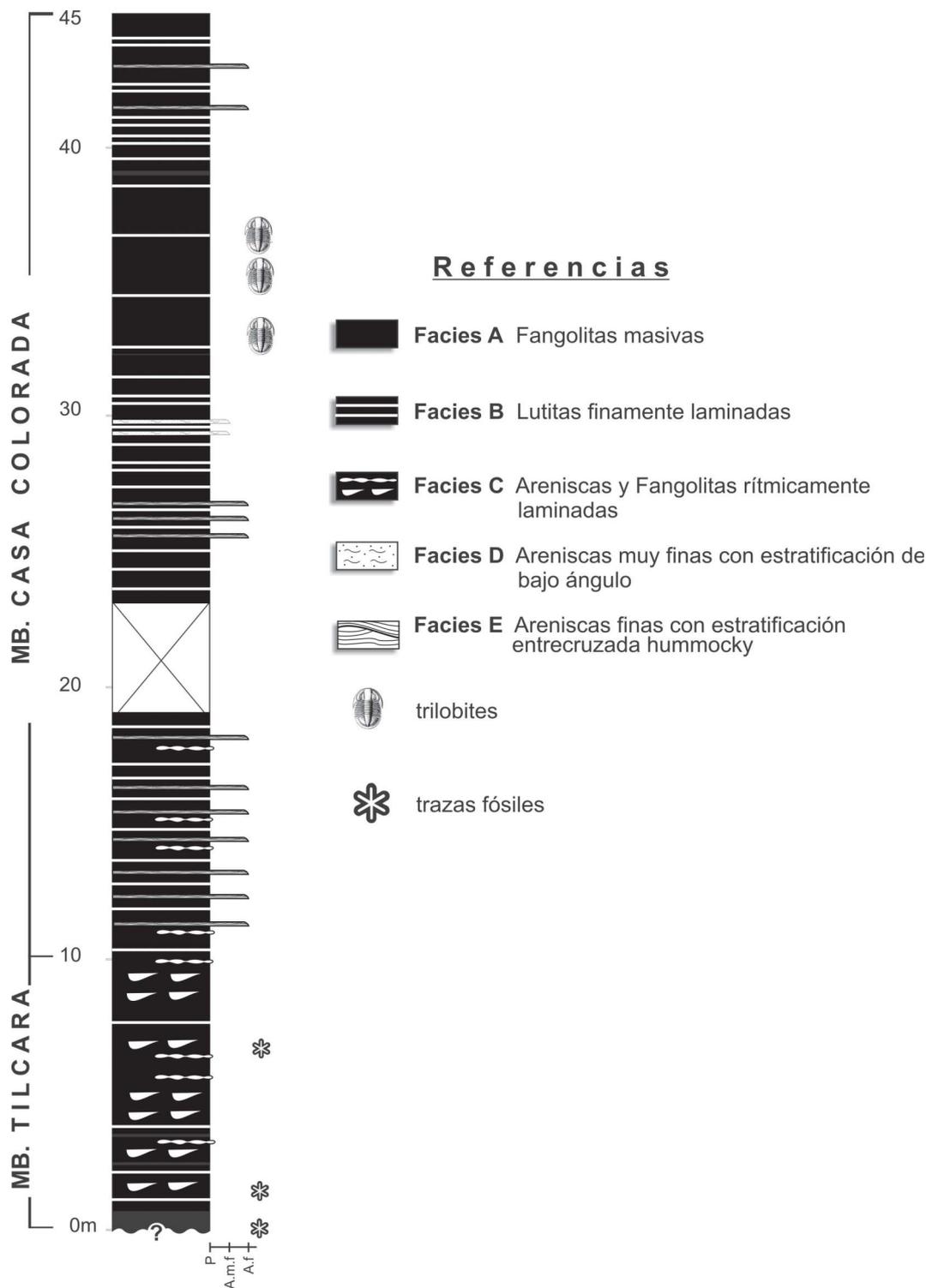


Figura 2. Columna estratigráfica de la Formación Santa Rosita en la quebrada de Los Caballos, indicando la distribución de las facies y ubicación de los niveles fosilíferos.

deficientes en oxígeno, la facies A se habría acumulado en un ambiente disaeróbico definido en base al registro de una fauna bentónica de baja diversidad, en ambientes con un contenido de oxígeno variable entre 1.0 a 0.1 ml/l O₂ (Rhoads y Morse, 1971; Byers, 1977; Wignall, 1990).

Facies B: Lutitas finamente laminadas.— Esta facies está constituida por lutitas gris oscuras a negras, con laminación paralela muy fina (Figuras 2, 3.C, 5.A, B, E, 6.A). Se encuentra asociada a las fangolitas masivas de la Facies A y está presente en el tramo medio a superior de la secuencia. La laminación está definida por una alternancia de capas claras y oscuras debida a una variación en el tamaño del grano. Las láminas

son planas, paralelas y generalmente continuas a escala de lámina delgada, aunque en algunos casos puede mostrar una leve discontinuidad. Las láminas oscuras presentan espesores generalmente inferiores a 5 mm y tienen la misma composición que las fangolitas masivas de la facies A. Mineralógicamente están compuestas predominantemente por illita y caolinita, y en manera subordinada por cuarzo y muscovita. En estas láminas, la fracción detrítica está acompañada por material orgánico y agregados, generalmente redondeados de 5 a 10 μm de diámetro, que pueden ser asignados a sulfuros minerales. Las láminas claras son muy delgadas, menor a 1 mm de espesor, aunque microscópicamente se observan espesores inferiores a 0,1 mm. Son continuas a nivel de sección

Facies	Descripción	Proceso depositacional	Ambiente de sedimentación
Fangolitas masivas (A)	Fangolitas gris oscuras a negras masivas, con fisilidad. Frecuentes restos de trilobites	Decantación	"Offshore" inferior
Lutitas finamente laminadas (B)	Cuplas de limolitas y fangolitas	Corrientes de turbidez diluidas limo-fangosas, decantación	"Offshore" inferior
Areniscas y fangolitas rítmicamente laminadas (C)	Cuplas de areniscas y fangolitas laminadas paralelamente y areniscas ripple laminadas. Estratificación lenticular. Tapetes de fango. Laminación convoluta. Trazas fósiles escasas.	Alternancia de episodios tractivos y decantación (ritmitas tidales)	Planicie de marea
Areniscas muy finas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (D)	Areniscas muy finas en bancos tabulares, delgadamente estratificados. Bases netas y techos ondulados. Estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Pantallas de fango.	Acción de Tormentas	"Offshore" superior
Areniscas finas con estratificación entrecruzada hummocky (HCS) (E)	Areniscas finas, en bancos tabulares. Bases netas y topes ondulados. Microhummocky	Acción de olas de tormenta	"Offshore" superior

Cuadro 1. Descripción e interpretación de las facies sedimentarias de los Miembros Tilcara y Casa Colorada (Formación Santa Rosita) en la región de Iruya.

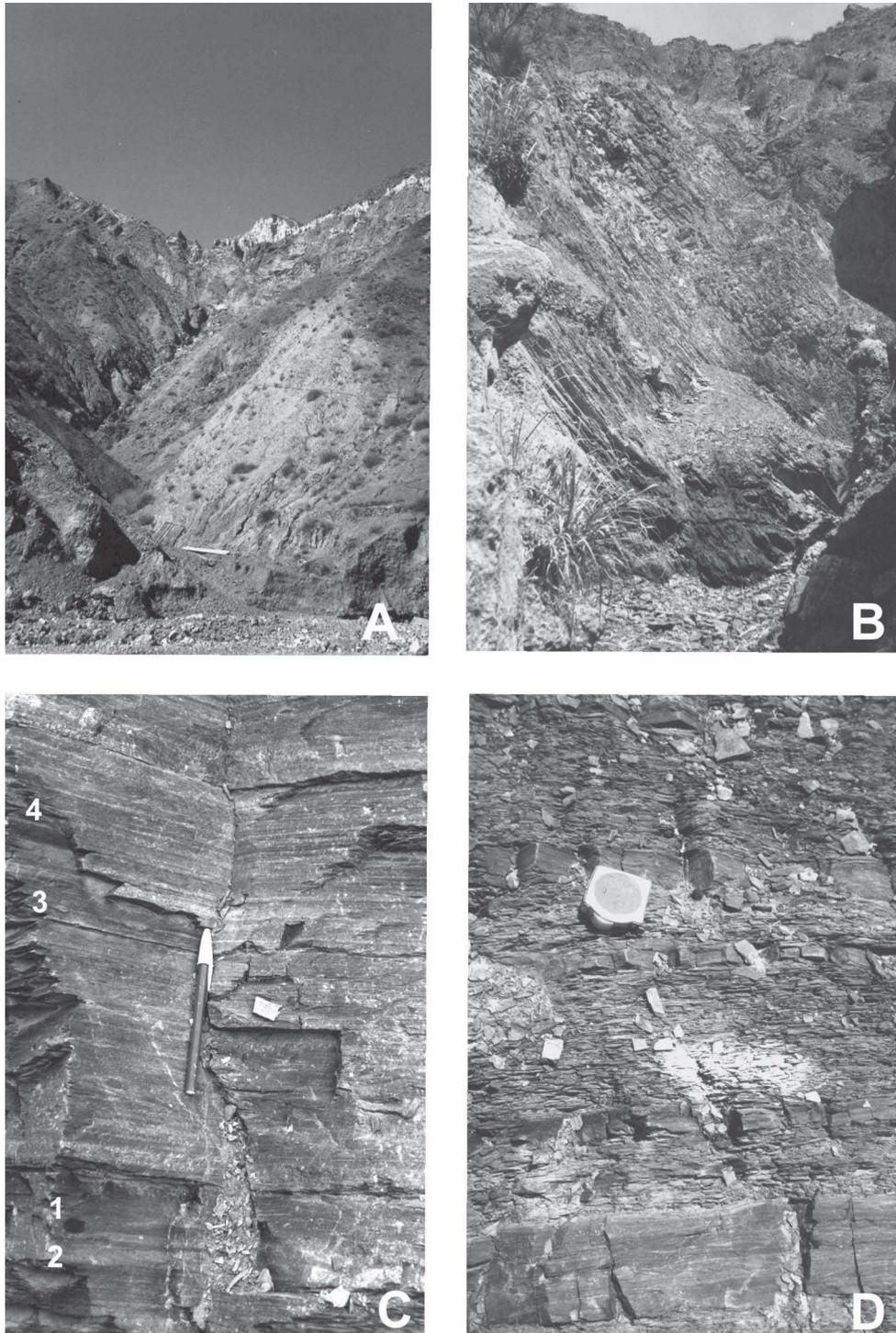


Figura 3. **A**, Vista general de la quebrada de Los Caballos; **B**, Vista del tramo superior de la secuencia donde se encuentran los niveles con trilobites; **C**, Tramo pelítico en la parte superior del perfil correspondiente a la zona de "offshore" inferior; **D**, Niveles arenosos con pelitas intercaladas correspondientes a la zona de "offshore" superior.

delgada y presentan contactos netos y planos. Están compuestas mayormente por cuarzo y en menor proporción por feldespato, muscovita y biotita. La materia orgánica y los agregados opacos son escasos en estas láminas. El tamaño del grano, en las láminas claras, es predominantemente limo fino con escasa participación de limo medio.

La presencia en la Facies B de láminas muy finas, recuerdan la típica laminación de *black shale* de acuerdo a la definición de Spears (1980). Las capas oscuras, correspondientes a la fracción más fina, representan la sedimentación normal de la cuenca, mientras que las láminas claras, ricas en cuarzo, podrían representar aportes esporádicos de material más grueso (fracción limo) al área de depositación. Las bases planas, sin muestras de erosión, y la ausencia de granoclasificación en las capas limosas, permiten sugerir para las mismas una génesis posiblemente relacionada a nubes turbias que se desplazan en suspensión a una cierta profundidad en la columna de agua. Este mecanismo de transporte de material limoso fue propuesto por O'Brien (1989) para explicar la fina laminación presente en las *black shales* devónicas de los Apalaches. De acuerdo a dicho autor, las láminas limosas observadas en estos depósitos se formaron por decantación de material transportado por flujos de baja densidad ("detached turbid layer") que entran esporádicamente en la cuenca y fluyen sobre la picnóclina.

Facies C: Areniscas y fangolitas rítmicamente laminadas.— La Facies C consiste en fangolitas gris claras, de pocos centímetros de espesor, con laminación (Figuras 2, 3.C, 4.A, 5.C, D, F, 6.C) y capas de areniscas limosas de grano fino a muy fino. Las capas de fangolita son comúnmente ricas en limo, aunque los intervalos ricos en arcilla ocurren localmente. Dos subfacies principales pueden ser reconocidas: cuplas de areniscas y fangolitas con laminación paralela y areniscas y fangolitas ripple-laminadas. La laminación puede ser continua o discontinua, pero siempre con espesores variables inferiores a 10 mm (Figura 6.C). Las láminas are-

nosas son las de mayor espesor y muestran localmente un adelgazamiento bien marcado. Donde las capas delgadas de areniscas no tienen continuidad lateral, ellas forman una estratificación lenticular. Los tapetes de fango ("mud drapes") son comunes dentro de las capas con laminación cruzada de ripples. La carga de arena dentro de la fangolita infrayacente es localmente intensa y produce rasgos de deformación del sedimento blando tales como la laminación convoluta (Figura 5.F). Las trazas fósiles son relativamente raras en esta facies. Hacia el tramo inferior del perfil, la Facies C es portadora de una escasa icnofauna distribuida en dos niveles ubicados dentro de los 7 m inferiores (Figuras 2, 4.C, D), consistente en trazas de locomoción de artrópodos asignadas a los icnogéneros *Diplichnites*, *Asaphoidichnus?* y *Allocotichnus* (Aceñolaza *et al.*, 2001).

A nivel microscópico, la Facies C está constituida principalmente por limo grueso y arena muy fina a fina. Mineralógicamente predomina el cuarzo, con muscovita, arcillas y opacos subordinados. La biotita ha sido observada en muy pocas cantidades. Los minerales laminares muestran una orientación paralela a la estratificación y los opacos se disponen constituyendo agregados minerales o pequeños granos individuales redondeados a subredondeados. Los minerales de arcillas corresponden principalmente a illita, aunque cierto grado de cloritización puede ser observada en la muestra. Las láminas oscuras están formadas por arcillas minerales y materia orgánica indeterminada, aunque también se identifican escasos granos pequeños de cuarzo, muscovita y opacos. Las mismas tapizan las láminas claras limosas y en ocasiones son discontinuas o presentan una bioturbación a nivel microscópico. La materia orgánica, de color negro, no traslúcida, se dispone en finas laminillas de micrómetros de espesor, generalmente discontinuas (hasta 2 mm de largo).

El análisis de esta facies indica un origen depositacional ligado fundamentalmente a procesos de decantación pelítica pura, alternante con procesos de tracción suave en un ambiente de condiciones energéticas, en ge-

neral restringidas. La ritmicidad entre capas de areniscas y fangolitas y la presencia de tapetes de fango sugieren influencia tidal durante la depositación. La Facies D es interpretada aquí como una ritmita tidal. Estos tipos de depósitos representan la sedimentación en planos intertidales como los reconocidos por Buatois y Mángano (2003) para la zona media del “estuario Tilcara”.

La icnofauna presente en la Facies C, caracterizada por su baja diversidad y abundancia, podría estar indicando medios escasamente oxigenados que impidieron un desarrollo más importante de la icnofauna, situación que se ve refrendada por la ausencia del registro de trazas verticales, comúnmente asociadas a organismos suspensívoros.

Facies D: Areniscas muy finas con estratificación cruzada de bajo ángulo.— Esta facies está representada por areniscas muy finas dispuestas en bancos tabulares, delgadamen-

te estratificados, con un espesor inferior a 10 cm (Figuras 2, 3.D, 7.C, D). Presentan bases netas y techos ondulosos. Internamente los bancos arenosos presentan laminación entrecruzada tabular a cóncava débilmente marcada, en donde se puede observar que las láminas entrecruzadas se disponen constituyendo sets y cosets. Los sets tienen un espesor de aproximadamente 1 cm y muestran superficies onduladas que recuerdan una morfología “hummocky”. Los cosets se encuentran separados por láminas fangosas oscuras continuas, de 1 a 3 mm de espesor, que han adquirido la forma ondulante de los niveles arenosos. Las superficies de reactivación (plano de interrupción del set) a veces están cubiertas por una capa arcillosa muy delgada, inferior a 1 mm. Microscópicamente se ha podido observar que corresponde a una arenisca muy fina, pobremente seleccionada texturalmente, constituida por cuarzo con feldespatos subordinado. Las bandas pelí-

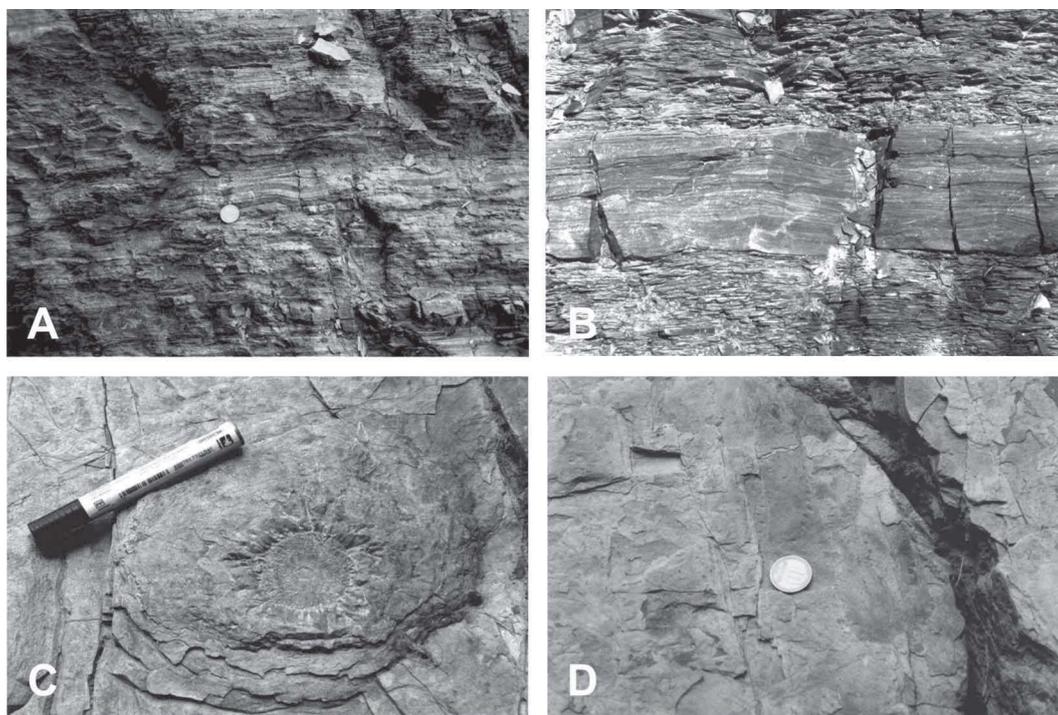


Figura 4. **A**, Niveles lenticulares de areniscas intercalados entre fangolitas; **B**, banco arenoso con base y techo suavemente ondulado y estratificación entrecruzada “hummocky” de bajo ángulo; **C**, Taza indeterminada sobre un plano de estratificación de la Facies C; **D**, Taza de locomoción correspondiente a *Diplichnites* sp.

ficas, de coloración más oscura, están formadas principalmente por caolinita y sericita, con presencia de delgadas laminillas de muscovita y biotita (de tamaño principalmente limo). Minerales opacos de pequeño

tamaño se disponen constituyendo delgadas láminas del “foreset” (Figuras 7.C, D).

Estas facies de areniscas muy finas tabulares interestratificadas con sedimentos pelíticos, reflejan un ambiente marino fangoso

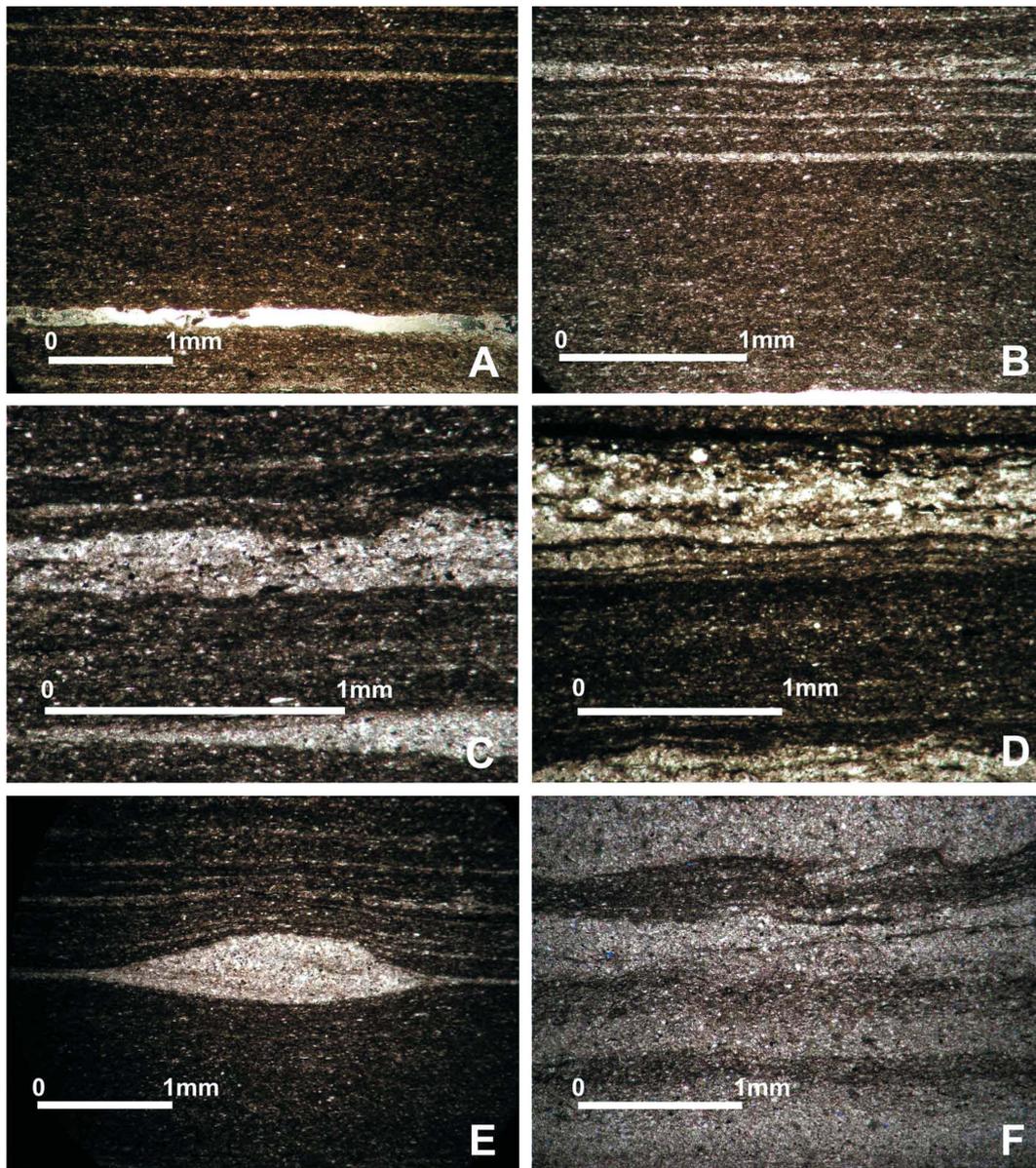


Figura 5. Fotografías de secciones delgadas de las facies pelíticas. **A** y **B**, Fangolita masiva (Facies A) que pasan hacia arriba a las lutitas finamente laminadas; **C** y **D**, Alternancia de pelitas y areniscas mostrando las estructuras de origen tidal (Facies C); **E**, Lente de limolita de grano grueso en fangolitas oscuras; **F**, Laminación convoluta. Nótese la presencia de la laminación paralela, no contorneada en la parte inferior de la fotografía, que se vuelve contorneada hacia arriba.

en el cual se producía una depositación periódica de capas de tormenta. Durante la depositación de la Facies D, el fondo del mar estuvo afectado por procesos de tracción y de decantación. Las corrientes que transportaron la arena crearon estructuras traccionales por migración de "ripples" (óndulas) las cuales fueron cubiertas en parte por arcilla. La granulometría dominante y las estructuras indican, en general, depositación por tracción en condiciones de bajo régimen de flujo alternantes con condiciones de muy baja energía durante las cuales decantaron los recubrimientos pelíticos. Los "drapes" de arcilla corresponden a depositación desde suspensión en el tiempo que media entre dos

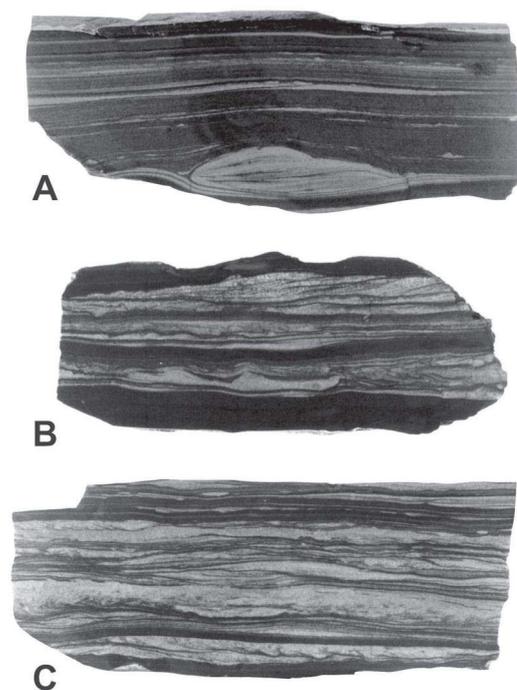


Figura 6. Sección vertical pulida en tamaño natural de las facies de planicies intertidales. **A,** Lente claro de arenisca con laminación entrecruzada en fangolitas masivas oscuras; **B,** Láminas arenosas con laminación entrecruzada (parte superior del pulido) y laminación entrecruzada de "ripples" entre capas de fangolitas masivas. Nótese los "drapes" de arcilla en las láminas del "forset" y en los senos de los "ripples"; **C,** Láminas onduladas y lenticulares en las ritmitas tidales.

avalanchas sucesivas, mientras que las láminas continuas de arcilla que separan los sets indican una acumulación en períodos de buen tiempo o intertormentas.

Facies E: Areniscas finas con estratificación entrecruzada hummocky.— Esta facies consiste en areniscas de grano fino a muy fino, coherentes, con estratificación delgada (3 a 10 cm de espesor) (Figuras 2, 4.D, 7.A, B). Presentan bases netas, planas y a veces onduladas. El techo muestra una ligera ondulación. Internamente presentan laminación entrecruzada "microhummocky" de bajo ángulo, con láminas de fango que cubren y separan los distintos sets. Microscópicamente se ha podido observar que el corte corresponde a una arenisca fina, pobremente seleccionada texturalmente. El entramado está constituido por cuarzo con feldespato subordinado. La matriz está formada principalmente por cuarzo, con feldespato potásico y hornblenda subordinado, y el cemento es argiláceo. En el corte se aprecian bandas de coloración más oscura, que separan las capas arenosas, y que contienen principalmente caolinita y sericita, con presencia de granos tamaño limo de cuarzo y delgadas laminitas de muscovita y biotita. Escasos opacos como agregados se han podido observar en el corte.

Niveles de arena fina, delgadamente estratificados y de geometría tabular como los aquí descritos han sido registrados en la literatura geológica como tempestitas distales (Brenchley *et al.*, 1986, 1993). Con una progresiva distalidad, los bancos arenosos tienden a volverse más delgados, sin gradamiento ni laminación paralela y separados por paquetes más potentes de sedimentos de grano fino (limo-arcilla). De acuerdo a Brenchley *et al.* (1979), las facies distales de tormenta se caracterizan por presentar internamente laminación entrecruzada a pequeña escala o unidades fango/limo finamente laminados. Este tipo de depósito ha sido hallado dentro de la plataforma pero en una posición más alejada de la costa, donde los flujos unidireccionales juegan un rol principal con respecto a la componente oscilatoria

(Brenchley *et al.*, 1993). La alternancia del material fino (arcilla) y material más grueso (arena muy fina) en las láminas entrecruzadas, indica una fluctuación en el aporte del sedimento y en la fuerza del flujo.

PALEOAMBIENTE

La presencia de estructuras combinadas de oleaje y marea, preservadas tanto en los depósitos de la fracción fina como en las capas arenosas intercaladas (Facies C a E), permite inferir que la sedimentación tuvo lugar en ambientes marinos mayormente someros. Las facies identificadas en la secuencia determinan en conjunto un ambiente restringido estuarino dominado por mareas para la parte inferior y un ambiente marino abierto bajo la influencia de las olas para el tramo medio a superior (Figura 2). Litoes-

tratigráficamente, el cambio entre ambos ambientes es coincidente con el contacto entre los Miembros Tilcara y Casa Colorada y fue mencionado con anterioridad por Buatois y Mángano (2003) en la región de la quebrada de Humahuaca. Una serie de ciclos transgresivos-regresivos fueron registrados en los estratos marinos someros del NW argentino durante el Paleozoico temprano (Moya 1998, 1999). El primer ciclo transgresivo, que comenzó con el establecimiento de un sistema de estuario, culminó con la deposición de las fangolitas del "offshore" inferior y de la plataforma que estarían representando el intervalo de máxima inundación (Buatois y Mángano, 2003).

Los niveles arenosos con estratificación entrecruzada "hummocky" (Facies E) indican deposición por encima del nivel de base de olas de tormenta. Esto es confirmado tam-

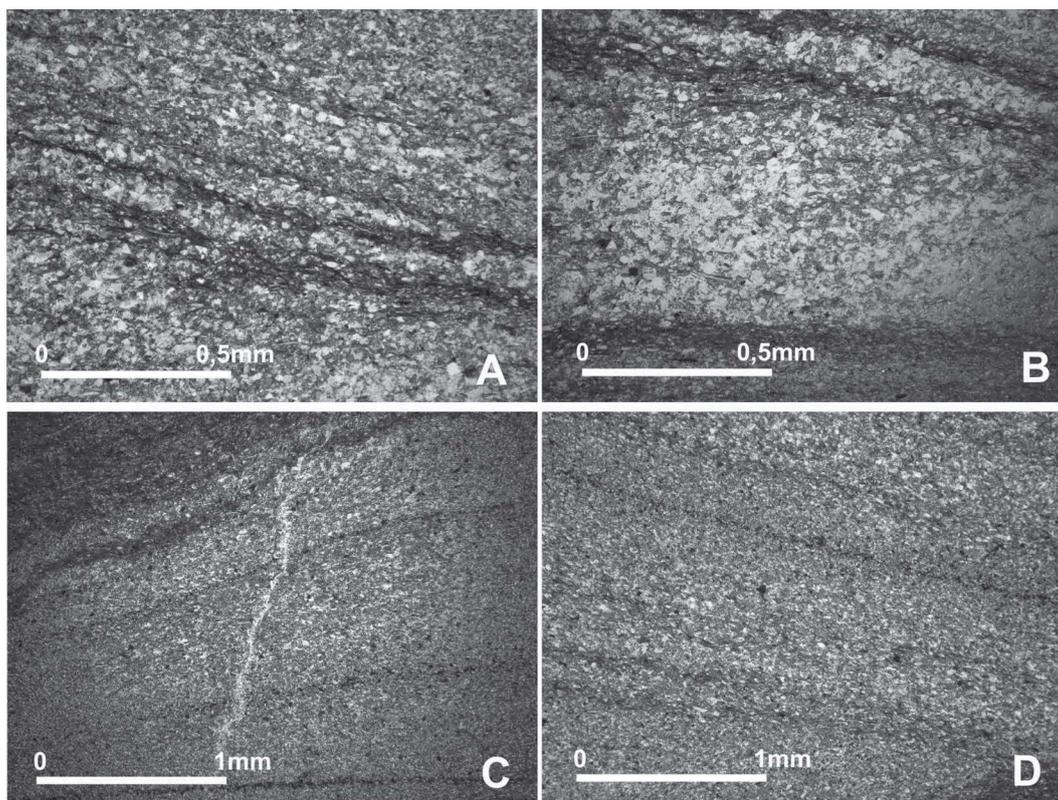


Figura 7. Fotografías de secciones delgadas de las facies arenosas. **A** y **B**, Areniscas de grano fino mostrando la estructura interna de las capas; **C** y **D**, Areniscas de grano muy fino con laminación entrecruzada. Nótese la disposición de los minerales opacos formando delgadas láminas del "forset".

bién por algunas de las facies pelíticas descritas para la parte media y superior del perfil estudiado (Facies B). Capas de arcilla y limo de las Kimmeridge Clay del Jurásico de Inglaterra han sido interpretadas como depósitos distales de tormenta (Aigner, 1980). Asimismo, catorce tipos diferentes de láminas, de menos de 10 mm de espesor, mayormente gradadas, han sido descritas en una asociación de plataforma de la Formación Fjerritslev del Jurásico inferior de Dinamarca e interpretadas como capas de tormenta de grano fino (Pedersen, 1985).

A diferencia de la mayoría de los depósitos marinos someros en los cuales la fábrica primaria está prácticamente obliterada por la bioturbación, los depósitos aquí estudiados muestran estructuras físicas bien preservadas especialmente dentro de las facies pelíticas (Facies B y C), en donde se pueden observar distintos tipos de láminas tanto a simple vista como a escala micrométrica. El registro de láminas limosas en fangolitas ha sido usado generalmente como indicador de condiciones anóxicas ante la ausencia de bioturbación (Byers, 1977). Sin embargo, observaciones realizadas por Kuehl *et al.* (1988) en los depósitos del Delta del Amazonas demuestran que dichas láminas también pueden ser preservadas cuando existe una buena oxigenación acompañada de una relación tasa de bioturbación/sedimentación más bien baja. La laminación de los depósitos terrígenos de grano fino ha sido mayormente estudiada en facies de "black shale", en donde las láminas son muy delgadas, con menos de 1 mm de espesor y están determinadas por una variación en la composición antes que por diferencias en el tamaño del grano. Esta variación composicional muestra una alternancia más o menos regular y la razón de acumulación de cada lámina es excesivamente lenta (Wignall, 1994). Si bien en la sección de la quebrada de Los Caballos se han podido observar láminas limosas con espesores similares a los descritos para las facies de "black shale" (Facies B: Lutitas finamente laminadas), normalmente las mismas tienen espesores mayores a 1 mm (Facies C y D) y muestran cambios texturales

más que composicionales alternando irregularmente. Otra diferencia importante es la presencia de estructuras de corrientes en el perfil estudiado (Facies B y C). Esto indica una mayor energía del medio con respecto a los ambientes de "black shale", tal como lo evidencia también la textura dominante dentro de las facies pelíticas de la secuencia, la cual corresponde normalmente a un tamaño de grano limo medio a grueso con pequeñas cantidades de la fracción arena muy fina y fina.

Factores ambientales tales como energía y oxigenación, son dos parámetros importantes dentro de las plataformas de tipo fangosas ya que ellos controlan el grado de preservación de las estructuras sedimentarias en las mismas. Normalmente, la presencia de laminación en este tipo de plataformas tiene lugar en casos excepcionales, como ocurre ante la presencia de muy bajos contenidos de oxígeno en el fondo marino que inhibe la actividad biológica (Pedersen, 1985). Se ha indicado que cuando el porcentaje de oxígeno en la interfase sedimento-agua es inferior a 0.2 ml O₂/l, los organismos bentónicos están ausentes (Wetzel, 1991). Si bien es poco probable el registro de bajos niveles de oxígeno en un ambiente influenciado por corrientes y olas, un medio aeróbico no implica necesariamente un sustrato bien oxigenado, ya que el porcentaje de oxígeno disuelto en los poros del sedimento está condicionado por la composición litológica y la tasa de bioturbación (Wetzel y Uchmann, 1998). La ausencia casi total de bioturbación en la quebrada de Los Caballos puede adjudicarse tanto a una falta de oxígeno en el sustrato (Facies A y B) como a una alta tasa de sedimentación (Facies C y E), lo que explica la inexistencia de infauna a lo largo de la columna. El desarrollo de condiciones de poca energía, baja tasa de sedimentación y escaso oxígeno en ciertos sectores del perfil, favoreció el desarrollo de una particular fauna de trilobites epifaunales (e.g., *Parabolinella*, *Plicatolina*) especialmente adaptados a vivir en tales condiciones (Facies A).

BIOESTRATIGRAFÍA

La asociación de trilobites del tramo superior del perfil está constituida en su totalidad por agnóstidos y olénidos, los cuales son componentes habituales de las faunas del Cámbrico Superior -Ordovícico Inferior de ambientes de plataforma de la "Provincia Báltica" (altas latitudes). El olénido *Parabolina frequens argentina* (Kayser) domina ampliamente la asociación, hecho que permite asignar la sección a la biozona homónima (Cámbrico Tardío alto) (e.g., Harrington y Leanza, 1957; Benedetto, 1977; Aceñolaza, 1983; Tortello y Esteban, 2003, 2007; Esteban y Tortello, 2007, y referencias citadas allí).

Entre los componentes minoritarios de la fauna estudiada, el registro de *Lotagnostus* (*Semagnostus*) posee interesantes implicaciones bioestratigráficas. *Lotagnostus* Whitehouse es un género cosmopolita que incluye varias especies guía del Cámbrico Tardío. Los subgéneros *L.* (*Lotagnostus*), *L.* (*Eolotagnostus*) y *L.* (*Distagnostus*) están acotados, precisamente, a la parte superior del sistema Cámbrico (Shergold *et al.*, 1990), mientras que *L.* (*Semagnostus*) Nielsen se encuentra tanto en el Cámbrico tardío alto de la Cordillera Oriental argentina (Biozona de *Parabolina frequens argentina*) y el sudeste de China, como en el Tremadociano basal de esta última región (Harrington y Leanza, 1957; Lu y Lin, 1983, 1984; Nielsen, 1997). Entre estos últimos registros se destaca el de *Lotagnostus* (*S.*) *orientalis* para la parte superior de la Biozona de *Hysterolenus* de la región de Zhejiang (SE China), apenas unos metros por encima del límite Cámbrico-Ordovícico (Lu y Lin, 1983, 1984).

Por su parte, debe remarcarse que *Micragnostus vilonii* Harrington y Leanza y *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza constituyen especies características de la Biozona de *Parabolina frequens argentina* (Cámbrico Tardío alto) en diversas localidades de la Cordillera Oriental (Harrington y Leanza, 1957; Tortello, 2003; Tortello y Esteban, 2003; Esteban y Tortello, 2007) y la sierra de Famatina (Tortello y Esteban, 1999, 2007), que

suelen encontrarse asociadas a *Parabolina frequens argentina*.

Finalmente, otros taxones proveen información menos precisa sobre la edad de la sección de la quebrada de Los Caballos. *Angelina hyeronimi* está bien representada en el Cámbrico Tardío alto del noroeste argentino (véase Harrington y Leanza, 1957; Pribyl y Vanek, 1980; Tortello y Esteban, 2003; Esteban y Tortello, 2007) y México (Robison y Pantoja-Alor, 1968; Landing *et al.*, 2007), pero también se ha documentado en niveles del Ordovícico basal de Jujuy, asociado al trilobite *Jujuyaspis keideli* Kobayashi (Harrington y Leanza, 1957), y en el ?Ordovícico inferior de Canadá (Pratt, 1988). De manera similar, *Trilobagnostus* es un género de amplia distribución geográfica que ha sido descrito en el Cámbrico cuspidal - Tremadociano temprano (e.g., Shergold *et al.*, 1990; Nielsen, 1997), incluyendo algunas localidades de Jujuy y Salta (véase Tortello, 2003).

PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

El material se encuentra depositado en la Colección Paleoinvertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán (PIL), Argentina.

Orden AGNOSTIDA Salter, 1864
 Familia AGNOSTIDAE M'Coy, 1849
 Subfamilia AGNOSTINAE M'Coy, 1849
 Género *Lotagnostus* Whitehouse, 1936
 Subgénero *Lotagnostus* (*Semagnostus*)
 Nielsen, 1997

Especie tipo.— *Pseudoperonopsis zuninoi* Harrington y Leanza, 1957, por designación original.

Lotagnostus (*Semagnostus*) cf. *zuninoi*
 (Harrington y Leanza)
 Figuras 8.D, G, I, M

Material.— Cuatro céfalos y dos pigidios (PIL 15004-15006, 15069).

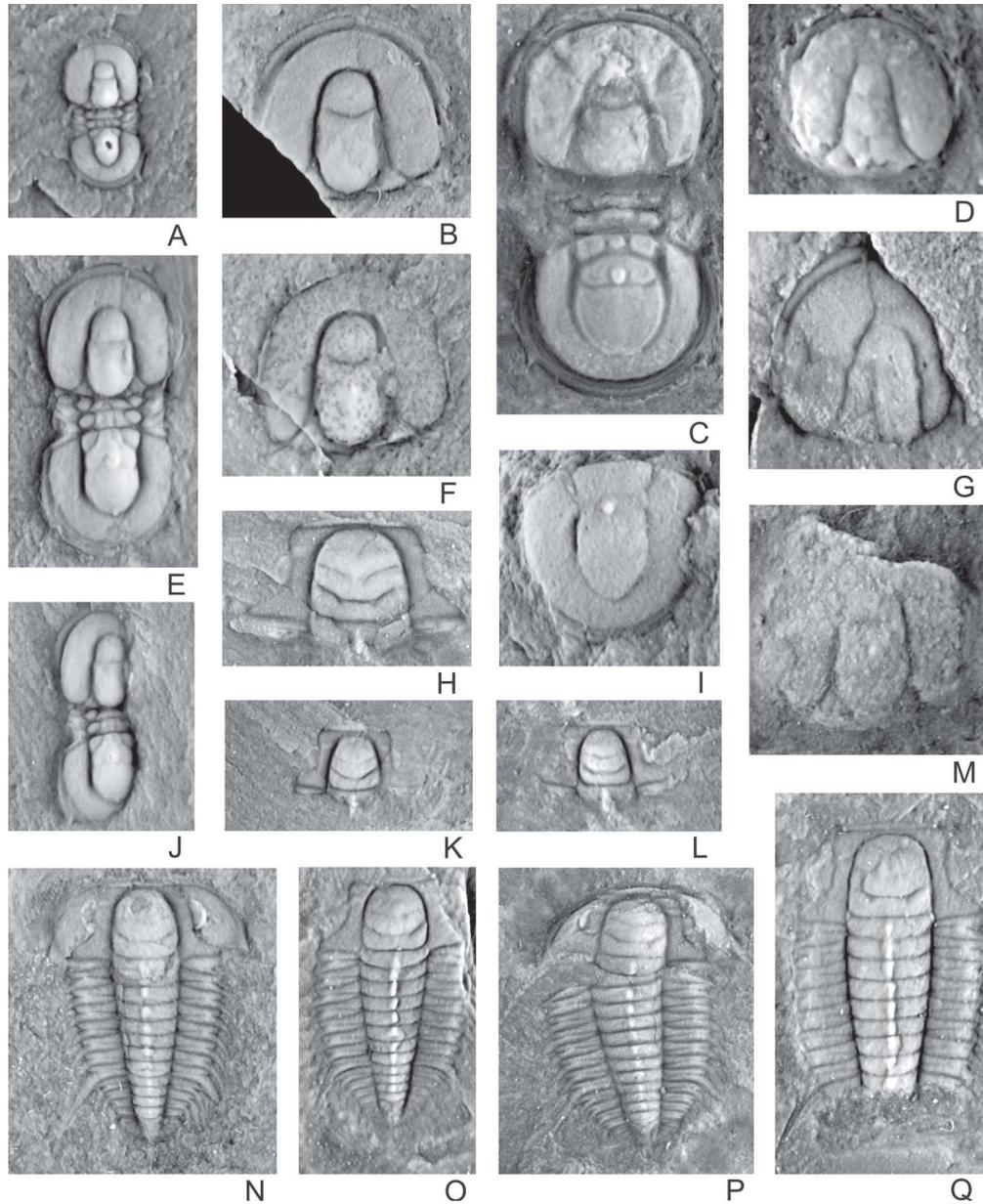


Figura 8. Trilobites de la Formación Santa Rosita en la quebrada de Los Caballos. **A, B, E, F, J, *Micragnostus cf. vilonii*** Harrington y Leanza; **A**, ejemplar completo, holáspido temprano, molde de látex, PIL 15639, x11; **B**, céfalo, PIL 15002, x8,6; **E**, ejemplar completo, PIL 15019, x10,5; **F**, céfalo, PIL 15004, x10; **J**, ejemplar completo, molde de látex, PIL 15001, x7,7. **C, *Trilobagnostus* sp.**, ejemplar completo, PIL 14999, x9,3. **D, G, I, M, *Lotagnostus (Semagnostus)* sp.**; **D**, céfalo, PIL 15004, x9,6; **G**, céfalo, molde de látex, PIL 15004, x9,3; **I**, pigidio, molde de látex, PIL 15005, x8,8; **M**, céfalo, PIL 15069, x9,3. **H, K, L, N-Q, *Parabolina (Neoparabolina) frequens argentina*** (Kayser); **H**, cranidio juvenil, PIL 15672, x9,5; **K**, cranidio juvenil, PIL 15678, x7,8; **L**, cranidio juvenil, PIL 15655, x8; **N**, ejemplar completo, holáspido temprano, PIL 15677, x7,6; **O**, escudo axial, holáspido temprano, PIL 15046, x8,4; **P**, ejemplar completo, holáspido temprano, molde de látex, PIL 15645, x6,5; **Q**, cranidio-tórax (incompleto), PIL 15675, x8.

Observaciones.— El material posee el exoesqueleto parcialmente liso (“effaced”), aunque los contornos de la glabela y el pigaxis están claramente delineados. La glabela ocupa unos dos tercios de la longitud cefálica (sag.), está enangostada suavemente hacia adelante y posee un lóbulo anterior de contorno subpentagonal, un F3 muy somero de disposición transversa, y un nodo axial delicado dispuesto próximo al centro glabellar. El pigaxis es muy largo (sag.), enangostado (tr.) al nivel de M2, provisto de F1 y F2 lisos, un nodo axial circular (el cual es pequeño aunque bien visible), un M3 que ocupa más de la mitad de la longitud (sag.) pigaxial, y un margen posterior punteagudo. Los bordes del exoesqueleto son delgados, desprovistos de espinas. Este conjunto de caracteres define a *Lotagnostus* (*Semagnostus*) Nielsen (1997). Las especies de este subgénero constituyen un grupo muy homogéneo (Zhou, 1987) conformado por *L. (S.) zuninoi* (Harrington y Leanza, 1957), del Cámbrico Tardío alto del noroeste de Argentina, *L. (S.) orientalis* (Lu y Lin, 1983) y *L. (S.) oblongus* (Lu y Lin, 1984), del Ordovícico basal de China, y “*L. (Trilobagnostus) lanceolatus*” Ju, del Cámbrico Tardío de China (véase Nielsen, 1997).

El material estudiado muestra mayores similitudes con la especie tipo *L. (S.) zuninoi* (Harrington y Leanza, 1957: figs. 19, 21.6a-c; Nielsen, 1997: fig. 7a), del Cámbrico Tardío alto (Biozona de *Parabolina frequens argentina*) de las regiones de Santa Victoria, sierra de Cajas y cerro Colorado (Iruya) (Harrington y Leanza, 1957; Aceñolaza, 1968). Aunque el material de *L. (S.) zuninoi* ilustrado por Harrington y Leanza (1957) muestra un pigaxis menos constricto al nivel de M2, este contraste podría carecer de valor específico. *Lotagnostus* (*Semagnostus*) sp. se diferencia de *L. (S.) orientalis* (Lu y Lin, 1983: lám. 1, figs. 1, 2; Lu y Lin, 1984: lám. 5, figs. 1-8; Zhou, 1987: fig. 11) y *L. (S.) oblongus* (Lu y Lin, 1984: lám. 5, figs. 9-10) porque el primero posee una anteroglabela proporcionalmente más pequeña (Lu y Lin, 1984). De *L. (S.) oblongus* se distingue, además, por tener un contorno menos elongado en sentido sagital.

Género *Trilobagnostus* Harrington, 1938

Especie tipo.— *Agnostus innocens* Clark, 1923, por designación original.

Trilobagnostus sp.

Figura 8.C

Material.— Un ejemplar completo con el céfalo desarticulado del tórax-pigidio (PIL 14999).

Observaciones.— El ejemplar presenta el céfalo y el pigidio de contorno subcircular, con una convexidad marcada. El céfalo posee la glabela enangostada hacia adelante, un F3 transverso suavemente curvado hacia atrás, un nodo axial delicado localizado apenas por detrás del centro glabellar, lóbulos basales pequeños, pleuras lisas y un surco preglabellar suavemente esbozado. A su vez, el pigidio se caracteriza por su pigaxis ancho, largo y fuertemente convexo, con M1 dividido claramente en tres lóbulos, M2 enangostado (tr.) provisto de un tubérculo axial conspicuo, y M3 de buen desarrollo, algo ensanchado transversalmente, con su margen posterior redondeado; los campos pleurales son lisos, enangostados (sag.) por detrás del pigaxis, y el borde pigidial exhibe un par de espinas posterolaterales pequeñas. Sobre la base de las recientes diagnosis de Shergold *et al.* (1990) y Nielsen (1997), el material es asignable a *Trilobagnostus* Harrington.

La especie de este género más difundida en el noroeste argentino es *T. chiushuensis* Kobayashi *sensu* Westrop (1995 y referencias citadas allí). La misma posee una amplia distribución geográfica (China, Norteamérica, Méjico, Argentina) y un rango estratigráfico que abarca el Cámbrico Tardío y el Ordovícico Temprano (ej. Palmer, 1968; Robison y Pantoja-Alor, 1968; Pratt, 1988; Sun, 1989; Ludvigsen *et al.*, 1989; Peng, 1992; Westrop, 1995 y referencias citadas allí; Rao y Tortello, 1998; Tortello *et al.*, 1999; Tortello y Rao, 2000). El ejemplar descrito aquí es similar a *T. chiushuensis*, pero difiere porque presenta la anteroglabela algo más acu-

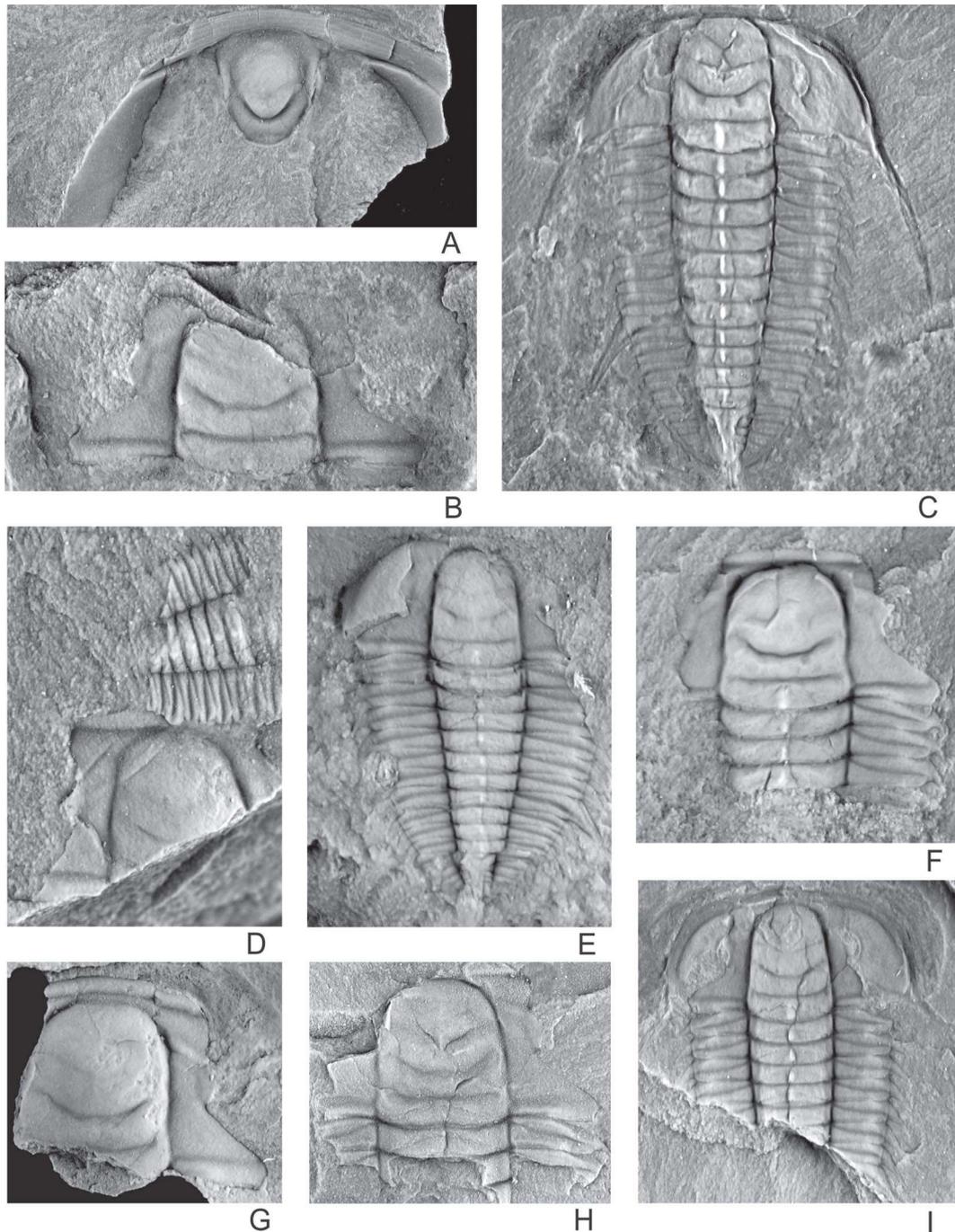


Figura 9. Trilobites de la Formación Santa Rosita en la quebrada de Los Caballos. **A-I**, *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* (Kayser); **A**, librígena e hipostoma, PIL 15053, x3,3; **B**, cranidio fragmentario, PIL 15671, x4,5; **C**, ejemplar completo fuertemente comprimido en sentido dorsoventral, PIL 15008, x5,2; **D**, cranidio y fragmento torácico, PIL 15018, x6,2; **E**, ejemplar completo, molde de látex, PIL 15056, x7; **F**, cranidio y tórax fragmentario, molde de látex, PIL 15656, x5,1; **G**, cranidio, PIL 15067, x3,4; **H**, cranidio y parte anterior del tórax, PIL 15047, x3,3; **I**, céfalo y tórax fragmentario, PIL 15019, x2,2.

minada, el surco pigaxial F1 con su porción central visible, y los tramos laterales de F2 suavemente curvados hacia atrás.

Género *Micragnostus* Howell, 1935

Especie tipo.— *Agnostus calvus* Lake, 1906, por designación original.

Micragnostus cf. *vilonii*
Harrington y Leanza, 1957
Figuras 8.A, B, E, F, J

Material.— Cinco ejemplares completos y 2 céfalos (PIL 15001, 15002, 15004, 15019, 15639, 15642, 15667).

Observaciones.— Los ejemplares están caracterizados por su glabela de contorno subcilíndrico, con un lóbulo anterior conspicuo, y un pigaxis trilobulado de convexidad moderada, con un nodo axial de buen desarrollo y un posteroaxis suavemente expandido transversalmente, con su margen posterior redondeado. El material es muy similar a *Micragnostus vilonii* Harrington y Leanza, del Cámbrico Tardío alto y ?Ordovícico Temprano de la Cordillera Oriental y Famatina (Harrington y Leanza, 1957: fig. 13.7-8; Tortello y Esteban, 1999: figs. 5.E-F; Tortello y Esteban, 2003: figs. 4.E-J; Tortello, 2003: 67; Esteban y Tortello, 2007: 448). No obstante, el primero se diferencia porque presenta una anteroglabela que se enangosta sutilmente hacia adelante inmediatamente por delante del surco transglabellar. Como es común en este género, el surco glabellar F3 exhibe cierta variabilidad, presentándose recto (Figura 8.E) o suavemente curvado hacia atrás (Figura 8.B). Asimismo, el posteroaxis de los ejemplares holáspidos tempranos (Figura 8.A) es más reducido y más angosto que el de los holáspidos tardíos.

Orden PTYCHOPARIIDA Swinnerton, 1915
Suborden OLENINA Burmeister, 1843
Familia OLENIDAE Burmeister, 1843
Subfamilia OLENINAE Burmeister, 1843
Género *Parabolina* Salter, 1849

Subgénero *P.* (*Neoparabolina*) Nikolaisen y Henningsmoen, 1985

Especie tipo.— *Parabolina frequens* (Barrande, 1868), por designación original.

Parabolina (*Neoparabolina*) *frequens*
argentina (Kayser, 1876)
Figuras 8.H, K, L, N-Q; 9.A-I; 10.A-M

1876. *Olenus argentinus* sp. nov. Kayser: 6, lám. 1, figs. 1-3.

1957. *Parabolina argentina* (Kayser). Harrington y Leanza: 81-85, figs. 25, 26.

2008. *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* (Kayser). Tortello y Clarkson: 16-30, figs. 3-11 (véase sinonimia completa).

Material.— 44 ejemplares completos, 13 escudos axiales, 5 céfalo-tórax, 3 céfalos, 67 cranidios, 3 librígenas, 5 hipostomas, 4 tórax, 30 fragmentos torácicos, 16 tórax-pigidios y 8 pigidios (PIL 15004-15006, 15008, 15010, 15013, 15017-15068, 15070-15072, 15637-15640, 15642-15648, 15651-15657, 15659, 15660, 15662-15669, 15671-15684, 15687, 15688).

Observaciones.— Harrington y Leanza (1957) revisaron con detalle este taxón y destacaron su importancia bioestratigráfica. A su vez, Tortello y Clarkson (2008) realizaron un estudio ontogenético y aportaron nuevos datos sobre sus afinidades sistemáticas, la variabilidad intraespecífica, mecanismos de muda y posibles hábitos de vida. Los ejemplares de la quebrada de Los Caballos muestran un amplio rango de tamaños, representando diferentes estadios de la ontogenia (e.g., figura 10.M; véase también Tortello y Clarkson, 2008). Entre los ejemplares más pequeños, se destacan tres cranidios con una espina occipital de buen desarrollo (Figuras 8.H, K, L), carácter que no es apreciable en los holáspidos tardíos. La Figura 9.A exhibe el hipostoma de un espécimen adulto, con sus reducidas alas anteriores y su margen anterior en contacto con el doblez cefálico ventral. Por su parte, otros ejempla-

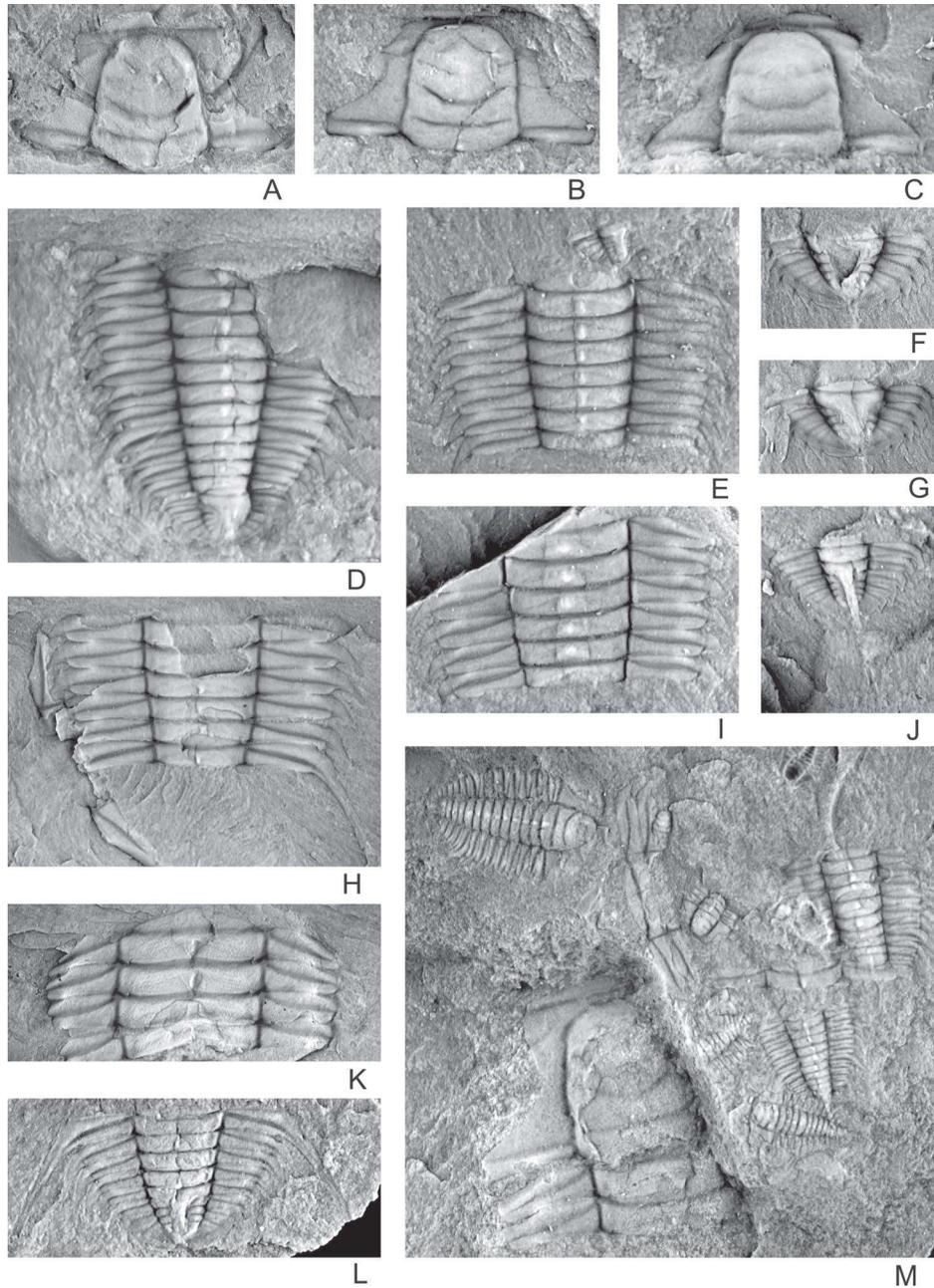


Figura 10. Trilobites de la Formación Santa Rosita en la quebrada de Los Caballos. **A-M**, *Parabolina (Neoparabolina) frequens argentina* (Kayser); **A**, cranidio, PIL 15004, x2,8; **B**, cranidio, molde de látex, PIL 15031, x4,6; **C**, cranidio, molde de látex, PIL 15674, x5,5; **D**, tórax-pigidio, molde de látex, PIL 15673, x7,5; **E**, parte anterior del tórax y un pigidio (desarticulado, arriba, perteneciente a otro ejemplar), PIL 15678, x7,4; **F**, pigidio, PIL 15045, x4,8; **G**, pigidio, molde de látex, PIL 15045, x4; **H**, fragmento torácico, molde de látex, PIL 15654, x4,4; **I**, parte anterior del tórax, PIL 15668, x5,5; **J**, parte posterior del tórax y pigidio, molde de látex, PIL 15656, x6; **K**, fragmento torácico, molde de látex, PIL 15005, x3,2; **L**, porción caudal del tórax y pigidio, PIL 15684, x4; **M**, ejemplares representando diferentes estadios ontogenéticos, molde de látex, PIL 15653, x5.

res muestran caracteres que son típicamente variables en *P. frequens argentina* (véase Harrington y Leanza, 1957; Tortello y Clarkson, 2008), relacionados particularmente con la anchura (sag.) del borde cefálico anterior (e.g., figuras 10.A, B, C) y el campo preglabellar (e.g., figuras 9.E, F, G), el diseño de los surcos glabellares (e.g., figuras 8.L, P; 9.E, F) y el grado de expresión y la forma de los nodos axiales del tórax (e.g., figuras 8.P, Q; 9.C, H; 10.I, H, K).

Género *Angelina* Salter, 1859

Especie tipo.— *Angelina sedgwickii* Salter, 1859 (Vogdes, 1890).

Angelina hyeronimi (Kayser, 1876)
Figuras 11.A, B, F, ?M

1876. *Arionellus hyeronimi* sp. nov. Kayser: 7, lám. 1, fig. 5.

1957. *Angelina hyeronimi* (Kayser). Harrington y Leanza: 99-101, fig. 35,1-11 (véase sinonimia).

1988. *Angelina hyeronimi* (Kayser). Pratt: 1605, fig. 8,I-K (véase sinonimia).

2003. *Angelina hyeronimi* (Kayser). Tortello y Esteban: 340, figs. 6.A-D, ?E, ?F, G (véase sinonimia).

2007. *Angelina hyeronimi* (Kayser). Esteban y Tortello: 449-451, figs. 10.F-K (véase sinonimia).

Material.— Tres ejemplares completos, 1 céfalo, 2 cránidos y 1 céfalo-tórax (PIL 15012, 15015, 15016, 15641, 15649).

Observaciones.— La morfología de los ejemplares examinados coincide con la descripción de *Angelina hyeronimi* (Kayser, 1876). Harrington y Leanza (1957), Robison y Pantoja-Alor (1968) y Pratt (1988) discutieron los caracteres diagnósticos de la especie y ampliaron su lista sinonímica. *Angelina hyeronimi* está muy bien representado en el Cámbrico Tardío alto-Ordovícico basal de la Cordillera Oriental (e.g. véase Harrington y Leanza, 1957; Esteban y Tortello, 2007), así como en el Cámbrico Tardío de Méjico (Ro-

bison y Pantoja-Alor, 1968) y el ?Ordovícico Temprano de Canadá (Pratt, 1988). La especie es particularmente abundante en las formaciones Lampazar y Santa Rosita (parte inferior) y suele estar asociada a *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina*, en diferentes facies (Esteban y Tortello, 2007).

Género *Parabolinella* Brögger, 1882

Especie tipo.— *Parabolinella limitis* Brögger, 1882.

Parabolinella cf. *coelatifrons*
Harrington y Leanza, 1957
Figuras 11.C, D, H, J

Material.— Un cránido aislado y 3 cránidos asociados a los segmentos anteriores del tórax, PIL 15011, 15014, 15636, 15650.

Observaciones.— Los cránidos examinados poseen un campo preglabellar surcado por aristas muy débiles y una glabela subrectangular con un diseño de surcos laterales característico del género *Parabolinella* Brögger. El material muestra una mayor afinidad con *Parabolinella coelatifrons* Harrington y Leanza, taxón de amplia representación en el Cámbrico Tardío alto (Biozona de *Parabolina frequens argentina*) de la Cordillera Oriental argentina (Harrington y Leanza, 1957: figs. 3.a, b, d-f; Tortello y Esteban, 2003: figs. 5.A, B; Esteban y Tortello, 2007: figs. 11.B-D, L). No obstante, los cránidos de Iruya presentan el extremo anterior de la glabela algo más redondeado, razón por la cual se utiliza nomenclatura abierta.

Subfamilia PLICATOLININAE Robison y
Pantoja-Alor, 1968
Género *Plicatolina* Shaw, 1951

Especie tipo.— *Plicatolina kindlei* Shaw, 1951, por designación original.

Plicatolina scalpta Harrington y Leanza,
1957
Figuras 11.G, I, K, L

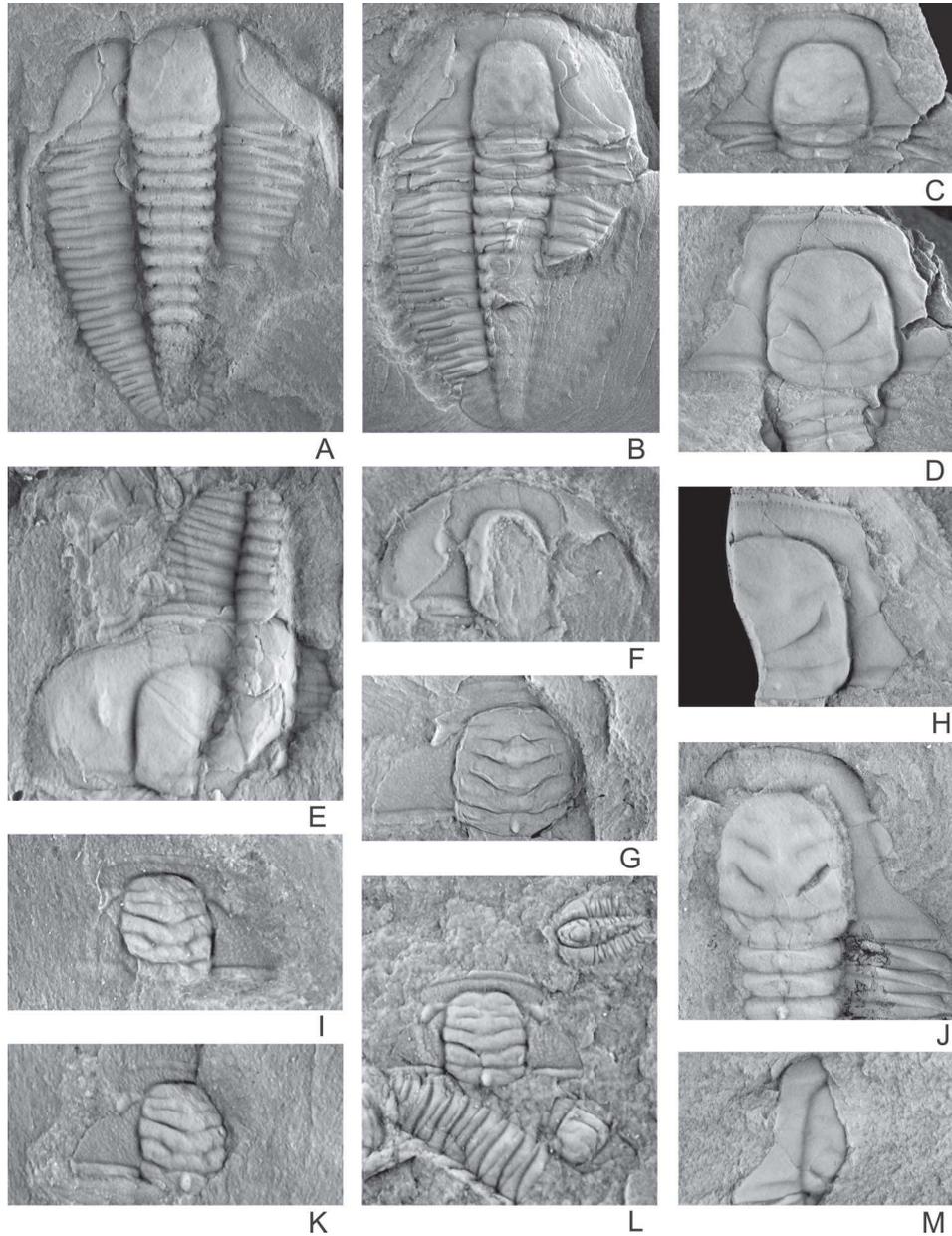


Figura 11. Trilobites de la Formación Santa Rosita en la quebrada de Los Caballos. **A, B, F, ?M**, *Angelina hyeronimi* (Kayser); **A**, ejemplar completo, molde de látex, PIL 15015, x3,8; **B**, ejemplar completo, PIL 15016, x2,7; **F**, céfalo fragmentario, PIL 15649, x7; **M**, craniumo, molde de látex, PIL 15641, x4,3. **C, D, H, J**, *Parabolinella* cf. *coelatifrons* Harrington y Leanza; **C**, craniumo y primer segmento torácico, PIL 15011, x8,5; **D**, craniumo, PIL 15014, x3,5; **H**, craniumo, molde de látex, PIL 15650, x2,5; **J**, craniumo y primeros segmentos del tórax, molde de látex, PIL 15636, x4,6. **E**, Olenidae indet., céfalo y tórax, PIL 15013, x5; **G, I, K, L**, *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza; **G**, craniumo fuertemente comprimido en sentido dorsoventral, molde de látex, PIL 15009, x4,1; **I**, craniumo, PIL 15658, x5,6; **K**, craniumo, molde de látex, PIL 15670, x6,3; **L**, craniumo (asociado a ejemplares de *Parabolina frequens argentina*), PIL 15647, x6,4.

1957. *Plicatolina scalpta* n. sp. Harrington y Leanza: 111-113, figs. 40, 41.1-9 (véase sinonimia).

2003. *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza. Tortello y Esteban: 341, figs. 5.D, E.

2007. *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza. Tortello y Esteban: 617, figs. 7.18, 9.1.

2007. *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza. Esteban y Tortello: 454, 455, figs. J, K, L.

Material.— Ocho cranidios y 1 céfalo-tórax (PIL 15004, 15006, 15007, 15009, 15646, 15647, 15658, 15670).

Observaciones.— Los cranidios estudiados están caracterizados por una glabela conspicua provista de cuatro surcos laterales de disposición transversa, un tubérculo occipital de buen desarrollo, aristas oculares bien marcadas, lóbulos palpebrales cortos dispuestos por delante del punto medio del cranidio, y fixígenas con una ornamentación de gránulos delicados. El material representa un plicatolino muy afín al genotipo *Plicatolina kindlei* Shaw (Cámbrico Tardío de Vermont; Shaw, 1951: lám. 22, figs. 11-17; transición Cámbrico-Ordovícico de China, Lu y Lin, 1984: lám. 10, figs. 1-3) y a *Plicatolina scalpta* Harrington y Leanza (Cámbrico Tardío de Argentina; Harrington y Leanza, 1957; Tortello y Esteban, 2003, 2007; Esteban y Tortello, 2007). La presencia de una anteroglabela lisa (desprovista de un surco longitudinal de disposición axial), así como el desarrollo de gránulos fixigenales de tamaño reducido, justifica la asignación propuesta.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Florencio G. Aceñolaza por la lectura crítica del manuscrito, y a Eric Gómez-Hasselroth por la confección de la figura 2. La Dra. Isabel Rábano y la Dra. Cristina Moya arbitraron cuidadosamente el trabajo y aportaron valiosas sugerencias. Esta contribución fue financiada por el Instituto Superior de Correlación Geo-

lógica (CONICET, Universidad Nacional de Tucumán, CIUNT (Proyecto N° 26/G 401-3) y la Universidad Nacional de La Plata.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. G. 1968. Geología estratigráfica de la región de la Sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (3): 207-222.
- Aceñolaza, F. G. 1983. The Tremadocian beds and the Cambrian-Ordovician boundary problems in Latin America. *In: Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, 88-93.
- Aceñolaza, G. F. 1996. Bioestratigrafía del límite Cámbrico-Ordovícico y Ordovícico basal en la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Tucumán (Inédito), 237 p., Tucumán.
- Aceñolaza, G. F.; S. B. Esteban y M. F. Tortello. 2001. Icnofósiles del Cámbrico superior en los niveles basales de la Formación Santa Rosita en Iruya, Provincia de Salta. IV Reunión Argentina de Icnología y II del Mercosur. Abstracts: 21, Tucumán.
- Aigner, T. 1980. Biofabrics and stratigraphy of the Lower Kimmeridge Clay (U. Jurassic, Dorset, England). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 159: 324-338.
- Astini, R. A. 2003. The Ordovician Proto-Andean Basins. En: Benedetto, J. L. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina: 1-74*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba.
- Barrande, J. 1868. Faune Silurienne des environs de Hof, en Baviere. Prague, pp. 31-110, 1 pl.
- Benedetto, J. L. 1977. Algunas consideraciones acerca de la posición del límite Cambro-Ordovícico en América del Sur. *Geos* 23: 3-11.
- Brenchley, P. J.; G. Newall y I. G. Stanistreet. 1979. A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. *Sedimentary Geology* 33: 185-217.
- Brenchley, P. J.; J. K. Pickerill y S. G. Stromberg. 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician) Eastern Newfoundland. *Sedimentology* 40: 359-382.
- Brenchley, P.; M. Romano y J. C. Gutiérrez-Marco. 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En: Knight, R. y J. McLean (eds.), *Shelf sands and sandstones*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir II: 241-255.

- Brögger, W. C. 1882. Die Silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Universitáts Programm 32, semestre 1882, Kristiania, 376 p.
- Buatois, L. A. y M. G. Mángano. 2003. Sedimentary facies, depositional evolution of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita formation in northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 343-363.
- Burmeister, H. 1843. Die Organisation der Trilobiten, aus ihren lebenden Verwandten entwickelt; nebst einer systematischen übersicht aller zeither beschriebenen Arten. Berlin, 147 p.
- Byers, C. W. 1977. Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. *SPEM Special Publication* 25: 5-17.
- Clark, T. H. 1923. A group of new species of *Agnostus* from Lévis, Quebec. *Canadian Field Naturalist* 37(7): 121-125.
- Esteban, S. B. y M. F. Tortello. 2007. Latest Cambrian sedimentary settings and trilobite faunas from the western Cordillera Oriental, Argentina. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists* 34: 431-460.
- Esteban, S.B. y M. F. Tortello. 2008. Sedimentología y Paleontología de la parte inferior de la Formación Santa Rosita (Cámbrico Tardío) en la región de Iruya, provincia de Salta. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 349-350, San Salvador de Jujuy.
- Figueroa Caprini, M. 1955. Contribución al conocimiento geológico y petrográfico de la zona comprendida entre San Pedro de Iruya y el cerro Mineiro, prov. de Salta. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inérito), 75 p., La Plata.
- Harrington, H. J. 1938. Sobre las faunas del Ordoviciano Inferior del Norte argentino. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie (Sección Paleontología)* 1: 109-289.
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Department of Geology, University of Kansas Special Publication*, 1, 276 pp.
- Howell, B. F. 1935. Cambrian and Ordovician trilobites from Herault, southern France. *Journal of Paleontology* 9 (3): 222-238.
- Kayser, E. 1876. Über primordiale und untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik. *Palaeontographica, Supplementum* 3, Lieferung 2, Theil II. En: *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 8, 297-332, tablas 1-5 (traducción al español).
- Kayser, E. 1897. Beiträge zur Kenntnis einiger paläozoischer Faunen Südamerikas. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft* 49, 274-317, pls. 7-12.
- Kuehl, S. A.; C. A. Nittrouer y D. J. DeMaster. 1988. Microfabric study of fine-grained sediments: observations from the Amazon subaqueous delta. *Journal of Sedimentary Petrology* 58 (1): 12-23.
- Lake, P. 1906. Trilobites from Bolivia, collected by Dr. J. W. Evans in 1901-1902. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* LXII: 425-430, pl. XL.
- Landing, E.; S. R. Westrop y J. D. Keppie. 2007. Terminal Cambrian and lowest Ordovician succession of Mexican West Gondwana: biotas and sequence stratigraphy of the Tiñu Formation. *Geological Magazine* 144 (5): 1-28.
- López, C. R. y F. E. Nullo. 1969. Geología de la margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca, de Huacalera a Maimará. *Departamento Tilcara-Provincia de Jujuy, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 173-182.
- Lu, Y. y H. Lin. 1983. Uppermost Cambrian and Lowermost Ordovician trilobites of Jiangshan-Changshan Area. En: *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*: 6-11, pl. 1-3, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica.
- Lu, Y. y H. Lin. 1984. Late late Cambrian and earliest Ordovician trilobites of Jiangshan-Changshan Area. En: *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China, Cambrian-Ordovician Boundary*, 1: 45-143, Anhui Science and Technology Publishing House. Nanjing.
- Ludvigsen, R., S. R. Westrop y C. H. Kindle. 1989. Sunwaptan (Upper Cambrian) trilobites of the Cow Head Group, western Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 6: 1-175.
- M'Coy, F. 1849. On the classification of some British fossil Crustacea with notices of some new forms in the University collection at Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History, series 2*, 4: 161-179, 330-335, 392, 414.
- Moya, M. C. 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. *Lectura Notes in Earth Sciences* 17: 55-69.
- Moya, M. C. 1999. El Ordovícico en los Andes del Norte Argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Relatorio* 1: 134-152.
- Nielsen, A. T. 1997. A review of Ordovician agnostid genera (Trilobita). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87: 463-501.
- Nikolaisen, F. y G. Henningsmoen. 1985. Upper Cambrian and Lower Tremadoc olenid trilobites from the Digermul peninsula, Finnmark, northern Norway. *Norges Geologiske Undersokelse Bulletin* 400: 1-49.
- O'Brien, N. R. 1989. Origin of lamination in Middle and Upper Devonian black shales. *New York State. Northeastern Geology* 11: 159-165.
- O'Brien, N. R. 1996. Shale lamination and sedimentary processes. En: Kemp, A. E. S. (ed.), *Palaeoclimatology and palaeoceanography from laminated sediments*: 23-36. *Geological Society Special Publication* 116, Londres.

- Palmer, A. R. 1968. Cambrian trilobites of east-central Alaska. Geological Survey Professional Paper 559-B: 1-115, pl. 1-15.
- Pedersen, G. K. 1985. Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark. *Journal of the Geological Society* 142 (2): 357-374.
- Peng, S. C. 1992. Upper Cambrian biostratigraphy and trilobite faunas of the Cili-Taoyuan area, northwestern Hunan, China. *Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists* 13: 1-119.
- Potter, P. E.; J. B. Maynard y W. A. Prior. 1980. *Sedimentology of shale*. Springer-Verlag, New York, 303 pp.
- Pratt, B. R. 1988. An Ibexian (Early Ordovician) trilobite faunule from the type section of the Rabbitkettle Formation (southern Mackenzie Mountains, Northwest Territories). *Canadian Journal of Earth Sciences* 25: 1595-1607.
- Pribyl, A. y J. Vanek. 1980. Ordovician trilobites of Bolivia. *Rozprawy Ceskoslovenske Akademie Ved* 90 (2): 1-90, 24 pl.
- Rao, R. I. 1999. Los conodontes Cambro-Ordovícicos de la sierra de Cajas y del Espinazo del Diablo, Cordillera Oriental, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 31 (1): 23-51.
- Rao, R. I. y M. F. Tortello. 1998. Tremadocian conodonts and trilobites from the Cardonal Formation, Incamayo Creek, Salta Province, northwestern Argentina. *Palaeontologia Polonica* 58: 31-45.
- Rhoads, D. C. y I. W. Morse. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia* 4: 413-428.
- Robison, R. A. y J. Pantoja-Alor. 1968. Tremadocian trilobites from the Nochixtlán region, Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology* 42 (3): 767-800, pls. 97-104.
- Rubiolo, D. 1999. Hoja Geológica 2366-II y 2166-IV La Quiaca, Provincias de Salta y Jujuy. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000. Edición Preliminar.
- Salter, J. W. 1849. Figures and descriptions illustrative of British organic remains. *Memoirs Geological Survey U. K.*, decade 2, 39 pp.
- Salter, J. W. 1859. En: R. I. Murchinson, *Siluria* (3rd edition). London, John Murray.
- Salter, J. W. 1864. A monograph of British trilobites. Part 1. Monograph of the Palaeontographical Society, p. 1-80, pls 1-6.
- Shaw, A. B. 1951. The paleontology of northwestern Vermont. I. New Late Cambrian trilobites. *Journal of Paleontology* 25 (1): 97-114, pl. 21-24.
- Shergold, J. H.; J. R. Laurie y X. Sun. 1990. Classification and review of the trilobite Order Agnostida Salter, 1864: an Australian perspective. *Report of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics* 296, 93 pp.
- Spagnuolo, C.; R. Astini; L. Marengo y A. Rapalini. 2005. Estratigrafía y asociaciones de facies de la sección basal del Grupo Santa Victoria (Ordovícico) en el curso inferior del río Iruya (borde occidental de la Cordillera Oriental), provincia de Salta. XVI Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 261-264, La Plata.
- Spears, D.A. 1980. Towards a classification of shales. *Journal of the Geological Society* 137: 125-129.
- Sun, X. 1989. Cambrian agnostids from the North China Platform. *Palaeontologia Cathayana* 4: 53-129.
- Swinnerton, H. H. 1915. Suggestions for a revised classification of trilobites. *Geological Magazine (New Series)* 6: 487-496, 538-545.
- Tortello, M. F. 2003. Biostratigraphic significance of the uppermost Cambrian-lowest Ordovician agnostoid trilobites from northwestern Argentina. *Geologica Acta* 1: 61-72.
- Tortello, M. F. y E. N. K. Clarkson. 2008. Ontogeny, structure and moulting of *Parabolina frequens argentina* (Kayser) (Trilobita, Olenidae) from the upper Cambrian of northwestern Argentina. *Ameghiniana* 35: 13-31.
- Tortello, M. F. y S. B. Esteban. 1999. La transición Cámbrico-Ordovícico en la Formación Volcancito (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). *Ameghiniana* 36 (4): 371-387.
- Tortello, M. F. y S. B. Esteban. 2003. Trilobites del Cámbrico Tardío de la Formación Lampazar (sierra de Cajas, Jujuy, Argentina). *Implicancias bioestratigráficas y paleoambientales*. *Ameghiniana* 40: 323-344.
- Tortello, M. F. y S. B. Esteban. 2007. Trilobites de la Formación Volcancito (Miembro Filo Azul, Cámbrico Tardío) del Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina: aspectos sistemáticos y paleoambientales. *Ameghiniana* 44: 597-620.
- Tortello, M. F. y R. I. Rao. 2000. Trilobites y conodontes del Ordovícico Temprano del Angosto de Lampazar (provincia de Salta, Argentina). *Boletín Geológico y Minero (España)* 111 (2-3): 61-84.
- Tortello, M. F.; I. Rábano; R. I. Rao y F. G. Aceñolaza. 1999. Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la quebrada Amarilla (sierra de Cajas, Jujuy, Argentina). *Boletín Geológico y Minero (España)* 110 (5): 555-572.
- Turner, J. C. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 41(2): 163-196.
- Turner, J. C. 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). *Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería* 104: 93 pp.
- Turner, J. C. y R. Mon. 1979. Cordillera Oriental. II Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, volumen 1: 57-94.
- Vilela, C. R. 1960. Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta-Jujuy). *Revista de la*

- Asociación Geológica Argentina 15 (3-4): 119-144.
- Vodges, A. W. 1890. A bibliography of Palaeozoic Crustacea from 1698 to 1889, including a list of North American species and a systematic arrangement of genera. U.S. Geological Survey Bulletin 63: 177 pp.
- Westrop, S. R. 1995. Sunwaptan and Ibexian (Upper Cambrian-Lower Ordovician) trilobites of the Rabbitkettle Formation, Mountain River region, northern Mackenzie Mountains, northwest Canada. *Palaeontographica Canadiana* 12: 1-75.
- Wetzel, A. 1991. Ecologic interpretation of deep-sea trace fossil communities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85: 47-69.
- Wetzel, A. y A. Uchmann. 1998. Biogenic sedimentary structures in mudstones – an overview. En: Schieber, J.; W. Zimmerle y P. Sethi (eds.), *Shales and mudstones I*: 351-369. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Whitehouse, F. W. 1936. The Cambrian faunas of north-eastern Australia. Part 1: Stratigraphical outline; Part 2: Trilobita (Miomera). *Memoirs of the Queensland Museum* 11(1): 59-112, fig. 1-4, pl. 8-10.
- Wignall, P. B. 1990. Observations on the evolution and classification of dysaerobic communities. En: Miller, W. (ed.), *Paleocommunity temporal dynamics: the long-term development of multispecies assemblies*: 99-111. The Paleontological Society Special Publication 5, Londres.
- Wignall, P. B. 1994. *Black shales*. Clarendon Press, Oxford, 127 pp.
- Zhou, Z. 1987. Notes on Chinese Ordovician agnostids. *Acta Palaeontologica Sinica* 26: 639-661.