

ICNOLOGIA DE AMBIENTES MARINOS AFECTADOS POR VOLCANISMO: LA FORMACION SURI, ORDOVICICO DEL EXTREMO NORTE DE LA SIERRA DE NARVAEZ, SISTEMA DE FAMATINA, ARGENTINA

M. Gabriela MANGANO¹, Luis A. BUATOIS¹ y Florencio G. ACEÑOLAZA²

ABSTRACT: *ICHOLOGY OF MARINE ENVIRONMENTS AFFECTED BY VOLCANISM: THE SURI FORMATION, ORDOVICIAN OF NORTHERN SIERRA DE NARVAEZ, FAMATINA SYSTEM, ARGENTINA.* The Ordovician Suri Formation, exposed in the northern part of Sierra de Narváez (Famatina System) records deposition in a wide variety of marine depositional environments strongly affected by arc volcanism. The Ordovician column consists, from base to top, of the Vuelta de Las Tolas Member (slope apron deposits), Loma del Kilómetro Member (shelf facies), and Punta Pétrea Member (volcaniclastic fan delta deposits). Although relatively uncommon throughout the sequence, trace fossils are locally abundant in the slope apron and shelf facies. Two trace fossil assemblages have been distinguished. The *Planolites* assemblage consists of *Planolites montanus*, *Palaeophycus tubularis*, *Helminthopsis abeli* and horizontal furrows and occurs in the Vuelta de Las Tolas Member. It has been recorded from slope turbidite mudstones and siltstones mostly interpreted as overbank deposits. This assemblage mainly represents post-event colonization related to an increase in the oxygen content due to the activity of turbidity currents within an overall anaerobic environment. The *Cruziana* assemblage is present in the Loma del Kilómetro Member, and has been divided into two distinctive suites. A pre-event suite consisting of *Cruziana furcifera*, *Palaeophycus tubularis* and *Phycodes* isp. is preserved on the sole of volcaniclastic sandstones. It records the activity of the shelf resident benthic fauna under normal oxygenation conditions. A poorly developed post-event suite consisting of *Planolites beverleyensis* and *Helminthopsis* isp. is present in interbedded sandstones and siltstones, and parallel and hummocky cross-stratified sandstones, respectively. This suite represents colonization after major breaks in sedimentation linked to volcaniclastic mass flows and storms in a shelf setting. The remarkable low diversity and complexity of the ichnofauna analyzed are unusual for Early Paleozoic seas. This fact is thought to be related to the high stress and unstable conditions of environments periodically affected by volcanic activity that prevent the development of a rich and specialized biota.

PALABRAS CLAVE: Icnología, Trazas fósiles, Ordovícico, Marino, Volcanismo, Sistema de Famatina.

KEY WORDS: Ichnology, Trace fossils, Ordovician, Marine, Volcanism, Famatina System.

INTRODUCCION

Si bien la icnología de ambientes marinos ha constituido el foco de los estudios sobre las relaciones organismo-sustrato, ésto es particularmente cierto para las sucesiones silicoc sticas o carbonáticas, pero no así para las volcánicas. Si se analiza la literatura especializada, se encuentra una notable ausencia de trabajos que se ocupen de las trazas fósiles en terrenos volcánicos. La razón de este desigual de-

sarrollo de la icnología de sucesiones sedimentarias marinas puede responder a dos factores: 1) ausencia o escasez de icnofósiles en sucesiones formadas en ambientes controlados por procesos volcánicos, particularmente en aquellos ubicados en sectores proximales a arcos volcánicos (*cf.* Crimes, 1970) y 2) menor desarrollo de los estudios paleoambientales en sucesiones volcánicas en relación a las silicoc sticas o carbonáticas.

En el área de Chaschuil, ubicada al noroeste de la sierra de Narváez (provincia de Catamarca), se presentan numerosos afloramientos de sedimentitas volcánicas marinas de edad ordovícica (figura 1), que corresponden a la Formación Suri. Si bien poco comunes a lo largo de la columna sedimentaria, las trazas fósiles pueden ser localmente abundantes en determinados horizontes, evidenciando de este modo profundos cambios en la dinámica ambiental. Si al

¹ CONICET. Dirección actual: Kansas Geological Survey, 1930 Constant Ave., The University of Kansas, Campus West, Lawrence KS 66047, USA.

² CONICET. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina.

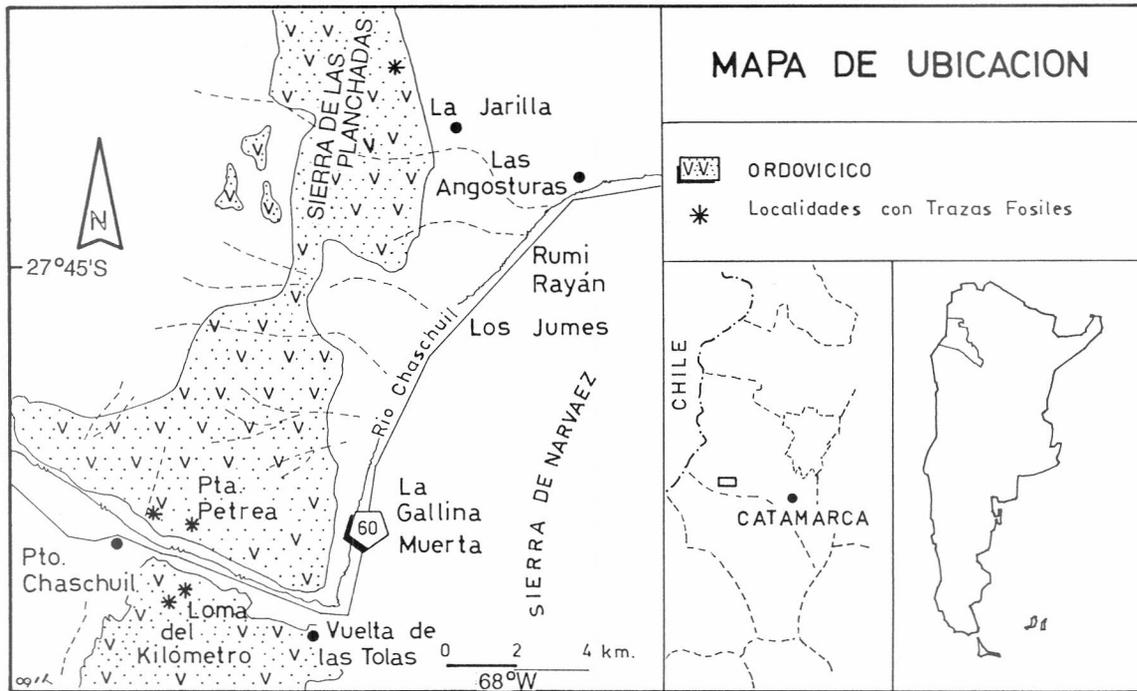


Figura 1. Mapa de distribución de los afloramientos ordovícicos de la región de Chaschuil, mostrando la ubicación de las localidades donde se han hallado trazas fósiles.

estudio de las facies sedimentarias de la Formación Suri se le adiciona un análisis icnológico, éste proporcionará nuevos elementos para entender la naturaleza de los procesos deposicionales que actuaron en estos ambientes afectados por el volcanismo y el modo en que dichos fenómenos físicos ejercieron un control sobre el desarrollo de la biota.

En síntesis, el estudio de las trazas fósiles representa un complemento que permite refinar los modelos propuestos a partir de estudios tafonómicos (Mángano y Buatois, 1990a, 1992a) y sedimentológicos (Mángano y Buatois, 1990b, 1992b, c, 1994, 1996, en prensa). Para ello, en este estudio documentaremos la presencia de icnofósiles en distintos niveles de la Formación Suri y discutiremos las implicancias paleoambientales de las estructuras biogénicas en un contexto sedimentológico. Hasta el presente, las únicas referencias al contenido icnológico de esta unidad correspondían a Turner (1967), quien mencionó la presencia del icnogénero *Cruziana* y a Aceñolaza y Mángano (1990), quienes documentaron la existencia de dicha forma, discutiendo sus implicancias bioestratigráficas y paleoambientales. Comentarios preliminares sobre la vinculación entre las trazas fósiles y la peculiar dinámica sedimentaria en estos ambientes han sido efectuados por Mángano y Buatois (1995).

MARCO REGIONAL Y ESTRATIGRAFICO

La presencia de sedimentitas marinas de edad ordovícica es justamente el hecho que le otorga identidad morfoestructural al Sistema del Famatina. La sedimentación ordovícica en este sistema ha sido incluida en el Grupo Cachiyuyo por Aceñolaza y Toselli (1981), asignado al Tremadociano-Llanvirniano.

La unidad basal en este grupo es la Formación Volcancito (Harrington, en Harrington y Leanza, 1957), la cual está integrada principalmente por pelitas y areniscas metamorfizadas, localmente portadoras de trilobites, crustáceos, braquiópodos inarticulados y graptolites, que alcanzan un espesor máximo de 350 m (Turner, 1964; Aceñolaza y Durand, 1984; Esteban, 1993, 1994). Esta unidad fue considerada por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) de edad tremadociana temprana. Recientes estudios sugieren que los niveles basales podrían llegar al Cámbrico tardío (Franco Tortello, com. pers.). La Formación Volcancito se habría acumulado en ambientes de planicie cuencal a plataforma externa bajo condiciones restringidas de oxigenación (Esteban, 1993, 1994).

Por encima de la Formación Volcancito, se presentan las Formaciones Portezuelo de las Minutas (Lavandaio, 1973) y La Alumbra (Aceñolaza *et al.*,

1976), consideradas equivalentes por Aceñolaza y Toselli (1981). En particular la primera consiste en conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones volcánicas (Lavandaio, 1973). Los depósitos finos son localmente portadores de graptolites arenigianos. La Formación Portezuelo de las Minutas alcanza en su localidad tipo una potencia máxima de alrededor de 1500 m.

A estas unidades se le sobreimpone estratigráficamente la Formación Suri (Harrington, en Harrington y Leanza, 1957), de edad arenigiana media-Ilanvirniana, que alcanza un espesor superior a los 750 m. Está integrada por areniscas, pelitas, conglomerados y brechas con un importante aporte de material volcánico y ha sido recientemente subdividida en tres miembros, Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo, por Mángano y Buatois (1994). Esta unidad es portadora de una fauna de trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, bivalvos, crinoideos, gastrópodos, nautiloideos y conodontes (Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1964; Aceñolaza y Toselli, 1977; Aceñolaza y Rábano, 1990; Mángano y Buatois, 1990a, 1992a; Vaccari y Waisfeld, 1994; Benedetto, 1994; Albanesi y Vaccari, 1994; Sánchez y Babin, 1994). Se ha sugerido que el término Formación Molles, propuesto por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) y empleado por otros autores, se deje de lado ya que dicha unidad no parece distinguirse de la Formación Suri en términos significativos (Aceñolaza y Toselli, 1981).

Por último, se ha reconocido una sucesión de volcánicas, pórfiros y piroclásticas asignada a la Formación Las Planchadas por Turner (1967) (= Formación Morado de Maisonave, 1979). La ubicación estratigráfica de esta unidad ha sido objeto de debate. Mientras Turner (1967) la considera un evento posterior a la Formación Suri, Maisonave (1973) la ubica por debajo de la Formación Suri. En general, en la actualidad se tiende a considerar a los productos del episodio volcánico como intercalados hacia los niveles superiores de la Formación Suri (Aceñolaza y Toselli, 1977, 1981).

Si bien el marco geotectónico de las sedimentitas volcánicas de la Formación Suri es aún tema de discusión, hay consenso en que las mismas se acumularon en una cuenca de margen activo adyacente a un arco volcánico (Aceñolaza y Toselli, 1988; Mángano y Buatois, 1992b, 1996). La proximidad al arco constituyó el principal factor de control sobre la dinámica sedimentaria y el desarrollo de la biota local (Mángano y Buatois, 1995).

AMBIENTES DE SEDIMENTACION

Las sedimentitas volcánicas de la Formación Suri han sido sólo recientemente objeto de análisis paleoambientales (Mángano y Buatois, 1990b, 1992b, c, 1994, 1996, en prensa). Tales estudios han

permitido reconstruir una compleja historia deposicional, al tiempo que han puesto de relieve la importancia del volcanismo como factor principal de control en la dinámica sedimentaria y biológica de estos antiguos mares adyacentes a arcos volcánicos. En particular, Mángano y Buatois (1992b, 1994) han señalado que al menos tres sistemas depositacionales marinos se habrían sucedido en el desarrollo de la columna: talud, plataforma y abanico deltaico volcánico (figura 2). Estos tres sistemas se encuentran representados en los Miembros Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo, respectivamente.

SISTEMA DEPOSITACIONAL DE TALUD (MIEMBRO VUELTA DE LAS TOLAS)

Las facies del sistema depositacional de talud han sido analizadas por Mángano y Buatois (en prensa). En el área estudiada, la columna ordovícica se inicia con potentes depósitos de brechas volcánicas matriz soportadas asociadas a volcánicas muy alteradas de composición andesítica (asociación de facies 3), alcanzando un espesor máximo de 300 m. Este tramo inferior de la columna representaría los estadios iniciales de formación y relleno de la cuenca, caracterizados por flujos de detritos y efusiones subácneas relativamente profundas que configuraron una cuña de pie de talud.

Un segundo tramo de la columna está integrado por potentes paquetes de fangolitas y limolitas masivas y laminadas, con frecuentes estructuras deformacionales, que se suceden sin un patrón de ciclicidad definido (asociación de facies 1). Los procesos involucrados en la formación de estas facies corresponden mayormente a corrientes de turbidez limosas diluidas y concentradas, flujos de detritos limosos altamente fluidos y corrientes de turbidez arenosas densas (*cf.* Pickering *et al.*, 1986), estando la sedimentación por suspensión subordinada a estos procesos episódicos. A su vez, estos sedimentos habrían sufrido cierto retrabajo por parte de corrientes de fondo. Los flujos gravitatorios habrían esparcido su carga en forma de manto por sobre la superficie del talud.

Cortando a las sedimentitas finas no canalizadas antes descritas, se observan localmente depósitos de material grueso, brechas y conglomerados volcánicos desorganizados o normalmente gradados, de geometría lenticular y base erosiva (asociación de facies 4). Estos paquetes son interpretados como canales turbidíticos. La formación y relleno de estos canales habría involucrado a la acción de corrientes de turbidez densas de grava (Mángano y Buatois, 1992b, en prensa).

En la localidad de Loma del Kilómetro, en relación lateral con los depósitos gruesos canalizados, se observan limolitas y fangolitas con laminación paralela y óndulas de corriente (asociación de facies 2).

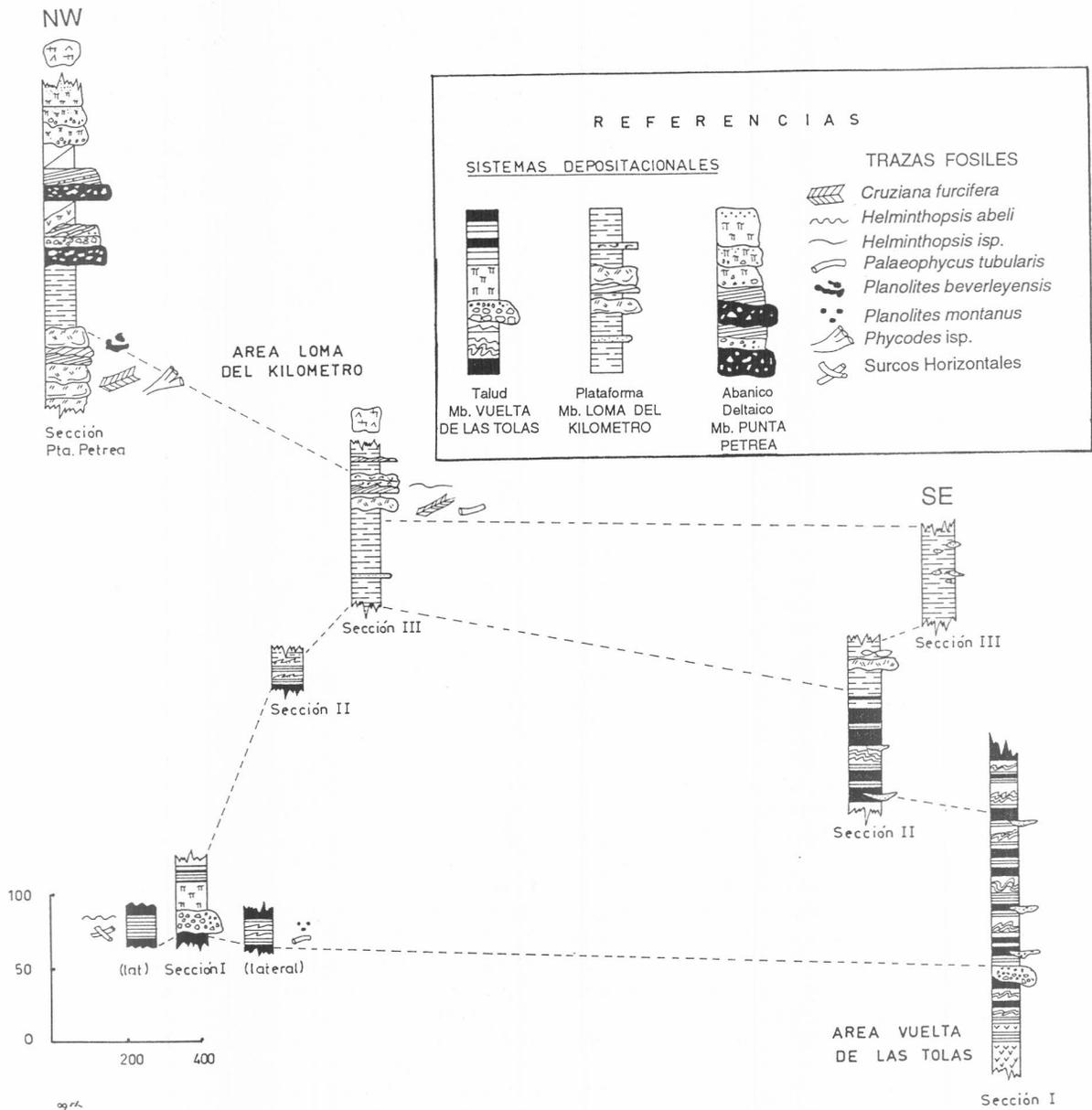


Figura 2. Secciones estratigráficas correlacionadas de la Formación Suri a ambas márgenes del río Chaschuil. Nótese la distribución vertical de los miembros litoestratigráficos y sistemas depositacionales identificados, así como la ubicación de los niveles portadores de icnofósiles.

Estos depósitos albergan horizontes que contrastan con los niveles finos asociados por la presencia de intensa bioturbación. Estas sedimentitas se asemejan a la facies D.2.1 de Pickering *et al.* (1986, 1989) y son interpretadas como el producto de corrientes de turbidez de baja densidad vinculadas a desbordes de los canales adyacentes.

En la localidad antes mencionada, por encima de los depósitos de brechas volcánicas gradadas canalizadas, es posible observar potentes paquetes amalga-

mados de tobas vítreas masivas de composición ácida. La ausencia de estructuras que sugieran un mecanismo de transporte y deposición primario indican un proceso depositacional de tipo secundario, posiblemente un flujo en masa (*cf.* Cas y Wright, 1987). De todas formas, la presencia de estos depósitos evidencia una intensa actividad explosiva subaérea o subácea de poca profundidad.

La sucesión estratigráfica antes descrita es interpretada como representativa de un sistema depo-

situacional de talud. Es importante señalar que no se hace referencia aquí a un talud continental, sino a un talud controlado por fallamiento (Mángano y Buatois, 1992b, en prensa). La historia evolutiva de este sistema está jalonada por la reiterada irrupción de material grueso. Estos episodios caracterizados por el gran aporte de detritos volcánicos, pueden estar relacionados con momentos de reactivación tectono-volcánica o en algunos casos, vinculados a cambios eustáticos.

SISTEMA DEPOSITACIONAL DE PLATAFORMA (MIEMBRO LOMA DEL KILOMETRO)

Las facies de talud pasan verticalmente a sucesiones pelítico-arenosas que evidencian un importante aporte de material volcánico y que albergan densas concentraciones fósiles (Mángano y Buatois, 1992a). La sucesión aflorante en la localidad de Loma del Kilómetro constituye una secuencia continua, donde se encuentran bien representados distintos subambientes de plataforma, analizados recientemente por Mángano y Buatois (1996). Esta sucesión presenta un arreglo grano y estratocreciente en sus tres cuartos inferiores, reiterándose una alta proporción de sedimentitas finas en el cuarto cuspidal. La sección de Loma del Kilómetro es interpretada como el registro de una progradación desde facies de plataforma externa a interna, con una posterior transgresión hacia el tope.

La secuencia se inicia con un tramo predominantemente pelítico (90-95 %), donde sólo se interdigitan escasos depósitos de areniscas finas a muy finas, masivas o gradadas, de espesor centimétrico (asociación de facies 1). En este tramo el material fósil se encuentra fundamentalmente disperso en la facies finas y las trazas fósiles son prácticamente inexistentes. El predominio de las pelitas y la subordinación de las capas de areniscas indica que la sedimentación por decantación sólo estuvo interrumpida por ocasionales eventos episódicos, representados por corrientes de turbidez posiblemente inducidas por tormentas. Esta dinámica sugiere deposición en un ambiente de plataforma externa (Mángano y Buatois, 1992c, 1996).

Entre los 60-75 m, las pelitas presentan *gutter* y *pot casts* y se intercalan con areniscas finamente laminadas con óndulas simétricas en el tope (asociación de facies 2). La relación pelita/arenisca es aquí de 85-90 %. Este tramo de la secuencia registra el inicio de la sedimentación por encima del nivel de base de olas en un ambiente de plataforma media. En este sector alternaron procesos de decantación con flujos combinados vinculados a la acción de tormentas (Mángano y Buatois, 1996).

La sucesión prosigue con un intervalo (75-100 m), que exhibe la mayor variabilidad de facies (asociación de facies 3), una relación pelita/arenisca de

30-35 % y que presenta hacia la base un paquete de areniscas gruesas y medianas normalmente gradadas. Por encima se disponen areniscas con laminación paralela o estratificación entrecruzada de bajo ángulo y areniscas con estratificación entrecruzada (*hummocky cross-stratification*, HCS). Estas capas presentan frecuentemente una delgada concentración de conchillas en la base (Mángano y Buatois, 1992a) y ocasionales topes ondulados. Muy raramente se ha detectado la presencia de trazas fósiles asociadas a esta facies, la que ha sido interpretada como el producto de la acción de tormentas. Interdigitados con estos depósitos, se observan capas de areniscas finas, limolitas y fangolitas interestratificadas o masivas, con frecuentes estructuras de deformación, que exhiben bases irregulares o netas. Los paquetes masivos poseen fósiles dispersos en su interior, formando localmente concentraciones matriz soportadas (Mángano y Buatois, 1992a). Estas sedimentitas registran la acción de flujos de masa. En particular, las capas de areniscas volcánicas masivas han sido interpretadas como el producto de flujos de detritos volcánicos (*sensu* Cas y Wright, 1987), mientras que las areniscas y limolitas interestratificadas se han considerado vinculadas a corrientes de turbidez diluidas afectadas por fenómenos de fluidización o liquefacción (*cf.* Fritz *et al.*, 1990). La naturaleza fundamentalmente no erosiva de los flujos de detritos volcánicos es puesta de manifiesto por la preservación de trazas fósiles en la base de estas capas. Algunos de estos depósitos presentan topes ondulados, que sugieren retrabajo por acción de olas (Mángano y Buatois, 1996). Estos flujos en masa indican la existencia de un importante volumen de detritos volcánicos, depositados en condiciones de inestabilidad en sectores litorales. Los flujos generados habrían arrasado en su trayecto diversas comunidades de organismos, permitiendo la generación de acumulaciones esqueléticas de tipo sedimentológico (Mángano y Buatois, 1992a). Las características de este tramo sugieren un subambiente de plataforma interna a *shoreface* inferior con alta frecuencia de flujos en masa. La presencia localizada de niveles de areniscas tobáceas señalarían una posible participación de procesos de caída de cenizas.

En el extremo cuspidal de la sección se detecta un brusco aumento en la proporción de pelitas y la casi desaparición de cuerpos arenosos. Estas características sugieren el restablecimiento de un subambiente de plataforma media a externa.

Otra sección que exhibe importante desarrollo de facies de plataforma es la aflorante en la localidad de Punta Pétreá. En esta localidad, la sucesión de plataforma alcanza un espesor ligeramente superior a los 100 m. Los 50 m inferiores (asociación de facies 3) representan sedimentación en un subambiente de *shoreface* inferior, evidenciado por potentes tempestitas frecuentemente amalgamadas, que exhiben varias su-

perfiles internos de segundo orden, que delimitan sets de láminas de HCS. La bioturbación es localmente abundante en los depósitos originados por flujos en masa volcániclasticos. Por encima de estos depósitos se dispone un intervalo pelítico de 50 m de espesor (asociación de facies 1) que evidencia claramente el evento transgresivo que se insinúa hacia el tope de la sección de Loma del Kilómetro.

Estas plataformas registraron una compleja interacción de procesos relacionados directa o indirectamente con la actividad del arco volcánico adyacente (*e.g.* lluvia de cenizas, flujos de detritos volcániclasticos), y procesos propios de la dinámica de una plataforma (*e.g.* acción de tormentas, decantación).

SISTEMA DEPOSITACIONAL DE ABANICO DELTAICO VOLCANICLASTICO (MIEMBRO PUNTA PETREA)

En el área ubicada al norte del río Chaschuil, las facies finas de plataforma externa son sucedidas por una secuencia constituida por brechas y areniscas con alto contenido de material volcánigenico, lavas y tobas. En la localidad de Punta Pétrea, estas acumulaciones alcanzan un espesor ligeramente superior a los 50 m.

La sucesión se inicia con un paquete de depósitos gruesos, lateralmente continuos, consistentes en brechas basandesíticas y andesíticas, alternantes con areniscas y brechas finas gradado-estratificadas. El tope de la sucesión se caracteriza por potentes bancos de brechas canalizadas, areniscas y tobas fosilíferas de notable continuidad lateral. Algunas areniscas tobáceas exhiben estratificación entrecruzada de bajo ángulo. La sucesión ha sido interpretada como el producto de corrientes de turbidez de alta y baja densidad, flujos de detritos volcániclasticos originados por retrabajo de material volcánico y, en menor medida, caídas de cenizas. La alta proporción de material volcánigenico y la presencia de lavas basandesíticas pone de manifiesto una actividad volcánica concomitante con la sedimentación.

Este sistema de abanico deltaico ha sido comparado por Mángano y Buatois (1992b, 1994) con los *fan-deltoid conelaprons* ilustrados por Nemeč y Steel (1988). Estos sistemas están caracterizados por una alta participación de detritos volcániclasticos y se desarrollan en zonas de plataformas angostas, tectónicamente inestables o virtualmente inexistentes. La sucesión aquí descrita representaría el pie de un abanico deltaico que habría progradado sobre la plataforma, en directa relación con un pico en la actividad eruptiva acaecido durante un estadio de nivel del mar alto.

ICNOLOGIA SISTEMATICA

En los distintos niveles de la columna local se han reconocido ocho tipos distintos de trazas fósiles. En

gran parte de los casos, la preservación del material es pobre. Esto nos ha llevado a asignar algunos sólo a nivel icnogénico y a dejar otro en nomenclatura abierta. Los icnotaxa son citados alfabéticamente, refiriéndose por último al que se ha mantenido en nomenclatura abierta. Parte del material ha sido estudiado directamente en el campo. Los ejemplares coleccionados se encuentran depositados en el Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán (PIL).

Ícnogénero CRUZIANA d'Orbigny 1842

Cruziana furcifera d'Orbigny 1842

Figuras 3 A, B

MATERIAL: Un ejemplar en PIL 12264 y varios en PIL 12721. Cinco ejemplares adicionales estudiados en el campo.

DESCRIPCIÓN: Trazas bilobadas con profundas estrías (marcas de *scratch*) oblicuas, en forma de "V" invertida, bifurcadas en su extremo externo. El ancho máximo observado es de alrededor de 7 cm. No se diferencian superposiciones correspondientes a *sets* sucesivos. El ángulo en "V" varía entre 50° y 70°. El largo es variable, siendo el máximo observado de unos 14 cm. En el ejemplar proveniente de la Sierra de Las Planchadas (PIL 12264), el eje central (surco interlóbulos) no presenta un desarrollo continuo, sino que se encuentra quebrado y levemente desplazado. Preservadas como hiporelieves positivos en la base de areniscas masivas volcániclasticas.

PROCEDENCIA: Sierra de las Planchadas, Punta Pétrea y Loma del Kilómetro (Sección III).

DISCUSIÓN: Interpretadas como estructuras de locomoción (*Repichnia*) atribuidas a trilobites. En algunos casos, particularmente en el material proveniente de Punta Pétrea, pueden observarse localmente leves corrugaciones transversales, que podrían indicar formas transicionales a *C. rugosa*.

Si bien Seilacher (1970) propuso sinonimizar *Rusophycus* con *Cruziana*, son muy pocos los autores que han seguido este criterio. El hecho de que ambas sean el resultado de la actividad del mismo tipo de animales es irrelevante, ya que la naturaleza del organismo productor no es significativa en icnotaxonomía (*cf.* Fillion y Pickerill, 1990). La frecuente existencia de intergradaciones entre ejemplares pertenecientes a ambos icnogéneros es un hecho largamente reconocido por los icnólogos y no ocasiona mayores inconvenientes en las prácticas taxonómicas. Incluso, para clarificar posibles problemas taxonómicos, Pickerill (1994) y Pickerill y Narbonne (1995) han distinguido dos tipos de situaciones: una única traza que comprende dos o más icnotaxa o espécimen combinado (*composite*) o un icnotaxón que grada a otro espécimen compuesto (*compound*), caso típicamente

ejemplificado por intergradaciones entre *Cruziana* y *Rusophycus*. Una revisión detallada de los criterios taxonómicos válidos en la clasificación de trazas fósiles puede encontrarse en Bromley (1990), Magwood (1992) y Pickerill (1994). *C. furcifera*, *C. goldfussi* y *C. rugosa* constituyen, de acuerdo con Seilacher (1970), el denominado grupo de *Cruziana rugosa*. Dichas formas aparecen frecuentemente asociadas en el registro (e.g. Crimes, 1970; Aceñolaza, 1978; Pickerill *et al.*, 1984), pudiendo presentarse incluso formas transicionales entre las mismas (Seilacher, 1992). *C. furcifera* se diferencia de *C. rugosa* en que esta última presenta notables corrugaciones que cortan los lóbulos y que separan *sets* de marcas endopodiales. A su vez, *C. goldfussi* se caracteriza por tener marcas endopodiales gruesas casi paralelas entre sí, con una fuerte tendencia retroversa y crestas pleurales a ambos lados, rasgos ausentes en *C. furcifera*. *Crossopodia scotica* descrita por Borrello (1966a) fue sinonimizada con *Cruziana* por Aceñolaza (1978), criterio validado recientemente por Fillon y Pickerill (1990), quienes la ubican dentro de la icnoespecie *C. furcifera*. *C. furcifera* es una forma abundante en estratos del Ordovícico Inferior (Crimes, 1975), pero su rango estratigráfico puede alcanzar el Caradociano (Seilacher, 1992) e incluso recientemente se la ha reconocido en estratos del Cámbrico temprano (Magwood y Pemberton, 1990). En nuestro país, *C. furcifera* ha sido comúnmente identificada en niveles arenigianos de Jujuy y Salta (Aceñolaza, 1978) y el Ordovícico de la Formación Balcarce (Borrello, 1966b). En cuanto a las facies asociadas, *Cruziana* ha sido citada típicamente en sucesiones de plataforma (e.g. Seilacher, 1970), si bien existen menciones en ambientes continentales (e.g. Bromley y Asgaard, 1972; Pickerill, 1992; Fregenal Martínez *et al.*, 1995) y marinos profundos (Pickerill, 1995). Parte del material aquí documentado fue previamente descrito por Aceñolaza y Mángano (1990).

ICNOGÉNERO HEMINTHOPSIS Heer 1887

Helminthopsis abeli Ksiazkiewicz 1977

Figura 4

MATERIAL: Un ejemplar (PIL 14162).

DESCRIPCIÓN: Tubo horizontal con una marcada tendencia a formar meandros. Carece de ramificaciones y presenta una forma subcilíndrica. Posee una pared no revestida, en la que no se ha detectado ningún tipo de ornamentación. El relleno del tubo es masivo y contrasta con el de la roca hospedante. El diámetro máximo alcanza alrededor de 4 mm y no permanece constante a lo largo de la traza. Preservado como hiporelieve positivo en la base de limolitas laminadas.

PROCEDENCIA: Loma del Kilómetro (Sección I lateral).

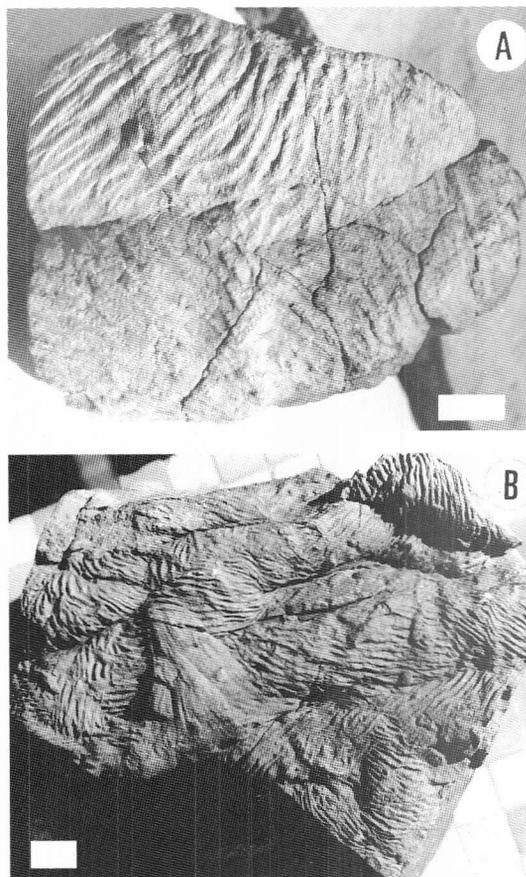


Figura 3. *Cruziana furcifera*. Asociación de *Cruziana*. A, Sierra de las Planchadas. B, Punta Pétrea (Nótese la presencia de *Phycodes* isp. superpuesto a *C. furcifera*). Barra = 1 cm.

Helminthopsis isp.

MATERIAL: Un ejemplar (PIL 14163) y dos adicionales estudiados en el campo.

DESCRIPCIÓN: Tubos horizontales sinuosos, de forma subcilíndrica y carentes de ramificaciones. Presentan pared no revestida y sin ornamentación. El relleno de la traza es masivo y del mismo tipo que la roca hospedante. El diámetro es menor a 3 mm y permanece constante a lo largo del individuo. Preservados como epirelieves positivos en el tope de areniscas limosas.

PROCEDENCIA: Loma del Kilómetro (Sección III).

DISCUSIÓN: Interpretados como trazas de pastoreo (*Pascichnia*) de organismos vermiformes detritívoros. *Helminthopsis* se distingue de otras trazas de pastoreo por su tendencia a formar meandros no guiados y la ausencia de entrecruzamientos. A su vez *H. abeli* se caracteriza por poseer meandros irregulares que no presentan tramos rectos y por carecer de or-

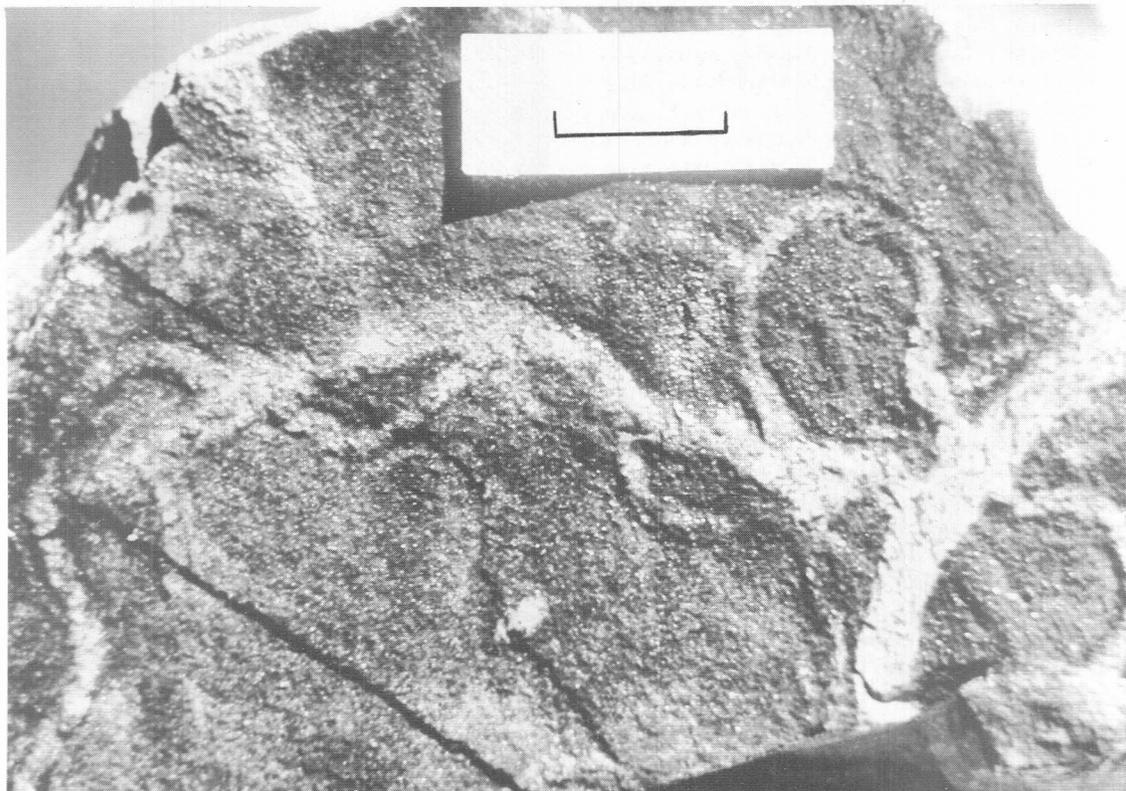


Figura 4. *Helminthopsis abeli*. Loma del Kilómetro. Asociación de *Planolites*. Barra = 1 cm.

namentación (Han y Pickerill, 1995). *Helminthopsis* ha sido citada en estratos cuya edad oscila del Precámbrico al Holoceno (Swinbanks y Murray, 1981; Gibson, 1989; Narbonne y Aitken, 1990) y en ambientes tan dispares como abanicos submarinos (*e.g.* Ksiazkiewicz, 1970, 1977); plataformas marinas (Fillion y Pickerill, 1990) y lagos (Pickerill, 1992; Bua-tois y Mángano, 1993). Comentarios recientes sobre la icnotaxonomía de *Helminthopsis* pueden encontrarse en Han y Pickerill (1995).

ICNOGÉNERO PALAEOPHYCUS Hall 1847

***Palaeophycus tubularis* Hall 1847**

Lám. I, figs. 1, 2; Lám. II, fig. 2

MATERIAL: Aproximadamente veinte ejemplares estudiados en el campo.

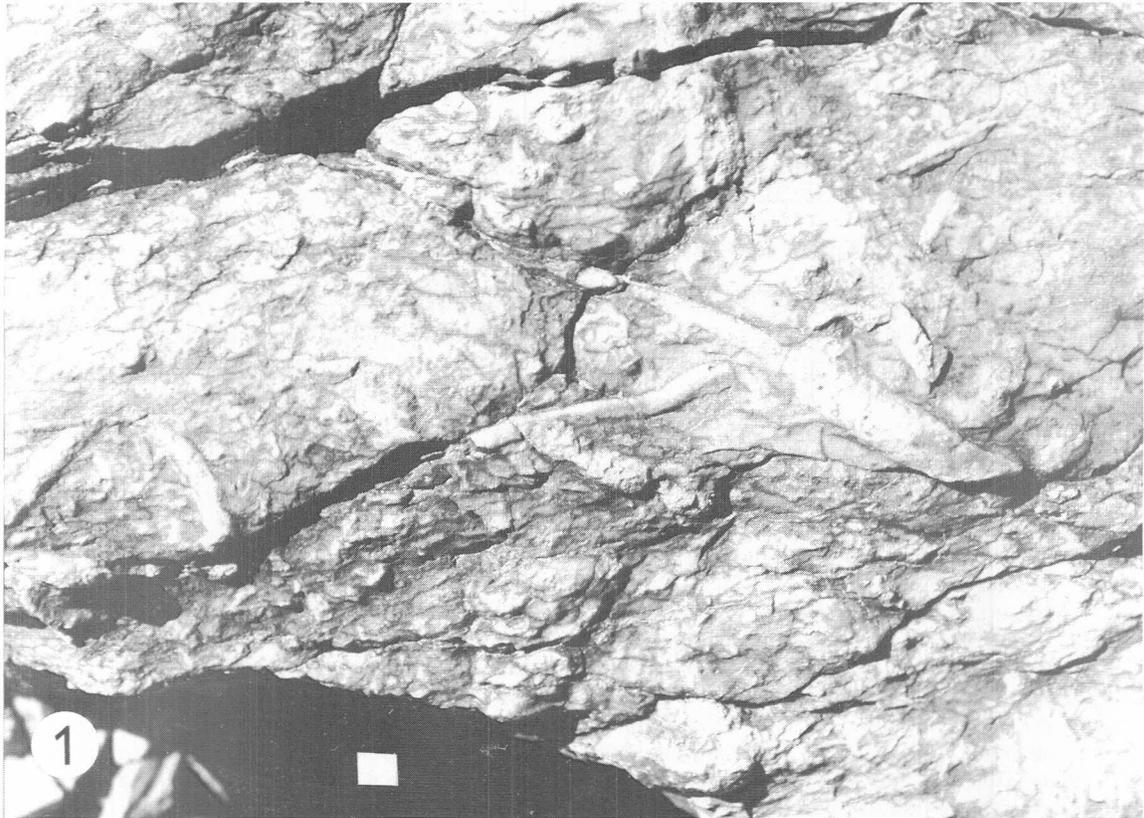
DESCRIPCIÓN: Tubos cilíndricos, rectos a curvos, predominantemente horizontales a inclinados. Pre-

sentan una delgada pared no revestida y relleno masivo idéntico a la roca hospedante. Ocasionalmente pueden observarse ramificaciones. El diámetro de los tubos oscila entre 0,2 y 1,5 cm. Algunos ejemplares parecen exhibir leves abultamientos, probablemente relacionados con cambios en la orientación del tubo o con incipientes colapsos del mismo. Preservados en epirelieve o hiporelieve positivo en limolitas con óndulas asimétricas y laminación paralela, y areniscas masivas volcánicas, respectivamente.

PROCEDENCIA: Loma del Kilómetro (Secciones I lateral y III).

DISCUSIÓN: Interpretados corrientemente como estructuras de habitación (*Domichnia*) tanto de organismos suspensívoros, como de predadores (Pemberton y Frey, 1982). *Palaeophycus* se distingue de *Planolites* por la presencia de una pared y por poseer el mismo relleno que la roca hospedante. A su vez, si bien comparte con *Macaronichnus* la presencia de una pared, se diferencia de éste por el tipo de relleno, ya que *Macaronichnus* presenta un relleno distinto al de la roca hos-

LAMINA I. *Palaeophycus tubularis*. Loma del Kilómetro. 1, Asociación de *Cruziana*, barra = 1 cm. 2, Asociación de *Planolites*.



pedante (Curran, 1985). Por su parte, *P. tubularis* se distingue de las restantes icnoespecies de *Palaeophycus* por su delgada pared y ausencia de ornamentación. El rango estratigráfico de este icnogénero va desde el Precámbrico al Holoceno (*cf.* Pemberton y Frey, 1982). Ha sido virtualmente reconocido en depósitos formados en todos los ambientes de sedimentación.

Iconogénero PHYCODES Richter 1850

Phycodes isp.
Figura 3 B

MATERIAL: Un ejemplar (PIL 12721).

DESCRIPCIÓN: *Set* de tubos curvos, subparalelos al plano de estratificación, que se ramifican a partir del eje central. La máxima longitud registrada es de alrededor de 10 cm. Las ramas parecen exhibir ciertas estriaciones. Preservado en hiporelieve positivo en areniscas volcánicas.

PROCEDENCIA: Punta Pétreá.

DISCUSIÓN: Interpretada como estructuras de alimentación (*Fodinichnia*) de organismos detritívoros. Si bien este icnogénero es típico de facies marinas de plataforma, ha sido también mencionado en ambientes profundos (Narbonne, 1984) y marinos marginales (Hakes, 1985). Su rango estratigráfico oscila entre el Cámbrico temprano y el Mioceno (Narbonne *et al.* 1987; Bradley, 1981). El carácter incompleto del material preservado impide una asignación a nivel icnoespecífico.

Iconogénero PLANOLITES Nicholson 1873

Planolites beverleyensis (Billings, 1862)
Figura 5

MATERIAL: Alrededor de diez ejemplares estudiados en el campo.

DESCRIPCIÓN: Tubos frecuentemente subcilíndricos y aparentemente paralelos o inclinados al plano de estratificación. El diámetro de los tubos individuales oscila entre 6 y 20 mm, si bien es común observar secciones de contornos irregulares con diámetros aparentes de hasta 65 mm. No se ha detectado pared. El relleno de los tubos contrasta con el de la roca hospedante.

Aparecen conformando asociaciones de alta densidad, constituyendo el típico moteado de bioturbação. Preservados en relieve completo en areniscas y limolitas interestratificadas.

PROCEDENCIA: Punta Pétreá.

Planolites montanus Richter 1937
Lám. II, figs. 1, 2

MATERIAL: Alrededor de cuarenta ejemplares estudiados en el campo.

DESCRIPCIÓN: Tubos cilíndricos de configuración tortuosa, pequeños, de diámetro variable entre 1 y 4 mm, mayormente inclinados con respecto al plano de estratificación. Carecen de pared y poseen un relleno distinto al de la roca hospedante. Comúnmente, se presentan dando a la roca un característico aspecto moteado. La densidad de los tubos es siempre muy alta. Preservados en relieve completo en limolitas con óndulas asimétricas y laminación paralela.

PROCEDENCIA: Loma del Kilómetro (Sección I lateral).

DISCUSIÓN: Interpretados como estructuras de alimentación (*Fodinichnia*) de organismos detritívoros (Pemberton y Frey, 1982). Se distingue de *Palaeophycus* por carecer de pared y por tener un relleno distinto al de la roca hospedante, y de *Macaronichnus* por la pared revestida de éste. La configuración tortuosa de los tubos caracteriza a *P. montanus* y lo distingue de las otras icnoespecies de *Planolites*. Por su parte, *P. beverleyensis* se diferencia de la icnoespecie antes mencionada por su mayor tamaño y por su morfología recta a curvada (*cf.* Pemberton y Frey, 1982). En el presente caso, los contornos irregulares y la variabilidad en los diámetros de *P. beverleyensis* se deben a fenómenos de deformación y a la posible fusión de tubos adyacentes, lo cual resulta en diámetros anómalos de varios centímetros. Este icnogénero ha sido reconocido en estratos de edad precámbrica a pleistocena, acumulados en una amplísima gama de ambientes de sedimentación (*cf.* Pemberton y Frey, 1982).

Surcos horizontales
Fig. 6

MATERIAL: Una muestra (PIL 14164) conteniendo numerosos especímenes, cuyo número exacto es imposible de determinar en forma precisa, y otras adicionales estudiadas en el campo.

DESCRIPCIÓN: Tubos horizontales curvados o rectos, paralelos al plano de estratificación y cuyo relleno no se ha preservado. El diámetro varía entre 15 y 25 mm, manteniéndose continuo en ejemplares individuales. Se presentan en agregados de muy alta densidad, exhibiendo una marcada superposición. En al-

LAMINA II. **Planolites montanus**. Loma del Kilómetro. Asociación de **Planolites**. 1, 2, Nótese la alta densidad de tubos de **Planolites montanus** y la presencia subordinada de **Palaeophycus tubularis** en 2.





Figura 5. *Planolites beverleyensis*. Punta Pétrea. Asociación de *Cruziana*. Nótese la alternancia de intervalos laminados e intervalos bioturbados.

gunos casos, parecen observarse bifurcaciones en forma de "Y", si bien podrían ser aparentes dado el grado de superposición de especímenes. Preservados en epirelieve negativo en el tope de limolitas y fan-golitas laminadas.

PROCEDENCIA: Loma del Kilómetro (Sección I lateral).

DISCUSIÓN: La ausencia de un relleno preservado impide una asignación icnotaxonómica formal, por lo que se ha preferido dejar a estas estructuras en nomenclatura abierta.

DISTRIBUCION DE LAS TRAZAS FOSILES

Si bien las trazas fósiles son relativamente poco frecuentes a lo largo de la columna estratigráfica de la Formación Suri, algunos niveles muy localizados pueden presentar una alta densidad de estructuras biogénicas. Se han detectado icnofósiles en sedi-

mentitas formadas en los sistemas depositacionales de talud (Miembro Vuelta de Las Tolas) y de plataforma (Miembro Loma del Kilómetro) (figura 2). Este hecho pone de relieve la presencia de ventanas de colonización que reflejan momentos aptos para el establecimiento de fauna bentónica con el consecuente registro de estructuras de origen biológico. Por el contrario, no se han encontrado trazas fósiles asociadas a los paquetes sedimentarios formados en el sistema depositacional de abanico deltaico volcánico (Miembro Punta Pétrea). La alta energía, la alta tasa de sedimentación y el tamaño de grano grueso involucrados en este sistema fueron los factores que, probablemente, ocasionaron el neto predominio de los procesos físicos sobre los biogénicos, impidiendo la formación o al menos la preservación de trazas fósiles. Los icnofósiles previamente descritos se disponen conformando dos asociaciones distintas (figura 7).

ASOCIACIÓN DE PLANOLITES: Integrada mayoritariamente por *Planolites montanus*. *Palaeophycus tubularis* y surcos horizontales. Se incluye también en esta asociación la aparición aislada de *Helminthopsis abeli*. Esta asociación se presenta en ciertos depósitos del sistema de talud. En particular, se encuentra mejor desarrollada en las limolitas y fangolitas laminadas, con óndulas de corriente, interpretadas como depósitos de desbordes vinculados a canales submarinos. En estos depósitos, las trazas fósiles se preservan en el tope de las capas en epirelieve negativo o positivo y en relieve completo en los sectores más superficiales de la capa. La única excepción lo constituye el ejemplar de *H. abeli* preservado en hiporelieve positivo en la base de capas de limolitas. En algunos casos, la bioturbación alcanza alto grado de intensidad, desarrollándose la clásica textura que caracteriza las capas con *P. montanus*, originada a partir de la profusa actividad de la infauna.

ASOCIACION DE CRUZIANA: Integrada por *Cruziana furcifera*, *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Phycodes* isp. y *Planolites beverleyensis*. Esta asociación se presenta en paquetes formados en el sistema depositacional de plataforma. En lo concerniente a la preservación, en la asociación de *Cruziana* pueden distinguirse dos *suites* de trazas fósiles. La primera comprende a aquellas estructuras biogénicas preservadas en hiporelieve positivo en la base de areniscas masivas volcánicas (*C. furcifera*, *Phycodes* isp., *P. tubularis*) y es la mejor representada. En algunos casos, la densidad de trazas puede ser relativamente alta, presentándose sobreimposición de individuos de una misma icnoespecie o de distintas icnoespecies entre sí. La segunda *suite* presenta un desarrollo más limitado, habiéndose registrado su presencia sólo en forma muy localizada. Incluye los icnofósiles preservados en epirelieve positivo en el tope de areniscas con estratificación paralela o entrecruzada *hummocky* (*Helminthopsis* isp.) o en relieve completo en el interior de capas de areniscas y limolitas volcánicas interestratificadas, obliterando parcial o totalmente las estructuras primarias (*P. beverleyensis*). En el caso de *P. beverleyensis*, se dispone en capas que exhiben el clásico arreglo intervalo inferior laminado-intervalo superior bioturbado descrito por Howard (1972). En conjunto, esta asociación constituye un ejemplo de la icnofacies de *Cruziana*.

IMPLICANCIAS PALEOAMBIENTALES Y PALEOECOLOGICAS DE LAS ASOCIACIONES DE TRAZAS FOSILES

El análisis de las dos asociaciones descriptas permite realizar algunas inferencias en lo concerniente a la naturaleza de los parámetros paleoambientales que controlaron la depositación de las sucesiones ordozóicas estudiadas y a las características adaptati-



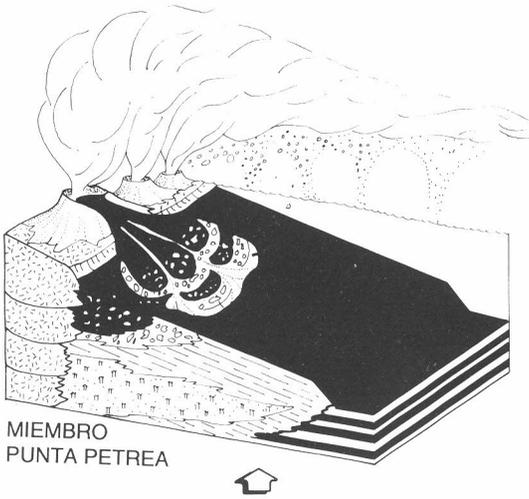
Figura 6. Surcos horizontales. Loma del Kilómetro. Asociación de **Planolites**. Barra = 1 cm.

vas de la fauna bentónica que habitó estos ambientes regulados por el volcanismo.

En primer término, la asociación de *Planolites* representa mayoritariamente una *suite* post-turbidítica, evidenciando fenómenos de colonización por parte de organismos oportunistas con posterioridad a un evento de sedimentación episódica. La única excepción lo constituye *Helminthopsis abeli*, preservado en la base de turbiditas limosas. Resulta significativa entonces la escasez de estructuras biogénicas pre-turbidíticas en estas capas. La explicación más factible para este hecho es considerar que la sedimentación normal tuvo lugar bajo condiciones de anoxia. De este modo, los sucesivos flujos en masa traerían aparejado un mejoramiento relativo en las condiciones de oxigenación. Una explicación alternativa sería la de considerar a la *suite* pre-turbidítica como más susceptible a la acción de la erosión y por ende con menor potencial de preservación. Sin embargo, el análisis de facies no sugiere que la depositación de las turbiditas limosas haya sido acompañada por una erosión considerable.

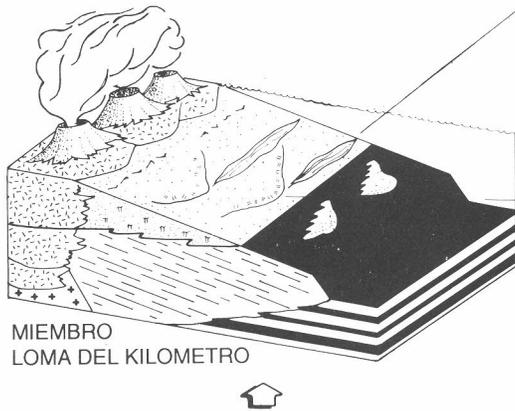
Por su parte, la abundancia de icnofósiles en los depósitos de desbordes adyacentes a canales rellenos

SISTEMA DEPOSICIONAL DE ABANICO
DELTAICO VOLCANICLASTICO



MIEMBRO
PUNTA PETREA

SISTEMA DEPOSICIONAL DE PLATAFORMA



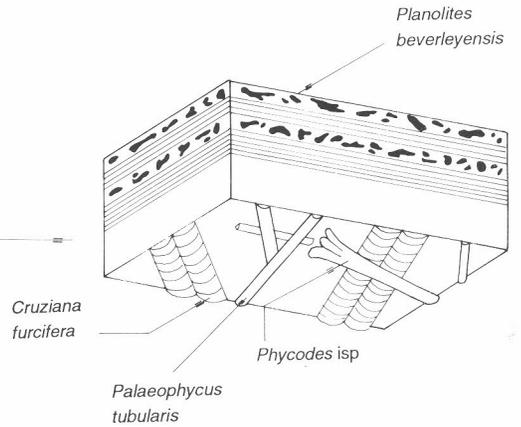
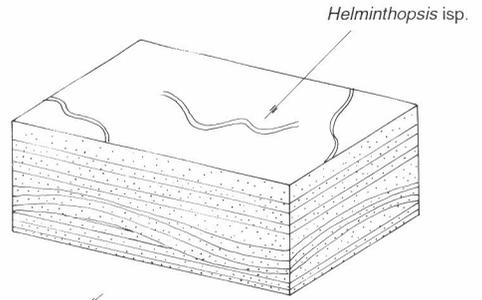
MIEMBRO
LOMA DEL KILOMETRO

SISTEMA DEPOSICIONAL DE TALUD



MIEMBRO
VUELTA DE LAS TOLAS

ASOCIACION DE CRUZIANA



ASOCIACION DE PLANOLITES

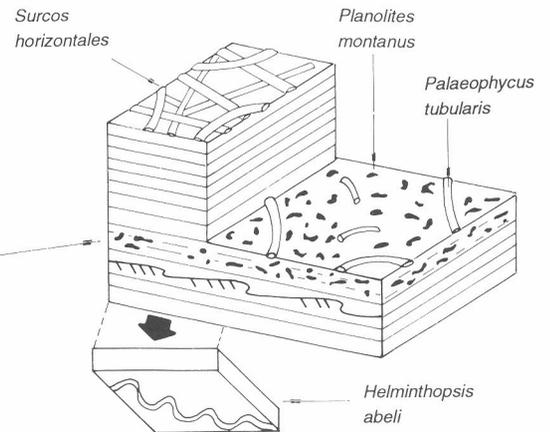


Figura 7. Reconstrucción idealizada de los sistemas deposicionales y las asociaciones de trazas fósiles correspondientes.

ocho icnotaxa. Asimismo, las trazas fósiles individualizadas corresponden a formas relativamente simples que reflejan patrones de comportamiento poco especializados. Este hecho contrasta con la situación reflejada en sedimentos de ambientes marinos someros y profundos documentados en otras localidades eopaleozoicas del mundo y de nuestro país.

Por ejemplo, en su análisis de la icnofauna de sucesiones arenigianas de plataforma del área de Salamanca, Pickerill *et al.* (1984) identificaron 16 icnoespecies, incluyendo distintas formas asignadas a trilobites (*Cruziana*, *Monomorphichnus*, *Diplichnites*, *Rusophycus*) y estructuras relativamente complejas (*Daedalus*). Por su parte, Webby (1983) documentó en depósitos tremadociano-arenigianos marinos someros de Australia una icnofauna compuesta por 8 trazas de artrópodos, si bien ésta se encuentra asociada a otras icnoespecies mencionadas, pero no descritas por el autor. A su vez, una asociación de alta icnodiversidad (35 formas) perteneciente a la icnofacies de *Cruziana* fue reconocida en carbonatos del Ordovícico Medio de Canadá por Fillion y Pickerill (1984). Recientemente, un detallado estudio de Fillion y Pickerill (1990) en sucesiones silicoclásticas marinas someras de edad cámbrica tardía a arenigiana en Newfoundland documentó la existencia de 116 icnoespecies. Del mismo modo, considerando los sedimentos eopaleozoicos silicoclásticos del noroeste argentino, se manifiestan las mismas tendencias en cuanto a la icnodiversidad. Una treintena de icnoespecies han sido reconocidas en las sucesiones ordovícicas de plataforma de la Cordillera Oriental (Aceñolaza, 1978; Aceñolaza y Durand, 1978; Aceñolaza y Fernández, 1978, 1984; Mángano *et al.*, 1994). Estas sedimentitas presentan asociaciones con gran diversidad y abundancia de icnofósiles. Por ejemplo, Mángano *et al.* (1994, en prensa) identificaron 14 icnoespecies en una asociación de trazas fósiles en facies de areniscas cuarzosas de plataforma dominada por mareas, pertenecientes a afloramientos de la Formación Santa Rosita en la Quebrada del Salto Alto, Purmamarca. Asociaciones diversas y con abundantes icnofósiles han sido también documentadas fuera del ámbito del noroeste argentino, particularmente en la provincia de Buenos Aires. Poiré *et al.* (1984) han reconocido 21 icnoespecies en las sedimentitas silicoclásticas de plataforma de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico).

Por su parte, también se han registrado icnofaunas diversas en ambientes marinos profundos del Paleozoico Inferior. Pickerill (1980, 1987) documentó una asociación de 16 icnogéneros en los depósitos carbonáticos profundos del Grupo Grog Brook, Canadá, considerado de edad ordovícica tardía. Recientemente, Crimes *et al.* (1992) presentaron un detallado análisis de la icnofauna arenigiana del *flysch* de Eire, integrada por 14 icnoespecies. Tanto la asociación de Canadá, como la de Eire están constituidas por es-

estructuras que reflejan estrategias de alimentación de gran complejidad, tales como *Paleodictyon*, *Glocke-richnus*, *Spirorhappe* y *Helminthoida*.

Los estudios mencionados demuestran la existencia de una variada y compleja icnofauna en los mares eopaleozoicos. Los ambientes de plataforma albergaron una rápida diversificación de trazas ya en el Cámbrico temprano (Seilacher, 1977; Crimes, 1987, 1992; Crimes y Crossley, 1991). Por su parte, los ambientes marinos profundos evidenciaron una colonización gradual a lo largo del Paleozoico Inferior, estableciéndose los principales linajes ya en el Ordovícico (Crimes, 1974; Crimes y Crossley, 1991; Crimes *et al.*, 1992).

Teniendo en cuenta este hecho, la baja icnodiversidad de las sucesiones ordovícicas de la Formación Suri debe ser considerada como claramente anómala para los niveles de evolución de la fauna bentónica en estos tiempos. La explicación más factible residiría en la marcada inestabilidad que caracteriza los ambientes adyacentes a arcos volcánicos como el aquí analizado. En este tipo de ambientes el alto aporte de material volcánigeno trae aparejado la generación de frecuentes flujos gravitatorios de sedimento. La alta tasa de sedimentación asociada a estas catástrofes locales perturba e inhibe el normal desarrollo de la fauna bentónica. Esta explicación es coherente con las conclusiones arribadas a partir de estudios sedimentológicos, tafonómicos y paleoecológicos realizados en esta misma unidad (*cf.* Mángano y Buatois, 1992a, b, 1994, 1995, 1996). Como fue discutido, en el caso de las facies de talud, las condiciones de pobre oxigenación también habrían jugado un rol preponderante en la generación de asociaciones de trazas fósiles de baja diversidad. El escaso contenido de oxígeno podría estar relacionado con una limitada circulación de aguas profundas en subcuencas topográficamente restringidas. Esta situación es sumamente común en taludes de márgenes activos, afectados por fallamiento (*cf.* Lash, 1987, 1988).

En este sentido resulta interesante comparar la situación aquí discutida con un estudio realizado por Soja (1991), quien analizó la icnología de turbiditas carbonáticas de talud asociadas a arcos volcánicos del Silúrico de Alaska. Ambas icnofaunas guardan similitudes en características generales y composición taxonómica. La asociación detectada en Alaska alberga formas muy poco especializadas y está constituida sólo por tres icnogéneros (*Palaeophycus*, *Planolites* y *Chondrites*). Una de las explicaciones plausibles dadas por esta autora es justamente la existencia de condiciones desfavorables para el desarrollo de alta diversidad en ambientes adyacentes a arcos volcánicos. Del mismo modo, la ausencia de trazas variadas y complejas de la icnofacies de *Nereites* en depósitos de sistemas turbidíticos proximales en la Formación Whisky Bay (Cretácico de Antártida) fue

interpretada por Buatois y Lopez Angriman (1991, 1992) como el resultado de la inestabilidad generada por frecuentes flujos en masa asociados al volcanismo.

La estabilidad o predictibilidad de un ambiente está en relación directa con la diversidad de especies bentónicas que lo habitan (Sanders, 1968). En ambientes estables, los organismos tienden a dejar una gran variedad de trazas y desarrollan estrategias de alimentación complejas. Por el contrario, el registro icnológico de ambientes inestables consiste en unas pocas formas no especializadas. El presente estudio pone de manifiesto que en ambientes adyacentes a arcos volcánicos, las recurrentes catástrofes locales generan condiciones de *stress* que impiden el desarrollo de icnofaunas diversas y complejas a partir de la actividad de comunidades estables.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a George Pemberton por sus comentarios sobre la taxonomía de las trazas fósiles aquí descritas y a los dos árbitros anónimos por sus sugerencias para mejorar el manuscrito. Estos estudios fueron posibles gracias a becas otorgadas por el CONICET y Sigma Xi, The Research Society a uno de los autores (MGM). Hacemos extensivo nuestro reconocimiento a Daniel Ruiz Holgado y Mark Schoneweis por la realización de los dibujos.

BIBLIOGRAFIA

- ACEÑOLAZA, F. G. 1978. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Ameghiniana* 15: 15-64. Buenos Aires.
- _____ y DURAND, F. R. 1978. Trazas de trilobites en los estratos del Ordovícico basal de la Puna argentina. *Acta Geológica Lilloana* 15: 5-12. San Miguel de Tucumán.
- _____ y _____ 1984. Observaciones sobre la fauna graptolítica tremadociana del Famatina, provincia de La Rioja. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas* 4: 267-276. Buenos Aires.
- _____ y FERNANDEZ, R. I. 1978. Trazas fósiles del Ordovícico Inferior de la sierra de Cajas, Jujuy. *Acta Geológica Lilloana, Supl.* 14: 33-37. San Miguel de Tucumán.
- _____ y _____ 1984. Nuevas trazas fósiles en el Paleozoico inferior del noroeste argentino. *III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas* 3: 13-28. Corrientes.
- _____ y MANGANO, M. G. 1990. Presencia de *Cruziana furcifera* en las sedimentitas ordovícicas de la Formación Suri, Sistema del Famatina, República Argentina. *V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas, Serie Correlación Geológica* 7: 183-187. San Miguel de Tucumán.
- _____ y RABANO, I. 1990. Nota sobre algunos trilobites Asaphina de la Formación Suri (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). *V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas, Serie Correlación Geológica* 7: 39-49. San Miguel de Tucumán.
- _____ y TOSELLI, A. J. 1977. Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana* 14: 55-81. San Miguel de Tucumán.
- _____ y _____ 1981. *Geología del Noroeste Argentino*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 212 pp. San Miguel de Tucumán.
- _____ y _____ 1988. El Sistema del Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. *V Congreso Geológico Chileno, Actas* 1: 55-67. Santiago.
- _____, GORUSTOVICH, S. y SOLIS, J. 1976. El Ordovícico del río La Alumbra, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 13: 269-288. Buenos Aires.
- ALBANESI, G. L. y VACCARI, N. E. 1994. Conodontes del Arenig en la Formación Suri, Sistema del Famatina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 26: 125-146. Madrid.
- BENEDETTO, J. L. 1994. Braquiópodos ordovícicos (Arenigiano) de la Formación Suri en la región del río Chaschuil, Sistema del Famatina, Argentina. *Ameghiniana* 31: 221-238. Buenos Aires.
- BORRELLO, A. 1966a. Las facies de *Cruziana* en el Ordovícico del Norte Argentino. *Ameghiniana* 4: 185-188. Buenos Aires.
- _____ 1966b. Paleontografía Bonaerense. Fascículo V. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 42 pp. La Plata.
- BRADLEY, J. 1981. *Radionereites, Chondrites and Phycodes*, trace fossils of *Renilla* (Pennatulacea). *Pacific Geology* 15: 1-16.
- BROMLEY, R. 1990. *Trace Fossils: Biology and Taphonomy*. 280 pp. Unwin Hyman, London.
- _____ y ASGAARD, U. 1972. Notes on Greenland trace fossils I. Freshwater *Cruziana* from the Upper Triassic of Jameson Land, east Greenland. *Rapport Grønlands Geologiske Undersogelse* 49: 7-13. Copenhagen.
- BUATOIS, L. A. y LOPEZ ANGRIMAN, A. O. 1991. Icnología de la Formación Whisky Bay (Cretácico, Isla James Ross, Antártida): Implicancias paleoecológicas y paleoambientales. *Ameghiniana* 28: 75-88. Buenos Aires.
- _____ y _____ 1992. The ichnology of a submarine braided channel complex: the Whisky Bay Formation, Cretaceous of James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 94: 119-140. Amsterdam.
- _____ y MANGANO, M. G. 1992. La oxigenación como factor de control en la distribución de asociaciones de trazas fósiles, Formación Kotick Point, Cretácico de Antártida. *Ameghiniana* 29: 69-84. Buenos Aires.
- _____ y _____ 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos* 2: 237-258. New York.

- CAS, R. A. F. y WRIGTH, J. V. 1987. *Volcanic successions*. Unwin Hyman. 528 pp. London.
- CRIMES, T. P. 1970. The significance of trace fossils in sedimentology stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. En: Crimes, T. P. y Harper, J. C. (Eds.), *Trace Fossils, Geological Journal Special Issue 3*: 101-126. Seel House Press, Liverpool.
- _____ 1974. Colonisation of the early ocean floor. *Nature* 248: 328-330. London.
- _____ 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. En: Frey, R. W. (Ed.), *The study of trace fossils*, 109-130. Springer-Verlag, New York.
- _____ 1987. Trace fossils and correlation of Late Precambrian and Early Cambrian strata. *Geological Magazine* 124: 97-119. Cambridge.
- _____ 1992. Changes in the trace fossil biota across the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *Journal of the Geological Society* 149: 637-646. London.
- _____ y CROSSLEY, J. D. 1991. A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation, Wales. *Geological Journal* 26: 26-64. Liverpool.
- _____, GARCIA HIDALGO, J. F. y POIRE, D. G. 1992. Trace fossils from Arenig flysch sediments of Eire and their bearing on the early colonisation of the deep seas. *Ichnos* 2: 61-77. New York.
- CURRAN, H. A. 1985. The trace fossil assemblage of a Cretaceous nearshore environment: Englishtown Formation of Delaware, U.S.A. En: Curran, H. A. (Ed.), *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 35: 261-276. Tulsa.
- ESTEBAN, S. 1993. Análisis paleoambiental de la Formación Volcancito (Ordovícico basal) en la quebrada del Portezuelo de La Alumbra, Sistema del Famatina. *XII Congreso Geológico Argentino, Actas* 1: 116-120. Buenos Aires.
- _____ 1994. Oxygen-deficient facies in the Early Ordovician of the Famatina System, La Rioja Province, NW Argentina. *Abstracts 14th International Sedimentological Congress*, p. A-10. Recife.
- FILLION, D. y PICKERILL, R. K. 1984. Systematic ichnology of the middle Ordovician Trenton Group, St. Lawrence Lowland, eastern Canada. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 20: 1-41. New Brunswick.
- _____ y _____ 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 7: 1-119. Toronto.
- FREGENAL MARTINEZ, M. A., BUATOIS, L. A. y MANGANO, M. G. 1995. Invertebrate trace fossils from Las Hoyas fossil site (Serranía de Cuenca, Spain). Paleoenvironmental interpretations. *2nd International Symposium on Lithographic Limestones, Extended Abstracts*: 65-70. Cuenca.
- FRITZ, W. J., HOWELLS, M. F., REEDMAN, A. J. y CAMPBELL, S. D. G. 1990. Volcaniclastic sedimentation in and around an Ordovician subaqueous caldera, Lower Rhyolitic Tuff Formation, North Wales. *Geological Society of America, Bulletin* 102: 1246-1256. Boulder.
- GIBSON, G. G. 1989. Trace fossils from Late Precambrian Carolina slate belt, south-central North Carolina. *Journal of Paleontology* 63: 1-10. Lawrence.
- HAKES, W. G. 1985. Trace fossils from brackish-marine shales, Upper Pennsylvanian of Kansas, U.S.A. En: Curran, H. A. (Ed.), *Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 35: 21-35. Tulsa.
- HAN, Y. y PICKERILL, R. K. 1995. Taxonomic review of the ichnogenus *Helminthopsis* Heer 1877 with a statistical analysis of selected ichnospecies. *Ichnos* 4: 83-118. New York.
- HARRINGTON, H. J. y LEANZA, A. F. 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. University of Kansas, Special Publication: 1-259. Lawrence.
- HOWARD, J. D. 1972. Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in the stratigraphic record. En: Rigby, J. K. y Hamblin, W. K. (Eds.) *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 16: 215-225. Tulsa.
- KSIAZKIEWICK, M. 1970. Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians. En: Crimes, T. P. y Harper, J. C. (Eds.), *Trace Fossils, Geological Journal Special Issue 3*: 283-322. Seel House Press, Liverpool.
- _____ 1977. Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Paleontologica Polonica* 36: 1-200. Warszawa-Kraków.
- LASH, G. G. 1987. Sedimentology and possible paleoceanographic significance of mudstone turbidites and associated deposits of the Pen Argyl Member, Martinsburg Formation (Upper Ordovician), eastern Pennsylvania. *Sedimentary Geology* 54: 113-135. Amsterdam.
- _____ 1988. Sedimentology and evolution of the Martinsburg Formation (Upper Ordovician) fine-grained turbidite depositional system, central Appalachians. *Sedimentology* 35: 429-447. Oxford.
- LAVANDAIO, E. 1973. Geología del Cerro Tolar-Cuchilla Negra, Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina. *V Congreso Geológico Argentino, Actas* 4: 41-54. Córdoba.
- MAGWOOD, J. P. A. 1992. Ichnotaxonomy: A burrow by any other name...? En: Maples, C. G. y West, R. R. (Eds.), *Trace Fossils. Short Courses in Paleontology* 5: 15-33. Knoxville.
- _____ y PEMBERTON, S. G. 1990. Stratigraphic significance of *Cruziana*: New data concerning the Cambrian-Ordovician ichnostratigraphic paradigm. *Geology* 18: 729-732. Boulder.
- MAISONAVE, H. M. 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, Departamento Tinogasta, Provincia de Catamarca. *V Congreso Geológico Argentino, Actas* 4: 75-87. Buenos Aires.
- _____ 1979. Descripción geológica de la hoja 14c Cerros Cumichango. *Boletín Servicio Geológico Nacional* 162: 1-86. Buenos Aires.
- MANGANO, M. G. y BUATOIS, L. A. 1990a. Análisis tafonómico de concentraciones fósiles en las sedimentitas volcánicas ordovícicas del sur del Río Chaschuil, noroeste de la Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. *V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestrati-*

- grafía, *Actas, Serie Correlación Geológica* 7: 51-57. San Miguel de Tucumán.
- _____ y _____ 1990b. Evolución paleoambiental del Ordovícico del sur del Río Chaschuil, noroeste de la Sierra de Narváez, Sistema de Famatina. *XI Congreso Geológico Argentino, Actas* 2: 227-231. San Juan.
- _____ y _____ 1992a. Análisis genético de concentraciones fósiles en una secuencia volcánicoclástica de plataforma, Formación Suri (Ordovícico del Sistema del Famatina). *Ameghiniana* 29: 135-151. Buenos Aires.
- _____ y _____ 1992b. Historia deposicional de las secuencias ordovícicas marinas del Sistema del Famatina en el noroeste de la sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. *Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas* 2: 215-222. La Plata.
- _____ y _____ 1992c. Depósitos de tormenta en una plataforma volcánicoclástica de alto gradiente, Ordovícico del Sistema del Famatina, Argentina. *El Paleozoico inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana, Serie Correlación Geológica* 9: 145-156. San Miguel de Tucumán.
- _____ y _____ 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1: 143-169. La Plata.
- _____ y _____ 1995. Biotic Response to volcanic and sedimentologic processes in a Gondwanic active plate margin basin: the Arenig-Llanvirn Suri Formation, Famatina Basin, northwest Argentina. *7th International Symposium on the Ordovician System, Pacific Section SEPM*, p. 229-232. Las Vegas.
- _____ y _____ 1996. Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting from the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina (Famatina System). *Sedimentary Geology* 103. Amsterdam.
- _____ y _____, en prensa. Slope apron deposition in an Ordovician arc related setting: The Vuelta de Las Tolas Member (Suri Formation), Famatina Basin, northwest Argentina. *Sedimentary Geology*. Amsterdam.
- _____, _____ y ACEÑOLAZA, G. F. 1994. Paleoenvironmental significance of trace fossils from a lower Paleozoic tide-dominated shelf succession of the Santa Rosita Formation, northwest Argentina. *14th International Sedimentological Congress, Abstracts* p. S5-1-S5-2. Recife.
- _____, _____ y _____, en prensa. Trace fossils and sedimentary facies from a Late Cambrian-Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita Formation, northwest Argentina): Implications for ichnofacies models of shallow marine successions. *Ichnos*. New York.
- NARBONNE, G. M. 1984. Trace fossils in Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada. *Journal of Paleontology* 58: 398-415. Lawrence.
- _____ y AITKEN, J. D. 1990. Ediacaran fossils from the Sekwi Brook area, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Palaeontology* 33: 945-980. Cambridge.
- _____, MYROW, P., LANDING, E. y ANDERSON, M. M. 1987. A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24: 1277-1293. Ottawa.
- NEMEC, W. y STEEL, R. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it?. En: Nemeč, W. y Steel, R. (Eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: 3-13. Blackie & Son, London.
- PEMBERTON, S. G. y FREY, R. W. 1982. Trace fossils nomenclature and the *Planolites-Palaecophycus* dilemma. *Journal of Paleontology* 56: 843-871. Lawrence.
- PICKERILL, R. K. 1980. Phanerozoic flysch trace fossil diversity-observations based on an Ordovician flysch ichnofauna from the Aroostook-Matapedia Carbonate Belt of northern New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17: 1259-1270. Ottawa.
- _____ 1987. Late Ordovician sedimentary rocks and trace fossils of the Aroostook-Matapedia Carbonate Belt at Runnymede, Restigouche River, northern New Brunswick. *Geological Society of America Centennial Field Guide, Northeastern Section* 83: 385-388.
- _____ 1992. Carboniferous nonmarine invertebrate ichnocoenoses from southern New Brunswick, eastern Canada. *Ichnos* 2: 1-15. New York.
- _____ 1994. Nomenclature and taxonomy of invertebrate trace fossils. En: Donovan, S. K. (Ed.), *The Palaeobiology of Trace Fossils*: 3-42. John Wiley and Sons Ltd. Chichester.
- _____ 1995. Deep-water marine *Rusophycus* and *Cruziana* from the Ordovician Lotbinière Formation of Quebec. *Atlantic Geology* 31: 103-108. New Brunswick.
- _____ y NARBONNE, G. M. 1995. Composite and compound ichnotaxa: a case example from the Ordovician of Quebec, eastern Canada. *Ichnos* 4: 53-69. New York.
- _____, ROMANO, M. y MELENDEZ, B. 1984. Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. *Geological Journal* 19: 249-269. Liverpool.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. y HISCOTT, R. 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews* 23: 75-174. Amsterdam.
- _____, HISCOTT, R. N. y HEIN, F. J. 1989. *Deep marine environments*. Unwin Hyman, 416 pp. London.
- POIRE, D. G., DEL VALLE, A. y REGALIA, G. M. 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas* 4: 249-266. Buenos Aires.
- SANCHEZ, T. M. y BABIN, C. 1994. Los géneros *Redonia* y *Catamarcaia* (Mollusca, Bivalvia) de la Formación Suri (Ordovícico Temprano, oeste de Argentina) y su interés paleobiogeográfico. *Revista Española de Paleontología* 9: 81-90. Madrid.
- SANDERS, H. L. 1968. Marine benthic diversity: a comparative study. *American Naturalist* 102: 243-282. Tempe, Arizona.

- SEILACHER, A. 1970. *Cruziana* stratigraphy of "nonfossiliferous" Paleozoic sandstones. En: Crimes, T. P. y Harper, J. C. (Eds.), *Trace Fossils*, Geological Journal Special Issue 3: 447-446. Seel House Press. Liverpool.
- _____ 1977. Evolution of trace fossil communities. En: Hallam, A. (Ed.), *Pattern of evolution as illustrated by the fossil record*, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 5: 359-376. Elsevier, Amsterdam.
- _____ 1992. An updated *Cruziana* stratigraphy of Gondwanan Paleozoic sandstones. En: Salem, M. J., Hammuda, O. S. y Eliagoubi, B. A. (Eds.), *The Geology of Lybia* 4: 1565-1580. Elsevier, Amsterdam.
- SOJA, C. M. 1991. Silurian trace fossils in carbonate turbidites from the Alexander arc of southeastern Alaska. *Ichnos* 1: 173-181. New York.
- SWINBANKS, D. D. y MURRAY, J. W. 1981. Biosedimentological zonation of Boundary Bay tidal flats, Fraser River Delta, British Columbia. *Sedimentology* 28: 201-237. Oxford.
- TURNER, J. C. M. 1964. Descripción geológica de la hoja 15c Vinchina. *Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería* 100: 1-93. Buenos Aires.
- _____ 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b Chaschuil, provincia de Catamarca y La Rioja. *Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería* 106: 1-91. Buenos Aires.
- VACCARI, N. E. y WAISFELD, B. G. 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico Temprano) en la región de Chaschuil, provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. *Ameghiniana* 31: 73-86. Buenos Aires.
- WEBBY, B. D. 1983. Lower Ordovician arthropod trace fossils from western New South Wales. *Proceedings Linnean Society of New South Wales* 107: 61-76. Sydney.

Original recibido el 10 de octubre de 1994.

Aceptado el 29 de febrero de 1996.