

El Ordovícico del sector occidental de Stara Planina (Montes Balcanes), Bulgaria: Icnofósiles e implicaciones paleobiogeográficas

Florencio G. ACENÓLAZA¹ & Slavcho YANEV²

¹ INSUGEO, UNT-CONICET, Miguel Lillo 205. 4000 Tucumán, Argentina. ² Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria.

Abstract: Ordovician of the western area of Stara Planina (Balkan Mountains), Bulgaria: Trace fossils and palaeogeographic implications. A thick sequence of Ordovician shales and sandstones bearing fossils (trilobites, graptolites, acritarchs, and trace fossils) is exposed in the western area of Stara Planina (North-Sofia, Bulgaria). The stratigraphic section is of an Arenig to Asghill age, being characterized by its structural complexity. The lower unit, the Grohoten Formation (2000 meters thick), is composed of shales and quartzites and contains abundant trace fossils such as: *Cochlichnus*, *Diplocraterion*, *Dictyodora*, *Glockerichnus*, *Gordia*, *Helicodromites*, *Helminthopsis*, *Hormosiroidea*, *Monocraterion*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Planolites*, *Scolicia*, *Skolithos*, *Spirophycus*, *Spirophyton*, and *Teichichnus*. The upper unit, the Cerecel Formation (340 meters thick), is composed of shales and silicified siltstones, while the trace fossil assemblage is represented by *Teichichnus*, *Zoophycos*, and *Chondrites*. The sequence is characteristic of a marine platform similar to that of other areas of central and southwestern Europe (Bohemia, Thuringia, Armorica etc) and is interpreted as related to other perigondwanic areas.

Key words: Trace fossils, Ordovician, Balkans, perigondwanic areas.

Stara Planina ("montaña vieja" en idioma búlgaro) es una estructura orográfica de rumbo general ONO-ESE que forma parte de los Montes Balcanes, en Bulgaria (Mapa 1). Está definida por un complejo sistema de fracturas de rumbo prevalentemente NO-SE y de cabalgamiento producidos sobre un núcleo de rocas del Paleozoico inferior y medio que infrayacen a rocas sedimentarias del Carbonífero superior, así como también a otras del Mesozoico y Cenozoico.

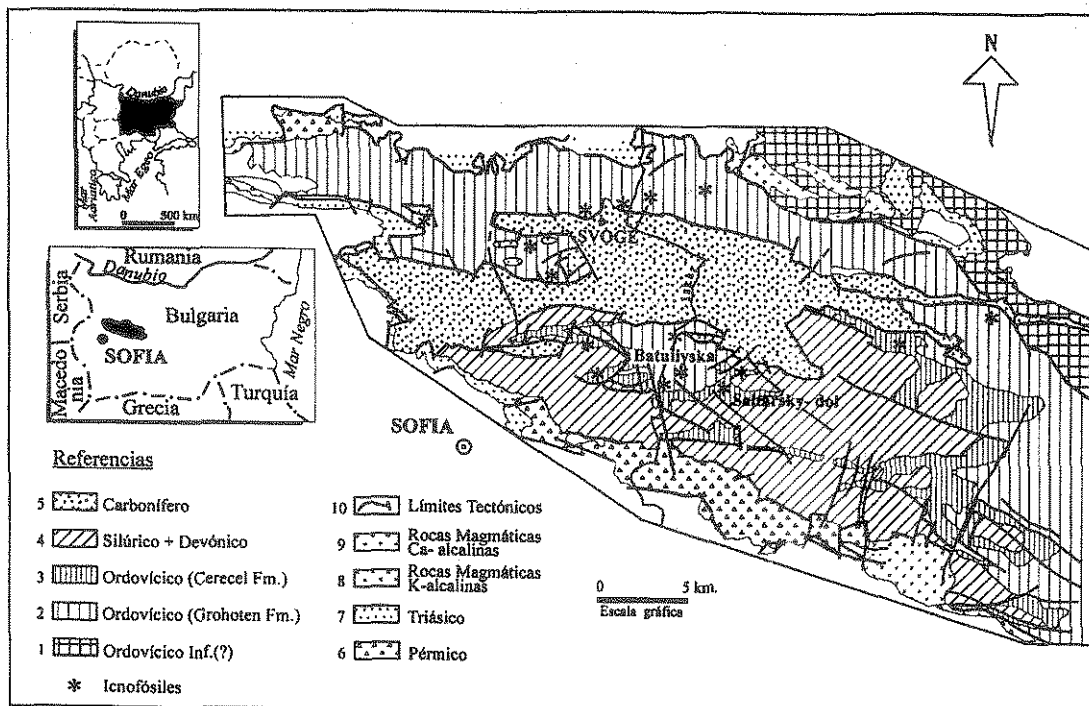
El núcleo paleozoico está integrado por rocas metamórficas de bajo grado y sedimentarias cuya edad va desde el Ordovícico al Devónico. Esta asignación se ve facilitada por la presencia de numerosos estratos en los que se ha encontrado material paleontológico, destacándose la presencia de niveles con fósiles, entre ellos, trilobites, graptolitos y acritarcos. Debe señalarse que en la secuencia perteneciente al Ordovícico se identificaron niveles que van desde el Arenigiano al Ashgilliano; aunque, por razones de la complejidad tectónica, hasta el presente ha sido bastante difícil integrar con detalle la columna estratigráfica del sector.

Estudios llevados adelante por Spasov (1960), Tenchov & Yanev (1987) y fundamental-

mente Yanev (1992-1997), permitieron delimitar diversos niveles que contienen icnofósiles y sobre los cuales hasta el presente no hubo una clara determinación taxonómica. Spasov (1960) solamente logró diferenciar tres grupos de icnofósiles: "rectos", "curvados" y "pequeños que a veces se cruzan". Esta situación, sumada a la necesidad de producir una revalorización de la secuencia estratigráfica en el marco regional, nos llevó a desarrollar trabajos de campo y estudios de laboratorio para identificar el material icnológico en su marco geológico, como así también replantear hipótesis acerca del significado que, en términos paleoambientales y paleogeográficos, representa la sucesión sedimentaria allí aflorante. Creemos que, como resultado de ello, no solo se logró ampliar registros paleontológicos, sino también tener un panorama de lo acontecido en el borde perigondwánico de Europa suroriental en tiempos ordovícicos.

MARCO GEOLOGICO

La ruta que une Sofia con la cuenca del Danubio atraviesa Stara Planina de tal forma que permite tener un panorama general represen-



Mapa 1. Mapa de ubicación y geología del sector occidental de Stara Planina, Bulgaria, con identificación de las localidades con icnofósiles.

tativo de la secuencia ordovícica allí aflorante. Si bien hay bastante homogeneidad en los términos granulométricos más finos, debe señalarse la presencia de importantes bancos lenticulares ortocuarcíticos, ya cartografiados en escala 1:25.000 y 1:100.000 (hojas Sofia, Botevgrad y Berkovitsa) y que pueden reconocerse, por ejemplo, en la región de Svoge.

La secuencia ordovícica está integrada en la base por la Formación Grohoten, que representa el lapso Arenigiano / Caradociano y la Formación Cerecel del Caradociano / Ashgilliano. Esta última se encuentra recubierta, en discordancia, por rocas con fósiles del Ashgilliano terminal / Silúrico inferior (Cuadro 1).

La Formación Grohoten tiene un espesor máximo cercano a los 2.000 metros en el anticlinal de Svoge (Yanev, 1992); y está constituida en su base por lutitas oscuras y gris verdosas, el nivel medio por ortocuarcitas con intercalaciones de lutitas oscuras; mientras que el nivel superior lo integran nuevamente lutitas. En lutitas y cuarcitas del tercio inferior y predominantemente en el medio se identifican icnogéneros tales como *Cochlichnus*, *Diplocraterion*, *Dictyodora*, *Glocherichnus*, *Gordia*, *Helicodromites*, *Helminthopsis*, *Hormosiroidea*, *Monocraterion*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Scolicia*, *Skolithos*, *Spirophycus*, *Spirophyton* y *Teichichnus*.

La mayor parte del material fue recogido en el valle de Río Iskar y sus afluentes donde, los bancos arenosos y pelíticos están visiblemente expuestos. Un ejemplo de ello es el corte del camino que se aprecia en la intersección del Río Iskar con el Río Batuliiska donde se observa un banco de lutitas y limolitas grises, fuertemente plegadas que contienen intercalaciones de cuarcitas gris oscuras, uno de ellos de aproximadamente 5 metros de potencia.

La Formación Cerecel tiene un espesor del orden de los 340 metros, se apoya concordantemente sobre la anterior y está compuesta por lutitas y limolitas grises y gris verdosas, dispuesta en una secuencia rítmica. Esta misma puede ser observada con detalle en la quebrada «Saltarski dol», donde es posible apreciar la discordancia intra-ashgilliana y la sucesión estratigráfica del Silúrico basal que se le superpone. En el tramo medio de estos niveles se ha reconocido la presencia de los icnogéneros *Zoophycos*, *Teichichnus* y *Chondrites*. Estos se presentan como manchas oscuras en los bancos de lutitas y limolitas, lográndose ver detalles del plexo ("spreite") de estos icnogéneros.

DESCRIPCION DEL MATERIAL

La descripción paleontológica se basa sobre material depositado en las colecciones del Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Bulgaria y en ejemplares "in situ" que fueron reconocidos durante los trabajos de campo desarrollados en los diferentes puntos de Stara Planina. En la descripción del material se han tenido en cuenta las observaciones que sobre conceptos icnológicos desarrollaran Gámez Vintaned & Liñán (1996), adecuando, acertadamente, criterios internacionales al idioma español, como asimismo se tomó en consideración aspectos nomenclaturales que fueron acordados y utilizados en la Primer Reunión Argentina de Icnología.

Debe asimismo señalarse que contando con la cooperación del Dr. J. C. Gutierrez Marco (CSIC) se obtuvo una secuencia de reproducciones del material estudiado utilizando resina plástica la cual, a su vez, facilitó la obtención de copias en yeso que se encuentran depositadas en las colecciones del INSUGEO (Tucumán).

Las pistas fósiles reconocidas son las siguientes.

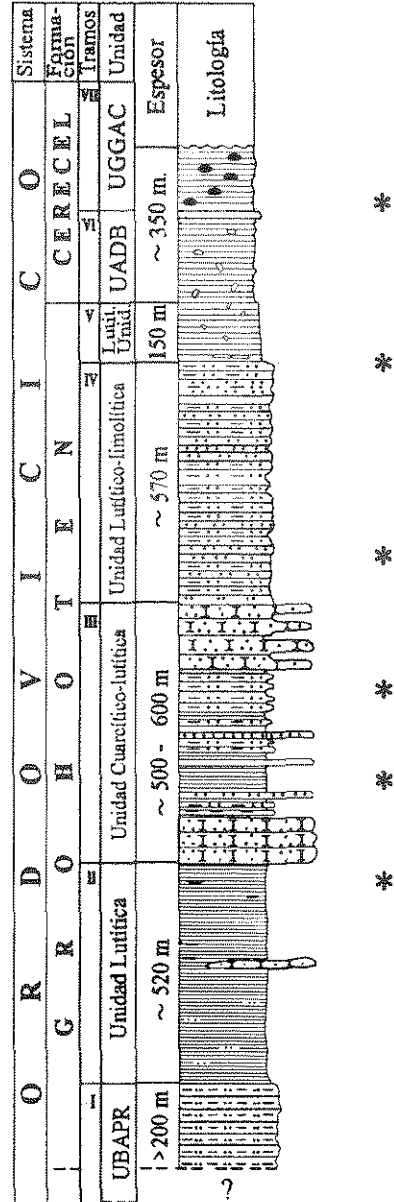
Icnogénero *Chondrites* von Sternberg, 1833

Chondrites *isp.*
(Fig. 28 C)

Material. Numerosos ejemplares "in situ" en el valle de Saltarski dolo, presentes en limolitas finas estratificadas de la Formación Cerecel que contienen restos de *Zoophycos*.

Descripción. Estructura endichnia caracterizada como un sistema subhorizontal de madrigueras integrado por túneles ramificados dicotómicamente, no interpenetrados, de aspecto dendrítico. Los tubos tienen un diámetro que varía entre 0.6-2 mm y su relleno es de color negro, lo que permite destacarlo del material limolítico, generalmente de color gris verdoso.

Observaciones. Para Fu (1991), *Chondrites* se interpreta como un sistema de túneles, tridimensional, generados por la actividad nutricional de organismos quemosimbiontes vermiformes que, para Seilacher (1955), caracterizan una bien determinada posición batimétrica en los fondos marinos (icnofacies de *Chondrites*). Si bien, en términos generales, este icnogénero es representativo de zonas con aguas relativamente profundas se ha comprobado que también está presente en depósitos más someros de baja energía, especialmente en sectores de aguas con escaso contenido de oxígeno libre.



- Cuarcitas
- Limolitas
- Alternancia de lutitas y limolitas
- Lutitas
- Lutitas con "manchas oscuras"
- Lutitas con concreciones
- * Trazas fósiles (icnofósiles)

Cuadro 1. Columna estratigráfica general del Ordovícico con indicación de la posición estratigráfica de los icnofósiles en las formaciones Grohoten y Cerecel.

Puede decirse, en términos generales, que la asociación *Chondrites-Zoophycos* está presente desde aguas con abundante oxígeno libre hasta poco oxigenadas (intersticiales) en ámbitos con escasa influencia del oleaje, situación que es ampliamente reconocida por Savrda & Bottjer (1989).

A este icnogénero se han atribuido un considerable número de icnoespecies (alrededor de 170) cuya revisión ha sido recientemente llevada a cabo por Fu (1991); destacándose que gran parte de ellas carecen de sustento sistemático. La identificación del material estudiado con alguna de ellas es dificultosa en razón a que el estado de conservación no permite apreciar con claridad la morfología del sistema de tubos que lo componen. Sin perjuicio de ello, debe reconocerse que el diseño regular de los mismos hace pensar en la posibilidad de ser formas cercanas a *Ch. furcatus*. Un material de parecidas características morfológicas fue descrito por Crimes & McCall (1995) para las turbiditas del Mioceno de Irán. Debe señalarse que Mikulas (1994, 1998) describe una serie de *Chondrites* (isp. A, B, C y D) en el Ordovícico de Bohemia.

Debe señalarse que este icnogénero es cosmopolita y reconocido desde los niveles pretrilobíticos del Cámbrico hasta la actualidad (Crimes, 1994). Según Mikulas (1999) es una forma frecuente en niveles del Dobrotiviano (Llanvirniano) y en el Berouniano (Caradociano-Asghilliano) del área de Bohemia.

Ichnogénero *Cochlichnus* Hitchcock, 1858

Cochlichnus anguineus Hitchcock, 1858
(Fig. 7)

Material. Un ejemplar procedente de la Formación Grohoten en el cerro Tzarnia kamak, en la localidad de Zhelen (AK- 2/52-0421).

Descripción. Pista caracterizada por ser un surco de trayectoria sinusoidal, regular, no ramificada. El grosor de la traza es de unos 1,5 mm; mientras que la amplitud de onda es del orden de los 22 mm.

Observaciones. Este género tiene la particularidad de su trazado sinusoidal, detalle que actualmente comparte con *Cymataulus*. Mientras en el primer caso, en su descripción original correspondería a pistas en la superficie del estato, en el segundo se corresponde con una estructura de excavación tubiforme (Rindsberg, 1994). A la fecha se reconocen tres icnoespecies *C. anguineus*, *C. antarcticus* y *C. annulatus*, de las cuales la primera se distingue por la ausencia de estructuras anulares o huellas laterales, situa-

ción que es visible en el material estudiado. Para Eagar *et al.* (1985) y Buatois & Mángano (1993) este tipo de pistas representa desplazamientos de organismos para alimentación o pastoreo, mientras que para Metz (1995) sólo estarían relacionadas con desplazamientos del organismo que la realiza. Más recientemente Buatois *et al.* (1997) señalan que más probablemente represente un comportamiento combinado de locomoción y alimentación. Este tipo de traza es parecida a la que realizan ciertos nematodos en sus desplazamientos alimentarios o algunas larvas de ceratopogónidos (dípteros). Su representación es amplia tanto en ambientes marinos como no marinos, teniendo asimismo un registro que va desde el Precámbrico a la actualidad (Buatois *et al.*, 1997). Debe señalarse que este icnogénero ha sido mencionado para niveles de la Formación Kosov, en el Ordovícico superior de Bohemia (Mikulas, 1992).

Ichnogénero *Diplocraterion* Torell, 1870

Diplocraterion cf. D. parallelum Torell, 1870
(Figs. 1, 4)

Material. Varios ejemplares procedentes de la Formación Grohoten en afloramientos de la zona de Ceria (AK-0406 y AK-0399).

Descripción. Tubos en U muy cortos conectados por un plexo («spreite») dispuestos perpendiculares o ligeramente inclinados con respecto al plano de estratificación. Cada tubo tiene unos 2 mm de diámetro observándose en uno de ellos que la unión de la base es ligeramente curva. A partir de allí los tubos son subparalelos, de contorno definido por una pared lisa.

Observaciones. Los ejemplares estudiados no son abundantes y se los ha encontrado en bancos arenosos de granulometría muy fina que también contienen otras formas, también escasas, asignadas a *Skolithos* y *Monocraterion*. Para Fürsich (1974) la diferenciación de las distintas icnoespecies asignadas a este icnogénero deben basarse en los caracteres del «spreite», en la morfología de los tubos y en detalles de sus paredes. En su revisión, donde incorporó a la sinonimia un importante número de icnoespecies, entre otras señala como válidas a *D. parallelum*, *D. habichi*, *D. helmerseni*, *D. biclavatum* y *D. polyupsilon*. Del estudio de los caracteres de la morfología de los ejemplares de la Formación Grohoten, creemos que son ejemplares comparables con *D. parallelum*, por los caracteres de la base de la U, y la disposición paralela de los tubos. Se la considera una forma representativa de niveles de buena oxigenación y de media-

na a alta energía, destacándose que es una forma, cuyo rango cronoestratigráfico se extiende desde el Cámbrico. En Bohemia se menciona la presencia de este icnogénero en el Dobrotiviano, vinculado a niveles de tempestitas (Mikulás, 1999).

Iconogénero *Dictyodora* Weiss, 1884

Dictyodora simplex Seilacher, 1967

Material. Un ejemplar proveniente de la Formación Grohoten en el flanco meridional del pico Ceria (AK- 0415).

Descripción. Estructura tridimensional, irregularmente cónica pudiendo observarse las conexiones ("spreite") producido durante la remoción del sedimento y visible como un surco finamente estriado, irregularmente plegado, de aproximadamente 1 mm de ancho en ambas caras de un banco de arenisca muy fina. El diseño de la trayectoria en el material estudiado tiene aproximadamente 50 mm, planteándose como una línea ligeramente sinusoidal, visible en ambas caras del estrato, lo que permite inferir la ubicación del ápice.

Observaciones. Para Seilacher (1967a) esta icnoespecie señala que es una forma que, si bien desarrolla en el sedimento una estructura vertical-inclinada posiblemente debido a una estructura de tipo sifón, en su trayectoria de remoción del sedimento sigue un patrón de tipo meandroso horizontal. Es una forma frecuente en ámbitos de baja energía habiéndose reconocido en diferentes partes del mundo (Argentina, Estados Unidos, Europa en rocas que van desde el Cámbrico al Carbonífero. En regiones cercanas a Bulgaria, Mikulás (1999) señala la presencia de este icnogénero integrando niveles estratigráficamente bien definidos del Dobrotiviano (Llandeilliano) de Bohemia.

Iconogénero *Glockerichnus* Pickerill, 1982

Glockerichnus isp.

(Fig. 13)

Material. Dos ejemplares provenientes de la Formación Grohoten, una de ellas del cerro Ceria (AK- 0413) y otra de la localidad Zhelen (AK-0423).

Descripción. Estructura radial caracterizada por una serie de tubos convergentes en un punto central. Cada tubo tiene un diámetro variable entre 5 y 10 mm y una longitud visible de unos 80 mm. Internamente se aprecia una estructura tenue, meniscada.

Observaciones. Estas formas "estrelladas" son frecuentes en las facies flysch, habiendo sido particularmente descripta por Książkiewicz (1977) para el Cretácico de los Cárpatos quien, en principio, la denominó *Glockeria*. Vialov (1968) la había descripto previamente como *Stelloglyphus* y también como *Bufasciculus*, habiendo sido originalmente descripta para las Griffel-Schiefer del Ordovícico (Arenigiano) de Thuringia, Alemania. También se la ha reconocido en Irlanda, en niveles estratigráficos de la misma edad en facies flysch al sudeste del Eire (Ribband Group) (Crimes *et al.*, 1992), y en niveles arenosos del Arenigiano de Bohemia (Mikulás, 1999). Asimismo un ejemplar de este tipo fue descripto en facies flysch del límite Precámbrico/Cámbrico del norte de Argentina (Aceñolaza, 1978).

También Crimes & McCall (1995) señalaron su presencia en niveles de la Unidad Jarut, en el Mioceno de Irán quienes, si bien la encuentran en un contexto representativo del flysch, la identifican formando parte de niveles menos profundos.

Iconogénero *Gordia* Emmons, 1844

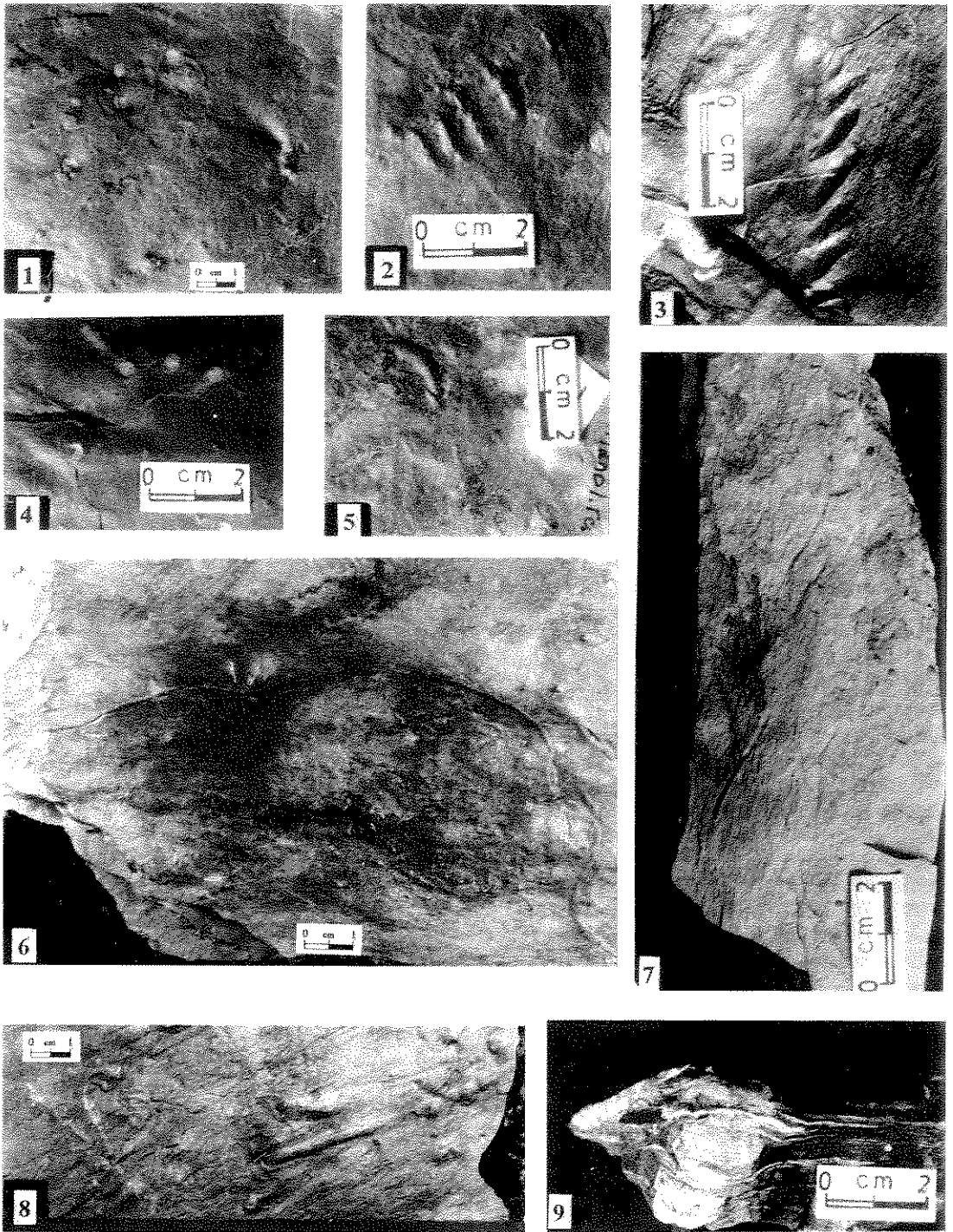
Gordia marina Emmons, 1844

(Fig. 27)

Material. Varios ejemplares "in situ", en afloramientos de la Formación Grohoten en el Pico Ceria.

Descripción. Delgada estructura tubiforme, elongada, de contorno bien definido cuyo diseño permite apreciar el desarrollo de «lazos» que cortan trayectorias anteriores. Tiene un diámetro variable entre 1 y 2 mm.

Observaciones. Este icnogénero está caracterizado por una traza de trayectoria continua, netamente curvada a circular, no meandrosa que incluso puede formar lazos. Si bien el material estudiado no es demasiado abundante, en todos los ejemplares coleccionados pueden determinarse las características morfológicas que caracterizan a esta icnoespecie, particularmente la trayectoria entrelazada propia de un comportamiento filotáxico. El diseño de la misma recuerda al descripto por Crimes *et al.* (1992). Buatois & Mángano (1993), siguiendo a Pickerill (1981) destacan el carácter diferencial de *Gordia* y *Helminthopsis tenuis* basándose en el entrelazado que se observa en la trayectoria de la primera. Se han reconocido unas seis icnoespecies de *Gordia* de las cuales es *G. marina* la forma más simple y de mayor frecuencia tanto en sedimentos marinos como continentales (Buatois



Figs. 1-9. Icnofósiles de la Formación Grohoten: 1 y 4, *Diplocraterion* cf. *D. paralellum*; 2 y 3, *Helicodromites*; 5 y 8, *Planolites montanus*; 6, *Helminthopsis tenuis*; 7, *Cochlichnus anguineus*. Formación Cerecel: 9, *Teichichnus* isp.

& Mángano, 1993). Debe señalarse que es una pista atribuida a desplazamientos producidos durante la alimentación de vermes górdidos, cuyo biocrón es muy amplio, habiéndose reconocido desde el Ediacarano (Crimes, 1994) hasta la actualidad.

Icnogénero *Helicodromites* Berger, 1857

Helicodromites isp.
(Figs. 2, 3)

Material. Dos ejemplares procedentes de afloramientos de la Formación Grohoten en el pico Ceria (AK- I -13 y AK-0414).

Descripción. Estructura tubiforme de trayectoria helicoidal, horizontal a subhorizontal, dispuesta en la interfase arena/arcilla. Se aprecian los tramos emergentes constituidos por pequeños tubos subparalelos de unos 2 a 3 mm de diámetro y entre 10 y 15 mm de longitud. Tienen la pared lisa el contorno bien definido y el espacio entre cada vuelta es del orden de 5 mm.

Observaciones. Esta forma ha sido reconocida por Berger (1957) en rocas del Oligoceno del sur de Alemania, de las que describe, como icnoespecie-tipo, a *H. mobilis*. Básicamente es una forma espiralada, afín a otras del tipo de *Gyrolites* y *Helicolithus* que reflejan una actitud de «barreno» (helicotaxia) en la interfase sedimentaria. Debe señalarse que en el caso de *Gyrolites* el barrenado es vertical; mientras que *Helicodromites* y *Helicolithus* lo hacen en la horizontal. Müller (1971) quien desarrolló una revisión del material alemán de *Helicodromites* señalando sus particulares características morfológicas y destacando que es una forma de amplia distribución ambiental reconociéndosela tanto en ambientes marinos como terrestres, situación que genera controversias acerca de su origen.

Icnogénero *Helminthopsis* Heer, 1877

Helminthopsis abeli Ksiazkiewicz, 1977
(Figs. 19, 27)

Material. Numerosos ejemplares provenientes de la Formación Grohoten de los afloramientos de la región del río Iskar y su afluente el río Batuliyska (AK-0396).

Descripción. Pista tubiforme muy aplanada, de trayectoria irregular con meandros abiertos que en sectores da lugar a pequeños surcos marginales. Tiene un ancho constante de aproximadamente 8 mm. No se aprecia estructura interna, como asimismo estrechamientos en su trayectoria.

Observaciones. Heer (1877) al describir este icnogénero, definió las icnoespecies fundamentándolas en el desarrollo geométrico de la pista y los caracteres de su estructura interna. A partir de esta definición hubieron numerosas descripciones que llevaron a crear diversas icnoespecies generando cierta confusión sobre el objeto. En vista a esto a ello, Han & Pickerill (1995) produjeron una profunda revisión de *Helminthopsis* llegando a la conclusión que en esta son factible de observar caracteres comunes con otras pistas fósiles tales como *Scolicia*, *Cosmorhappe* y *Gordia*. Aplicando criterios morfológico-descriptivos y técnicas de computación reconocieron que en este icnogénero solo es posible identificar tres icnoespecies: *H. abeli*, *H. hyeroglyphica* y *H. granulata*. Si bien esta última fundamentalmente se distingue por la estructura granulada alineada, visible en la superficie, la diferencia entre las otras dos radica en la presencia, o ausencia de estrechamientos en su trayectoria. De esta manera, estos autores han llevado a sinonimia un importante número de icnoespecies que han sido descritas en diferentes niveles estratigráficos.

Casi simultáneamente Wetzel & Bromley (1996) efectuaron la reevaluación del icnogénero y, si bien critican la metodología de Han & Pickerill (1995) llegan a conclusiones bastante parecidas. En su trabajo sinonimizan varias icnoespecies, redefinen a *H. hyeroglyphica*, caracterizándola por ser una forma de trayectoria irregular, con meandros amplios y cambios de bajo ángulo y señalan que *H. granulata* es una forma con «pellets» fecales que puede incorporarse tanto a *H. abeli*, *H. hyeroglyphica* o *H. tenuis*.

Helminthopsis abeli, ha sido registrada en niveles del Ordovícico superior de España en facies de plataforma distal (Aceñolaza, G. & Gutierrez Marco, 1998).

Helminthopsis había sido considerada como una de las formas características del flysch y de facies turbidíticas. Si bien para Han & Pickerill (1995) este icnogénero tienen registro estratigráfico desde el Cámbrico, para Crimes (1994) se lo encuentra desde el Ediacarano hasta nuestros días.

Helminthopsis tenuis Ksiazkiewicz
(Fig. 6)

Material. Varios ejemplares obtenidos en afloramientos de la Formación Grohoten, del flanco meridional del cerro Ceria (AK-L-9804) e «in situ» en otras localidades del mismo sector.

Descripción. Corresponde a una estructura tubiforme, de trayectoria irregular con mean-

dros de gran amplitud, de paredes lisas y con un diámetro bastante homogéneo de aproximadamente 1 mm.

Observaciones. En el caso del material estudiado se observan varios ejemplares asignables a *H. tenuis*, particularmente por el hecho del diseño de la trayectoria, irregular con amplios meandros dando lugar a trayectos en U; como así también el diseño de la estructura tubiforme, de contorno regular. Con respecto a su distribución temporal señalamos la misma del icnogénero.

Ichnogénero *Hormosiroidea* Schäffer, 1928

Hormosiroidea florentina Schäffer, 1928 (Fig. 16)

Material. Un ejemplar procedente de niveles cuarcíticos de la Formación Grohoten, aflorantes en la localidad de Tzarnia Kamak, cerca de la aldea de Zhelen, al este del río Iskar (AK-0422).

Descripción. Serie de cuerpos subsféricos alineados con un diámetro individual del orden de 2 mm y una longitud de 3 mm en el sentido de la alineación.

Observaciones. Schaffer (1928) describe esta icnoespecie como conformada por una alineación de cuerpos esféricos o subsféricos que recuerdan a perlas de un collar, y considera que representan restos del alga *Hormosira*. En cambio Seilacher (1959) le asigna origen en huella de desplazamiento de un invertebrado desconocido. Es una icnoespecie originalmente fue reconocida en facies de flysch del Mesozoico y Cenozoico del área alpina. Recientemente fue reconocida en capas del Paleozoico inferior de Terranova (Crimes & Anderson, 1985), de Groenlandia (Bryant & Pickerill, 1990), en Australia Central (Walter *et al.*, 1989) y en Suiza (Jensen, 1997).

Ichnogénero *Monocraterion* Torell, 1870

Monocraterion isp. Torell, 1870 (Figs. 12, 14)

Material. Varios ejemplares provenientes de la Formación Grohoten, en afloramientos del flanco meridional del Cerro Ceria (AK-0389), en el valle del río Iskar (AK-I 1 y AK-I 3) y en la zona de Ogoya (AK-452).

Descripción. Estructura tubular, central, vertical ensanchada en la región oral dando lugar a una forma cónica invertida, parecida a un embudo. En la zona oral el diámetro es de aproxi-

madamente 30 mm y tiene una profundidad de unos 10 mm. Desde el fondo del embudo, y en posición central, se desarrolla una estructura tubular vertical, con paredes bien definidas y de unos 5 mm de diámetro

Observaciones. Las características del material estudiado no nos permiten llegar a una conclusión definitiva acerca de cual especie representan. Sin perjuicio de ello se observa que tanto las dimensiones generales de la zona oral y el posicionamiento central del tubo vertical recuerdan a formas como las descritas por Jensen (1997) como *M. tentaculatum* en el Cámbrico basal de Suecia. Al igual que *Skolithos*, *Monocraterion* se localiza en niveles que representan una mayor energía de las aguas, siendo asignada a organismos vermiformes que se alimentan con materiales en suspensión. Se supone que el régimen de sedimentación fue relativamente lento, lo que facilitó que el movimiento del organismo productor diera lugar a una estructura con expansión en la zona oral. Crimes *et al.* (1974, 1977) describen este icnogénero en rocas del Precámbrico?-Cámbrico inferior y del Ordovícico del norte de España, siendo también una forma frecuente en niveles cuarcíticos de Tandilia, Argentina (Cingolani *et al.*, 1985). Es una traza reconocida en diversos niveles estratigráficos de todo el mundo con representación desde el Cámbrico pre-trilobítico (Crimes, 1994).

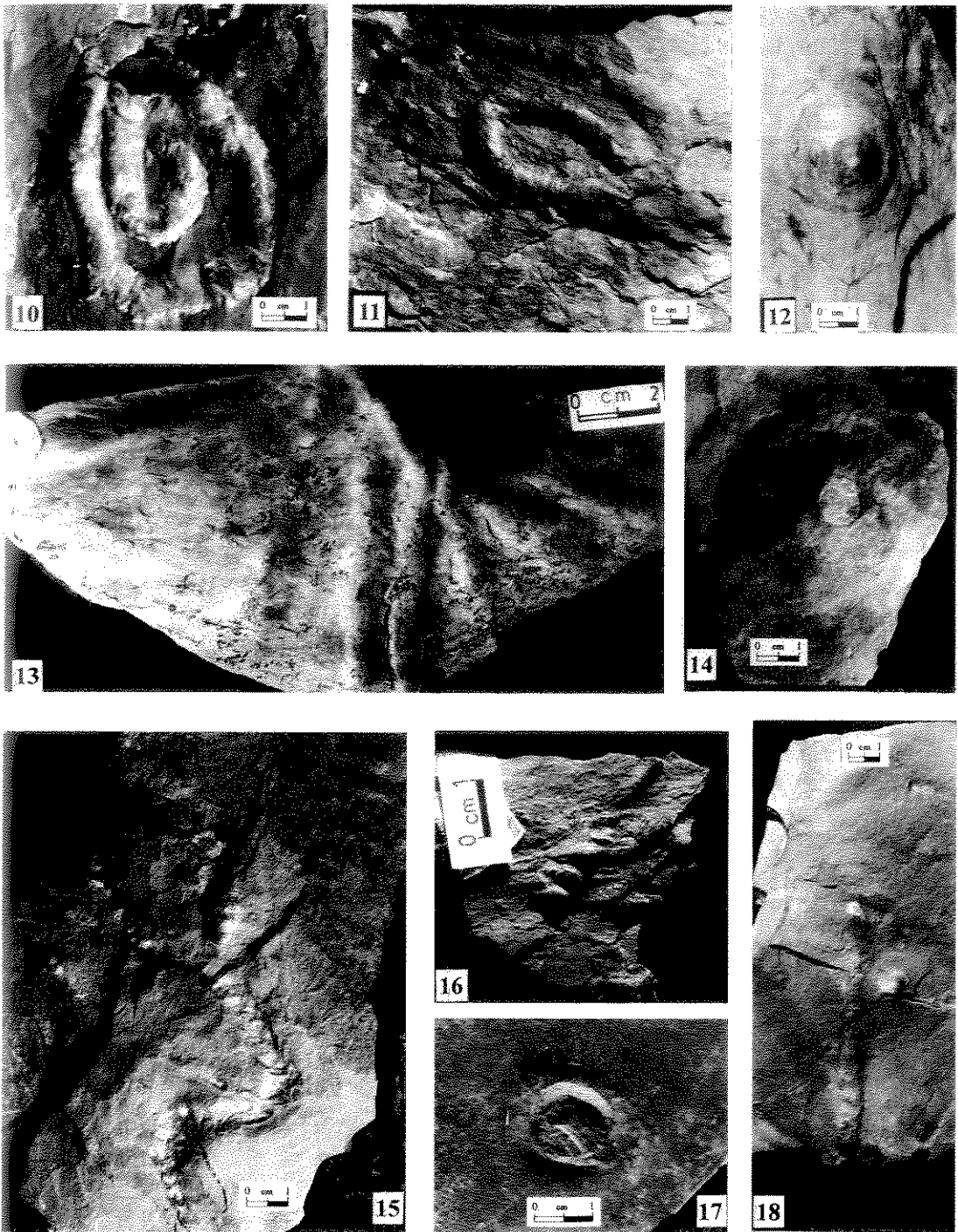
Ichnogénero *Palaeophycus* Hall, 1847

Palaeophycus isp. (Figs. 18, 20, 26)

Material. Varios ejemplares provenientes de diversos niveles de la Formación Grohoten (AK-0412, AK-L-9802 y AK-0385).

Descripción. Excavación subcilíndrica aplanada, recta a algo sinuosa y dispuesta de manera ligeramente oblicua al plano de estratificación. No se ramifica, presentando paredes bien definidas, parcialmente anuladas o lisas. El material asignado a este icnogénero tiene un diámetro de unos 10 mm y un desarrollo longitudinal del orden de los 15 a 20 cm.

Observaciones. Es una forma que tiene variabilidad específica determinada por los caracteres de las paredes y de su sección. En algunos casos como en *P. angulata*, *P. irregularis*, *P. striatus* y *P. sulcatus*, son notorias las estrías generadas por el desplazamiento del organismo productor, teniendo sus diferencias en la presencia de ciertas discontinuidades en su trayectoria, o la disposición que tiene el tubo con res-



Figs. 10-18. Icnofósiles de la Formación Grohoten: 10, 11 y 15, *Spirophycus bicornis*; 12 y 14, *Monocraterion* isp.; 13, *Glocherichnus* isp.; 16, *Hormosiroidea florentina*; 17, *Skolithos* isp.; 18, *Palaeophycus* isp.

pecto a la sección o a su disposición en la interfase arena/arcilla. En el caso de nuestro material no siempre es visible la estriación, sino más bien unas constricciones que se asemejan a las presentes en *P. annulatum*.

Durante mucho tiempo se ha debatido acerca de la forma de diferenciar a este icnogénero de *Planolites* (Pemberton & Frey, 1982), existiendo aún discrepancias acerca de la distinción entre ambos. Es una forma que Crimes (1994) identifica desde el Ediacarano a la actualidad.

Ichnogénero *Phycodes* Richter, 1850

Phycodes cf. *P. palmatum* (Hall, 1852)

Material. Un ejemplar reconocido "in situ" en niveles arenosos de la Formación Grohoten.

Descripción. Estructura compuesta por una serie de túneles cortos que se desarrollan a partir de un punto y desde el cual se desarrollan semisobrepuestos dando el aspecto de que se bifurcan. Los tubos son subcirculares y ligeramente aplanados, de unos 2 mm de ancho, dando lugar a una estructura de aproximadamente 35 mm de longitud.

Observaciones. Por su morfología, en la versión más simple, se reconoce la existencia de varias icnoespecies como *P. palmatum*, *P. flabellum*, *P. circinnatum* y *P. pedum*. De ellas es *P. palmatum* la que más semejanza tiene con el material estudiado, no solo por las características de la morfología y frecuencia de los tubos sino también por su particular disposición prácticamente concordante con el plano de sedimentación. *Phycodes* es un icnogénero reconocido desde el Ediacarano superior (Crimes, 1992).

Ichnogénero *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites montanus (Richter, 1850)
(Figs. 5, 8)

Material. Numerosos ejemplares procedentes de la Formación Grohoten, en afloramientos de varias localidades en el flanco del Cerro Ceria (AK-0400, AK-B-9812).

Descripción. Traza horizontal a subhorizontal raramente ramificada, recta a meandriforme, de paredes lisas e irregulares. La sección es circular a elíptica aplanada, teniendo dimensiones que varían entre 10 y 50 mm de longitud y unos 2 a 10 mm de diámetro.

Observaciones. Para Pemberton & Frey (1982) es posible diferenciar por caracteres de forma, de relleno y de paredes tres icnoespecies: *P. annularis*, *P. beverleyensis* y *P. montanus*. De

todos éstos en el material descrito se reconocen las características particulares de la icnoespecie *P. montanus*. Si bien *Planolites* es una forma de amplio rango paleobatómico, para Mángano *et al.* (1996) es oportunista y, en algunos casos debe vincularse con etapas de alta energía, normalmente asociada a eventos de tormentas. Este concepto es válido para los ejemplares que se han reconocido en la Formación Grohoten en la cual son frecuentes niveles de tempestitas. *Planolites* es el icnogénero que más amplio rango cronológico tiene, ya que ha sido reconocida desde el Rifeano al Reciente (Crimes, 1994).

Ichnogénero *Scolicia* De Quatrefages, 1849

Scolicia isp.

(Figs. 21, 23, 24, 25)

Material. Varios ejemplares incluidos en cuarcita de la Formación Grohoten procedente del flanco meridional del pico Ceria. (AK-0389, AK-0409 y AK-0381).

Descripción. Pista de reptación, hipicnial, bilobada de desarrollo simple, meandriforme o "en lazo", de aproximadamente 30 mm de longitud y 8 mm de diámetro. Cada lóbulo tiene entre 2 y 4 mm; mientras que el surco que los separa es de aproximadamente 3 mm.

Observaciones. *Scolicia* representa una forma de reptación de amplia variabilidad, simple, meandrosa, bilobada o trilobada de sección oval u oval aplanada con afinidad morfológica con *Didymaulichnus* y *Taphrhelminthopsis*. El material estudiado, por las características de la impresión de los lóbulos y su carácter meandriforme hace pensar que podría ser una forma atribuible a *Taphrhelminthopsis*, aunque visto en detalle, la separación entre los lóbulos lleva a pensar de que el material, siguiendo criterios de Uchman (1991), es muy cercano a *Scolicia strozzii*. Para dicho autor la tendencia meandriforme depende directamente del valor nutricional del sustrato, sin que ello configure necesidad de establecimiento de nuevas especies. Tanto *Scolicia* como *Taphrhelminthopsis* son especies con frecuencia representada en facies flysch, aunque también se la ha reconocido en aguas poco profundas, como es el caso de *S. plana* encontrada en facies costaneras de terranova (Fillion & Pickerill, 1990). Su representación estratigráfica es muy amplia, con ejemplos desde el Precámbrico superior (Vendiano). Para Crimes & McCall (1995) y Uchman (1991) tanto *Scolicia* como *Taphrhelminthopsis* del Mesozoico y Cenozoico fueron originadas por equinodermos espantagoideos.

Iconogénero *Skolithos* Haldemann, 1840

Skolithos isp.
(Fig. 17)

Material. Unos pocos ejemplares presentes en cuarcitas gris verdosas de la Formación Grohoten, en el flanco meridional del Cerro Ceria (AK- 0412).

Descripción. Tubos verticales con pared bien definida. Tienen un diámetro homogéneo del orden de los 3 a 4 mm y una longitud equivalente al espesor del estrato arenoso.

Observaciones. Actualmente se reconocen unas siete icnoespecies de *Skolithos* en las que el elemento diagnóstico lo constituyen la características de las paredes del tubo. Para nuestro caso, al no ser posible observar los caracteres de las paredes del tubo no es posible dar una asignación específica al material en estudio. Si bien los ejemplares no son muy abundantes, normalmente se encuentran vinculados a sectores donde la fracción arenosa es mayor, situación que es visible en sectores donde es notoria la presencia de paleocanales. Esta forma, se encuentra asociada a *Diplocraterion* y *Corophiodes* en los afloramientos de la Formación Grohoten, en una situación que representa sectores de la plataforma donde la presencia de corrientes hacía viable la colonización del sustrato por organismos de hábitos suspensívoros. Debe señalarse que esta icnoespecie tiene un rango estratigráfico muy amplio, siendo reconocido en todo el mundo desde el Ediacarano hasta el Reciente (Crimes, 1992, 1994; Pemberton & Jones, 1988).

Iconogénero *Spirophyucus* Häntzschel, 1962

Spirophyucus bicornis (Heer, 1877)
(Figs. 10, 11, 15)

Material. Varios ejemplares, fragmentados, procedentes de los tramos de lutitas oscuras de Formación Grohoten en el valle del río Iskar, cerca de Aldea Lukovo (AK-L-9808, AK-L-9807 y AK-I-10).

Descripción. Traza cilíndrica de un diámetro de aproximadamente 10 mm con desarrollo de estructuras anulares que se caracteriza por disponer en sus extremos un carácter recurvado a espiralado que semeja cuernos («horn-like structures»). Las estructuras anulares, no visibles en todos los ejemplares, aparentan tener origen en movimientos peristálticos.

Observaciones. Esta icnoespecie fue originalmente descrita por Heer (1877) en facies de

flysch del Eoceno de Suiza; aunque con posterioridad su rango se amplió hasta el Paleozoico superior de la región de Ouachita, en Estados Unidos (Häntzschell, 1975).

Iconogénero *Spirophyton* Hall, 1863

Spirophyton isp.
(Fig. 22)

Material. Un par de ejemplares provenientes de afloramientos de la Formación Grohoten (AK-0426) de la zona del valle del río Iskar, cerca de Aldea Lukovo.

Descripción. Estructura tridimensional espiralada que se desarrolla siguiendo un eje vertical. Tiene túneles marginales de aproximadamente 8 mm de diámetro que, en lo planos del estrato, son visibles como anillos entrelazados. No se aprecian detalles del «spreite», siendo notorio el contorno de los túneles marginales, algo irregular como si hubiere compactamiento del material del borde del mismo. El diámetro de cada círculo es variable según la posición que tiene en el estrato, entre 40 y 70 mm.

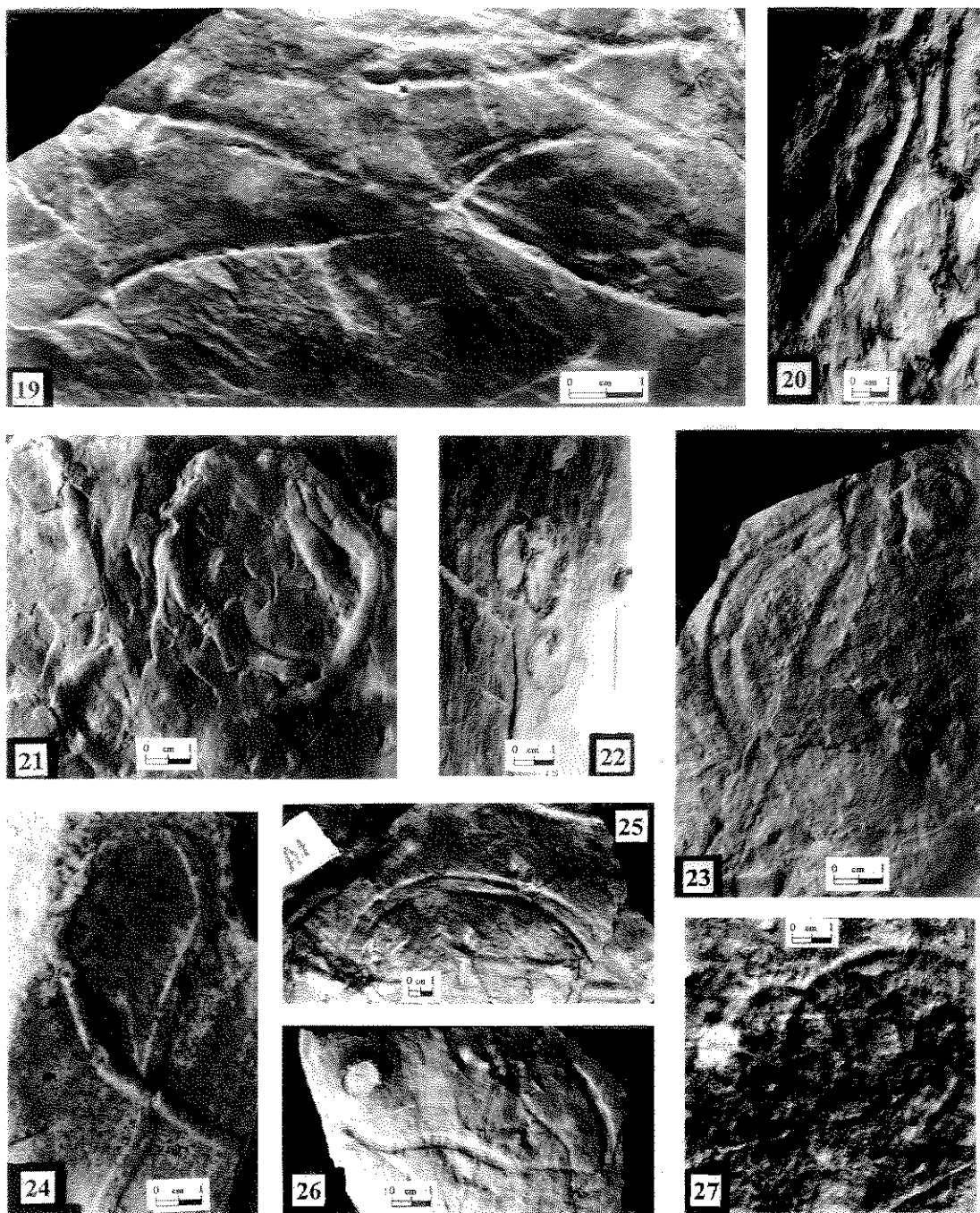
Observaciones. Al igual que en otras formas tridimensionales *Spirophyton* se reconoce observando ambas caras del estrato que los contiene, en los que normalmente el diseño del contorno de las láminas va disminuyendo hacia arriba. Es un iconogénero afín a *Zoophycos* del cual se diferencia por su tamaño algo menor y el carácter helicoidal-espiralado que adoptan sus lamelas. Miller & Johnson (1981) lo caracterizan como un iconogénero oportunístico, al igual que *Zoophycos*, propio de aguas poco profundas, de planicies marinas y hasta de ambientes de estuarios; lo que especialmente ocurre con el material que ha sido descrito para el Devónico de Nueva York. Se interpreta que en *Spirophyton* el material es removido desde el interior del sedimento hacia afuera. Hasta el presente se lo tiene registrado desde el Ordovícico (Häntzschell, 1975).

Iconogénero *Teichichnus* Seilacher, 1955

Teichichnus isp.
(Figs. 9, 28 B)

Material. Abundantes restos «in situ» en afloramientos de la Formación Cerecel, en la quebrada Saltarski dol. También un ejemplar de Formación Grohoten (AK-I-1).

Descripción. Estructura vertical de láminas sucesivamente sobrepuestas, de contorno semilunar. Se presenta como manchas oscuras



Figs. 19-27. Icnofósiles de la Formación Grohoten: 19, *Helminthopsis abeli*; 20 y 26, *Palaeophycus* isp.; 22, *Spirophyton* isp.; 21, 23, 24 y 25, *Scolicia* isp.; 27, *Gordia marina*.

en limolitas gris verdosas notándose que el ancho, algo irregular, de la estructura alcanza hasta 10 mm; mientras que la altura máxima es del orden de los 50 mm. Cada lámina está separada por un material limolítico más claro cuyo espesor es variable entre 0.5 y 2 mm, correspondiendo el máximo al punto central.

Observaciones. Lamentablemente las características de los ejemplares reconocidos en la Formación Cerecel no nos permiten avanzar en la determinación de la icnoespecie. Asimismo el material procedente de la Formación Grohoten es incompleto y en consecuencia no nos permite arribar a conclusiones acerca de su asignación icnoespecífica. De todos modos es importante señalar la presencia de este icnogénero en ambas formaciones. Debe destacarse que el material de la Formación Cerecel se presenta con iguales caracteres de preservación que *Zoophycos* y *Chondrites*, aunque se diferencia de éstos por el carácter vertical y sucesivamente apilado del plexo («spreite»). *Teichichnus* es asignado a la actividad alimenticia de vermes del tipo *Nereis* (Seilacher, 1957), y su registro estratigráfico va desde el Cámbrico pre-trilobítico a la actualidad (Crimes, 1994).

Iconogénero *Zoophycos* Massalongo, 1855

Zoophycos isp.
(Fig. 28 A, D)

Material. Frecuentes ejemplares "in situ", dispersos en el material limolítico de la Formación Cerecel en la quebrada Saltarski dol.

Descripción. Estructura compleja de bioturbación caracterizada por su disposición planar, subhorizontal de hasta 100 cm de longitud y 10 mm de altura. Internamente se observa laminillas cóncavas a subcóncavas, ligeramente inclinadas que se disponen abiertas hacia un extremo de la traza. No hay regularidad en cuanto al tamaño de la laminilla, lo que da lugar a un límite superior e inferior de contorno irregular. Su coloración oscura, contrastante con el color claro de la limolita que la alberga, hace que puedan observarse estos detalles de su morfología.

Observaciones. Esta traza suele presentar hasta dos o tres lóbulos superpuestos aunque separados entre sí por el material limolítico, dando pautas de haber sido construido siguiendo un sistema de crecimiento helicoidal. Esta es una de las particularidades del icnogénero *Zoophycos*, el cual es interpretado, en su acepción más común, como originado por poliquetos sabellidos (Ekdale & Lewis, 1991). Sin perjuicio

de ello hay opiniones que los asignan a sipuncúlidos (Wetzel & Werner, 1981) o a vermes echiuros (Kotake, 1992). Todos estos organismos tienen la particularidad de «minar» el sedimento para de allí proveerse el alimento, dando lugar a la destrucción de la estratificación. La interpretación etológica de Ekdale & Lewis (1991) implica reconocer que el organismo desarrolla el «spreite» en su necesidad de mantener oxigenado el sedimento y secundariamente para adquisición de alimento.

Debe señalarse que el habitat donde se desarrolla *Zoophycos* está, normalmente por debajo del nivel de base de las olas y en ámbito de talud, aunque también se lo ha encontrado en rocas representativas de zonas de profundidad y en ambientes neríticos (Hantzchel, 1975). El material observado no nos permite producir una asignación icnoespecífica.

Se tiene registro estratigráfico de *Zoophycos* desde la base del Cámbrico (Atdabaniano) hasta la actualidad (Crimes, 1992, 1994).

CARACTERÍSTICAS DE LA ICONOFAUNA

En la icnofauna presente en la Formación Grohoten se observa particular dominancia de pistas horizontales, dispuestas en el sentido de los planos de estratificación (*Scolicia*, *Helminthopsis*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Cochlichnus*, *Spirophyucus*), normalmente vinculadas a bancos donde es notable observar abundantes intercalaciones de material pelítico. Generalmente dicho conjunto es representativo de la interfase arena/pelita, siendo en todos los casos hiporelieves exógenos y endógenos (Webby, 1969).

Sin perjuicio de ello, la presencia formas verticales (*Skolithos*, *Monocraterion*, *Diplocraterion* y *Teichichnus*) son notables en niveles en los que alternan pelitas con cuarcitas, especialmente dominando éstas últimas. Esta situación es también visible en los bancos que contienen las formas «anulares» que interpretamos como pertenecientes a *Spirophyton*. En el caso particular de esta traza, al igual que las anteriores, estamos ante un indicativo de aguas con mayor energía. Precisamente Miller & Johnson (1981) destaca la particularidad de que este icnogénero tiene una mayor ocurrencia en aguas poco profundas y su instalación en ámbitos que se encuentran sometidos temporalmente a mayor energía lo califican como un colonizador oportunístico (Bromley, 1990). Debe señalarse que en Bohemia, en niveles del Arenigiano, la presencia de *Planolites*, *Phycodes* y *Glockerichnus* caracteriza etapas de aguas muy poco

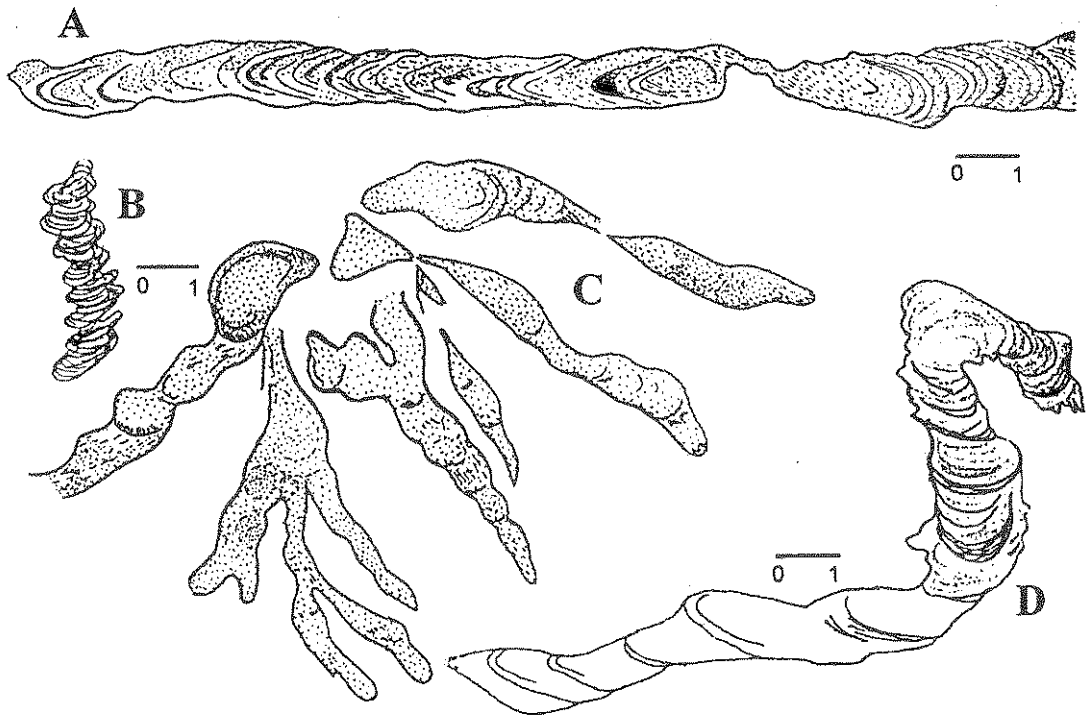


Fig. 28. Icnofósiles de la Formación Cerecel. Esquemas relevados "in situ" de los icnofósiles: A y D, *Zoophycos* isp. X; B, *Teichichnus* isp. X; C, *Chondrites* isp. X. (Las barras representan 1 centímetro).

profundas, a litorales (Mikulás, 1999). A pesar de ello debe destacarse que una forma oportunística como *Spirophyton* registra su presencia supliendo, de alguna manera y para esta unidad, la de *Zoophycos*; situación que nos lleva a sostener la escasa profundidad de las aguas de la región. En este sentido el clásico esquema paleobatimétrico de Seilacher (1967b) con *Cruziana*/*Zoophycos*, tiene un relativo valor para ser aplicado al contexto paleoicnológico descripto.

Las características sedimentológicas de esta unidad fueron descritas por Yanev (1992) como representativas de un ambiente de plataforma marina cercano al margen continental. Allí, en determinados intervalos de la secuencia, los bancos de arena/arcilla tienen particulares caracteres que suponen haberse formado en un ámbito influenciado por corrientes y tempestades («hummocky cross stratification»). Estas habrían permitido el desarrollo de barras de arena de frente de playa («shoreface») o mar adentro («offshore») que son, precisamente, donde se encuentra la mayor cantidad de pistas fósiles. Las particularidades sedimentológicas de esta unidad, en términos batimétricos, llevan a pensar que la zona formó parte de un ámbito

que integraba la periferia de un talud continental (plataforma externa), con altos internos que no necesariamente llegaban a emerger. La amplia variación de pistas fósiles presentes a lo largo de la columna no solo nos indican la bioicnodiversidad sino también la alternancia temporal de energía de las aguas en la que se desarrollaban.

En el caso de la Formación Cerecel, ella tiene la característica de ser un conjunto rítmico de limolitas y pelitas de color gris a gris verdosas, a veces con pocos fragmentos clásticos mal seleccionados. Se trata de una formación glaciomarina de tipo diamictítico en la que son visible clastos cuarzosos y de fragmentos líticos de mayor tamaño irregularmente distribuidos en la masa limolítica («dropstones»). En ellas se destacan, como manchas oscuras los «spreite» generados por *Teichichnus* y *Zoophycos* o el sistema de tubos pertenecientes a *Chondrites*.

En términos batimétricos relativos la Formación Grohoten corresponde a un ambiente de aguas menos profundas en comparación con el ámbito en el que se depositó la Formación Cerecel; aunque esta última, teniendo en cuenta la asociación de icnofósiles, también puede interpretarse como propia de aguas de escasa

profundidad al igual de lo que Mikulas (1999) señala para el Berouniano de Bohemia. En esto debe destacarse el hecho de que *Zoophycos* no fue lo suficientemente próspero como para destruir los paquetes sedimentarios en los que se aloja, circunstancia que posiblemente estuvo vinculado a condiciones paleoambientales (temperatura de aguas frías ?) en las que se desarrolló.

CONSIDERACIONES SOBRE PALEOAMBIENTE Y PALEOGEOGRAFIA

Durante mucho tiempo se consideró que la Moesia y gran parte de los Balkanes formaban parte del borde de la plataforma báltico-rusa y, en consecuencia, se suponía que de ella provenían los materiales clásticos que rellenaban las cuencas norte-centro-europeas y balcánicas. Obviamente este punto de vista se sostenía en una deficiente información de paleocorrientes, sedimentología, datos paleomagnéticos, paleoclimáticos, contenido paleontológico y, especialmente, por no haber desarrollado estudios comparativos del área con lo acontecido en otros ámbitos.

El replanteo del estudio de las cuencas europeas y, fundamentalmente la revalorización del rol que para el Paleozoico inferior tuvo el megacontinente de Gondwana como área proveedora de materiales detríticos, fue de gran importancia para quienes intentaban dar una mejor congruencia a la información geológica disponible en Europa central y del Este. Visto desde ese ángulo, los tres terrenos tectonostratigráficos de la zona balcánica, determinados por Yanev (1991, 1993, 1997) y otros (Haydoutov & Yanev, 1997) pasaron a integrar los conceptos de la evolución gondwánica tanto desde el punto de vista paleoclimático, como paleobiogeográfico, paleomagnético y tectogénico (Yanev, 1997 y la literatura allí citada). Ellos son, de norte a sur, el terreno **Moésico** (Moesia búlgara y rumana), **Balcánico** (Este de Serbia, parte central de Bulgaria así como la zona de Estambul y probablemente de los Póntides en el territorio de Turquía) y **Trácico** (las montañas búlgaras de Rhodopi, Rila, Pirin y el macizo Serbo-Macedónico).

Yanev (1997) interpretó el cambio de las condiciones paleoclimáticas observadas en la secuencia paleozoica como indicación de una migración «en echelón» de fragmentos gondwánicos desde el hemisferio meridional. Esta migración, con registros sedimentarios representativos de clima frío, es visible en los terrenos Moésico y Balcánico durante el Ordovícico y

Silúrico luego pasando los dos terrenos a la zona ecuatorial durante el Carbonífero superior. En el Pérmico la región estaría ya instalada en el hemisferio septentrional, uniéndose con Paleoeuropa. Los datos sedimentológicos y tectónicos permiten sostener la idea de una colisión ocurrida en el Devónico entre el terreno Moésico y Paleoeuropa y otra entre los terrenos Moésico y Balcánico durante el Paleozoico superior. La migración del sur hacia el norte también está confirmada por datos paleomagnéticos (Milichevich & Nozharov en Yanev, 1993, 1997; Yanev & Boncheva, 1995; Haydoutov & Yanev, 1997). Algunos autores europeos que se ocuparon de establecer relaciones de parte de Europa con Gondwana también desarrollaron ideas sobre la evolución de este ámbito geográfico. Por ejemplo Erdtmann (1996) señala que Moesia (terreno Moésico + terreno Balcánico sensu Yanev) conformaba una microplaca originada en el borde gondwánico pericratónico europeo-norafricano. Esta idea se ha consolidado a medida que se avanzó en el estudio de las diferentes asociaciones de fósiles cuyas afinidades son estrechamente vinculadas a similares gondwánicas (Gutierrez Marco *et al.*, 1999; Sachanski & Gutierrez Marco, 1999).

Para Robardet (1996) las interpretaciones paleogeográficas que apuntan a determinar cuál fue el límite norte del Gondwana septentrional constituyen un punto de controversia. En ese sentido señaló la importancia que tuvo el Océano Rheico como separador de ambos grandes continentes, dejando Avalonia-Podolia en Báltica, lo que supuestamente incluiría a Moesia, en dicha área. En cambio Linnemann & Buschmann (1996) postularon la integración de las regiones Saxo-Thuringia/ Moldanubia y de sectores con basamento Alpino mediante un sistema de migración diferencial de microplacas provenientes desde el área gondwánica.

Debe señalarse que el carácter gondwánico, entre otras circunstancias, está dado por la presencia de niveles de origen glacial en el Ordovícico terminal, acontecimiento solo presente en dicho supercontinente. Estas características están presentes en la Formación Lederschiefer de Thuringia (Lützner, 1996) y en el tramo superior de la Unidad Kucaj de Serbia oriental (Krstic *et al.*, 1999) cuyos caracteres generales tienen notable semejanza con los de la Formación Cerecel.

Asimismo deben destacarse las semejanzas que tiene el Ordovícico de la zona balcánica con otras similares de distintos puntos de las plataformas marinas que rodeaban a Gondwana. Entre éstas referimos la amplitud de los depósitos de origen glacial que en diferentes puntos

están identificados en el lapso Caradociano/Asghilliano y que tuvieron su origen en variaciones glacio-eustáticas del nivel del mar (Robardet & Dore, 1988).

Ello no solo ocurrió en región sur de Europa sino que también, en igual posición cronoestratigráfica, se describen niveles glaciales en numerosas localidades y puntos del área andina de Sudamérica. En particular, en Argentina el acontecimiento es visible tanto en la Precordillera (Formación Don Braulio, Baldis *et al.*, 1982) como en la Cordillera Oriental de Argentina, Bolivia y Perú (Formación Zapla/ Cancañiri/ San Gabán; Starck, 1995; Diaz Martínez, 1997). Algo similar ocurre en Marruecos donde en niveles equivalentes, e integrando las formaciones del grupo Segundo Bani, hay sedimentos de aguas frías, de ambiente periglacial, en los que se reconoce la presencia de la fauna de Hirnantia (Havlicek, 1971).

CONCLUSIONES

Nuevos elementos paleontológicos se agregan al conocimiento de la secuencia ordovícica de Stara Planina. Estos, si bien no contribuyen a dar más precisión a la cronología de la misma, sirven para consolidar ideas sobre las condiciones paleoambientales y paleogeográficas en las que se formó. Las asociaciones de icnofósiles indican que ellas se desarrollaron en una plataforma marina sobre la cual incidían tormentas y paleocorrientes cuya procedencia se discute. La icnodiversidad es grande, notándose una particular dominancia de icnogéneros representativos de una batimetría de mediana profundidad para el caso de la Formación Grohoten. Asimismo, considerando las pistas fósiles, puede deducirse una tendencia a una ligera profundización representada por los niveles correspondientes a la Formación Cerecel. A ésta última debe agregarse el hecho de que, puede suponerse, la influencia de condiciones glaciales que modificaron las condiciones del sustrato y oxigenación del medio fue responsable de la declinación del número de icnofósiles.

Estas características, sumadas a evidencias de paleocorrientes que señalan proveniencias de un alto ubicado hacia el sur, contribuyen a la hipótesis de que el conjunto tiene una notable afinidad gondwánica. Esta situación que se confirma cuando se compara con otras localidades de centro-sur de Europa donde la influencia de las glaciaciones del Caradociano-Asghilliano relacionadas con englazamientos gondwánicos también han dejado diversos registros en la sucesión sedimentaria.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado con el apoyo brindado por el CONICET a través del INSUGEO y la Academia de Ciencias de Bulgaria quienes facilitaron las tareas de campo y el mantenimiento de las colecciones allí obtenidas. Se deja constancia de nuestro especial agradecimiento a los colegas Y. Tenchov quien participó intensivamente en la colección del material fósil y a J.C. Gutiérrez Marco, quien tuvo la amabilidad de reproducir en látex la mayoría del material estudiado y lectura del manuscrito, como asimismo a L. Buatois, M. G. Mángano, M. A. San José, V. Sachanski, S. Esteban y G. Aceñolaza quienes brindaron diversos aportes y sugerencias que permitieron mejorar este trabajo. También se agradece la elaboración de moldes en yeso del material, al señor Rodolfo Aredes y los dibujos y preparación de láminas al Arq. Daniel Ruiz Holgado, ambos del Insugeo.

BIBLIOGRAFIA

- Aceñolaza, F.G. 1978. El Paleozoico de Argentina según sus huellas fósiles. *Ameghiniana* 15 (1-2): 15-64.
- Aceñolaza, G. & J.C. Gutiérrez Marco. 1998. *Helminthopsis abeli* Książkiewicz, un icnofósil del Ordovícico Superior de la zona Centroibérica española. *Geogaceta* 24: 7-10.
- Baldis, B., M. Beresi, O. Bordonaro, & A. Vaca. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. *Actas VI Congreso Latinoamericano de Geología* 4: 399-445.
- Berger, W. 1957. Eine spiralformige Lebensspur aus dem Rupel der bayerischen Beckenmolasse. *Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Monatshefte* 1957: 538-540.
- Bottjer, D. & M. Droser. 1994. The history of phanerozoic bioturbation. En: S. Donovan (ed.) *The paleobiology of trace fossils*. Wiley Ed, pp.155-176.
- Bromley, R. 1990. Trace fossils. Biology and taphonomy. *Special Topics in Paleontology* Unwin Hyman Ed. 280 pp.
- Bryant, I. & R. Pickerill. 1990. Lower Cambrian trace fossils from the Buen Formation of central North Greenland: preliminary observations. En: Peel, J. (ed.) *Lower Cambrian trace fossils from Greenland. Gronland Geologiske Undersogelse, Rapport* 147: 44-62.
- Buatois, L. & M.G. Mángano. 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbidite lake: implications for the recognition of additional non-marine ichnofacies. *Ichnos* 2: 237-258.
- Buatois, L., G. Jalfin & F.G. Aceñolaza. 1997. Permian nonmarine invertebrate trace fossils from southern Patagonia, Argentina: Ichnologic signatures of substrate consolidation and colonization sequences. *J. Paleontol.* 71 (2): 324-336.
- Cingolani, C., R. Varela & F.G. Aceñolaza. 1985. Carac-

- teres geológicos y paleoicnológicos del Cerro del Corral (Partido de Necochea), Provincia de Buenos Aires. *CIC Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas*. Tandil. pp. 891-908.
- Crimes P. 1992. The record of trace fossils across the Proterozoic-Cambrian boundary. En: Lipps, J. & P. Signors (ed.). *Origin and early evolution of the Metazoa. Topics in Geology*. Plenum Press. 10: 177-202.
- 1994. The period of early evolutionary failure and the dawn of evolutionary success: The record of biotic changes across the Precambrian-Cambrian boundary. En: S. Donovan (ed.) *The paleobiology of trace fossils*. Wiley Ed., pp. 105-133.
- Crimes, P. & R. Anderson. 1985. Trace fossils from late Precambrian-early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada). Temporal and environmental implications. *J. Paleontol.* 59: 310-343.
- Crimes, P., J. Garcia Hidalgo & D. Poiré. 1992. Trace fossils from Arenig flysch sediments of Eire and their bearing on the early colonization of the deep-seas. *Ichnos* 2: 1-17.
- Crimes, P., I. Legg, A. Marcos & M. Arboleya. 1977. Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. En: P. Crimes & J. Harper (ed.) *Trace fossils 2, Geol. J., Special Issue* 9: 91-138.
- Crimes, P., A. Marcos, & A. Perez Estain. 1974. Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: A facies analysis with particular reference to vertical and lateral variation. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 15: 169-184.
- Crimes, P. & G. McCall. 1995. A diverse ichnofauna from Eocene-Miocene rocks of the Makran Range (SE Irán). *Ichnos* 3: 231-258.
- Diaz Martínez, E. 1997. Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Cancañiri (Silúrico inferior) en la Cumbre de La Paz, norte de la Cordillera Oriental de Bolivia. *Geogaceta* 22: 55-57.
- Eagar, R., J. Baines, J. Collinson, P. Hardy, S. Okolo & J. Pollard. 1985. Trace fossil assemblages and their occurrence in Silesian (Mid-Carboniferous) deltaic sediments of the central Pennine basin, England. En: H. Curran (ed.) *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Tulsa Special Publication* 35: 99-149.
- Ekdale, A. & D. Lewis. 1991. The New Zealand *Zoophycos* revisited: morphology, ethology, and paleoecology. *Ichnos* 1: 183-194.
- Erdtmann, B. D. 1996. Cambro-ordovician evolution of the northwestern perigondwana margin. En: Baldis, B. & F.G. Aceñolaza. *El Paleozoico inferior en el noroeste del Gondwana. Serie Correlación Geológica* 12: 85-106.
- Fillion, D. & R. Pickerill. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian ? to Lower Ordovician Bell Island and wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 7: 1-83.
- Fu, S. 1991. Funktion, verhalten und Fucoider und Lophocteniider lebensspuren. *Courrier Forschungsinstitut Senckemberg* 135: 1-79.
- Fürsich, F. 1974. On *Diplocraterion* Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical spreite bearing, U-shaped trace fossils. *J. Paleontol.* 48: 952-962.
- Gómez Vintaned, J.A. & E. Liñan. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Rev. Española Paleontol.* 11 (2):155-176.
- Gutierrez Marco, J.C., S. Yanev & V. Sachanski. 1999. Braquiópodos inarticulados del Ordovícico inferior de la Unidad Ramovac-Vlasina («Supragethicum») y paleobiogeografía de las unidades tectónicas balcánides de Serbia Oriental (Yugoeslavia). *Temas Geológico-Mineros ITGE* 26: 566-574.
- Han, Y. & R. Pickerill. 1995. Taxonomic review of the ichnogenus *Helminthopsis* Heer 1877 with a statistical analysis of selected ichnospecies. *Ichnos* 4: 83-118.
- Häntzschel, W. 1975. Trace fossils and problematica. En: Teichert, F. (ed.) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W. Miscellaneous* (Supplement). University of Kansas Press, pp. 1-226.
- Havlicek, V. 1971. Brachiopodes de l' Ordovicien du Maroc. *Service Geologique du Maroc, Notes et Memories* 230: 1-125.
- Haydoutov, I. & S. Yanev. 1997. The Protomoesian microcontinent of the Balkan Peninsula - a perigondwanaland piece. *Tectonophysics* 272: 303-313.
- Heer, O. 1864. *Die Urwelt der Schweiz*. F. Schulthess. Zurich. 622 pp.
- Heer, O. 1877. *Flora fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz*. Verlag J. Würster & Co. Zürich, pp. 91-182.
- Kotake, N. 1992. Deep-sea echiurans: possible producers of *Zoophycos*. *Lethaia* 25: 311-316.
- Krstic, B., I. Maslarevic, M. Ercegovac & S. Dajic. 1999. Ordovician of the East-Serbian South Carpathians. *Acta Universitatis Carolinae Geologica* 43 (1/2): 101-104.
- Ksiazkiewicz, M. 1977. Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologica Polonica* 36: 1-208.
- Jensen, S. 1997. Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, south central Sweden. *Fossil & Strata. Scandinavian University Press* 42: 1-111.
- Linnemann, U. & B. Buschmann. 1996. A Gondwana derived terrane in the Central European variscides (Saxolugicium terrane, Germany). En: Baldis, B. & F.G. Aceñolaza (ed.). *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Serie Correlación Geológica* 12: 137-144.
- Lutzner, H. 1996. Development of Lower Paleozoic shelf sediment in Thuringia (Germany) En: Baldis, B. & F.G. Aceñolaza. *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Serie Correlación Geológica* 12: 287-288.
- Mángano, M., Buatois, L. & G. Aceñolaza. 1996. Trace fossils and sedimentary facies from late Cambrian-Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita formation, northwest Argentina): implications for ichnofacies models of shallow marine successions. *Ichnos* 5: 55-88.
- Metz, R. 1995. Ichnologic study of the Locketong Formation (Late Triassic) Newark basin, southeastern Pennsylvania. *Ichnos* 4: 43-51.
- Mikulás, R. 1992. Trace fossils from the Kosov Formation of the Bohemian Upper Ordovician. *Sbornik geologických ved, Paleontologie* 32: 9-54.

- 1994. Trace fossils at the Arenig-Llanvirn boundary (Ordovician, Czech Republic). *J. Czech Geol. Soc.* 39 (2): 205-212.
- 1998. Trace fossils from the Letná Formation (Ordovician, Czech Republic). *Sbornik geologických ved. Paleontologie* 34: 5-25.
- 1999. Ordovician of the Barrandian area: development of ichnoassemblages. *Acta Universitatis Carolinae Geologica* 43 (1-2): 155-158.
- Miller, M.F. & K.G. Johnson. 1981. *Spirophyton* in alluvial-tidal facies of the Catskill deltaic complex: possible biological control of ichnofossil distribution. *J. Paleontol.* 55: 1016-1027.
- Muller, A. 1971. Ueber *Ichnia* vom *Helicorhapha* und *Helicodromites* aus Gegenwart und geologischer Vergangenheit. *Deutsche Akad. Wissenschaft. Berlin Monatsber.* 13: 72-79.
- Pemberton, S.G. & R.W. Frey. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *J. Paleontol.* 56: 843-881.
- Pemberton, S.G. & B. Jones. 1988. Ichnology of the Pleistocene Ironshore Formation, Grand Cayman Island, British West Indies. *J. Paleontol.* 62 (4): 495-505.
- Pickerill, R. 1981. Trace fossil in a Lower Palaeozoic submarine canyon sequence- the Siegas Formation of northwestern New Brunswick. Canadá. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 17: 36-59.
- Plicka, M. 1968. Zoophycos and a proposed classification of sabellids worms. *J. Paleontol.* 42: 836-849.
- Rindsberg, A. 1994. Ichnology of the Upper Mississippian Harstelselle sandstone of Alabama, with notes on the other Carboniferous formations. *Bull. Geol. Survey Alabama* 158: 1-107.
- Robardet, M. 1996. Early Paleozoic paleogeography of north-gondwanan Europe. En: Baldis, B. & F.G. Aceñolaza (ed.) Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. *Serie Correlación Geológica* 12: 167-180.
- Robardet, M. & F. Dore. 1988. The late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: North Gondwana glacial marine deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 66: 19-31.
- Schäffer, F. 1928. *Hormosiroidea florentinae* n.g. n.sp. ein Fucus aus der Kreide der Umgebung von Florenz. *Palaeontol. Zeitschr.* 10: 212-215.
- Sachanski, V. & J.C. Gutierrez Marco. 1999. Nuevos hallazgos de graptolitos en el Ordovícico de Bulgaria. *Temas Geológico-Mineros ITGE* 26: 575-579.
- Savrda, C. & D. Bottjer. 1989. Trace fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 74: 49-74.
- Seilacher, A. 1955. Spuren und Fazies in Unterkambrium. En: Schindewolf, O. y Seilacher, A. Beiträge zur Kenntnis des Kambrium in der Salt Range (Pakistan). *Akademie Wiss. Li. Mainz, mathematica-naturae Kl. Abhandl.* 10: 11-143.
- 1957. An-actualistisches Wattenmeer?. *Palaeontol. Zeitschr.* 31: 198-206.
- 1959. Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. *Eclogae Geologiae Helvetiae.* 51 (1958): 1062-1078.
- 1967a. Fossil behavior. *Scient. Am.* 217: 71-80.
- 1967b. Batymetry of trace fossils. *Marine Geology* 5: 413-428.
- Spasov, H. 1960. Stratigraphie des Ordovizium und Silurs in kern der Svoge-Antiklinale. *Travaux sur la Geologie de Bulgarie. Serie Stratigraphie et Tectonique* 1: 161-202.
- Starck, D. 1995. Silurian-Jurassic stratigraphy and basin evolution of Northwestern Argentina. En: S. Tankard, R. Suarez & C. Welsink (Ed.). Petroleum basin of South America. *AAPG Memoirs* 62: 251-267.
- Tenchov, Y. & S. Yanev. 1987. The Paleozoic sediments in Bulgaria. *Guide-book to the Symposium and the Working meeting of project 51 of the Problems Commission IX ("The Earth Crust-Structure, Evolution and Metalogeny") of the multilateral cooperation of the Academy of Sciences, Sofia. 12-21 October.* pp. 1-87.
- Uchman, A. 1995. Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy) *Beringeria* 15: 1-115.
- Vyavlov, O. 1968. Materialy k klassifikatsii iskopaemykh sledov i sledov zhiznedeyatelnosti organizmov. *Paleontologicheskij Sbornik, Lvov.* 1 (5): 125-129.
- Walter, M.R., R. Elphinstone, & G.R. Heys. 1989. Proterozoic and Early Cambrian trace fossils from the Amadeus and Georgina basins, central Australia. *Alcheringia* 13: 209-256.
- Webby, B. 1969. Trace fossils (Pascichnia) from the Silurian of New South Wales, Australia. *Palaeontol. Zeitschr.* 43: 81-94.
- Wetzel, A. & F. Werner. 1981. Morphology and ecological significance of *Zoophycos* in deep-sea sediments of NW Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 32: 185-212.
- Wetzel, A. & R. Bromley. 1996. Re-evaluation of the genus *Helminthopsis* a new look at the type material. *Palaeontol.* 39 (1): 1-19.
- Yanev, S. 1991. Horizontal movements during the Paleozoic inferred from Bulgarian data. *Proceedings International Earth Sciences Congress Aegean Regions:* 333-344.
- 1992. Contribution to the elucidation of pre-Alpine evolution in Bulgaria (based on sedimentological data from the marine Paleozoic). *Geol. Balcanica* 22 (2): 3-32.
- 1993. Gondwanan Paleozoic terranes in the Alpine Collage System on the Balkans. *J. Himalayan Geol.* 4 (2): 257-270.
- 1997. Paleozoic Migration of Terranes from the Basement of the Eastern part of the Balkan Peninsula from Peri-Gondwana to Lavrussia. En: Goncuoglu, M. & A.S. Derman (eds.): Early Paleozoic Evolution in NE Gondwan. IGCP Project 351. *Turkish Association Petroleum. Geologist, Special Publication* 3: 89-100.
- Yanev, S. & I. Boncheva. 1995. Contribution to the Paleozoic evolution of the recent Moesian platform. *Geol. Balcanica* 25 (5-6): 3-21.