



Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España)

Discovery of arenig graptolites in the Rioseco Thrust-Sheet (Cantabrian Zone, N. of Spain)

GUTIERREZ MARCO, J. C. y RODRIGUEZ, L.

En este trabajo se da a conocer el hallazgo de *Azygograptus undulatus* CHEN y XIA en un tramo pelítico-arenoso situado por encima de la Cuarzita de Barrios *s.str.* dentro de la escama de Rioseco, que se equipara convencionalmente a la «serie de transición» de otras localidades asturianas. La especie mencionada permite atribuir al Arenig estos niveles, siendo la primera vez que se registra su presencia fuera de China.

Palabras clave: Ordovícico, Arenig, Graptolitos, Zona Cantábrica, España.

Graptolites have been collected for the first time from the «transitional beds» overlying the Barrios Formation (\cong Armorican Quartzite) in a single locality of eastern Asturias (N. Spain), within the Cantabrian zone of the Hesperian Massif (fig. 1). The studied material pertains to a dichograptid species with single-stiped rhabdosome and distinctive prothecal folds (fig. 2). It has been identified and described as *Azygograptus undulatus* CHEN & XIA, constituting thus the first report of this species outside China.

Key words: Ordovician, Arenig, Graptolites, Cantabrian zone, Spain.

INTRODUCCION

La presencia de materiales ordovícicos por encima de las cuarcitas atribuidas al Arenig es un hecho relativamente raro en la zona Cantábrica del Macico Hespérico, donde existe por lo general una laguna estratigráfica muy característica entre el techo de la Formación Barrios (Tremadoc-Arenig) y las pizarras silúricas de la Formación Formigoso. Al este de la Cuenca Carbonífera Central asturiana, la amplitud de esta laguna es todavía mayor, y abarca hasta finales del Devónico o principios del Carbonífero. No obstante, en el borde oriental cabalgante de dicha Cuenca (escama de Laviana), adyacente al cual se sitúan los hallazgos que presentamos, la sucesión ordovícica prosigue por encima de la Cuarcita de Barrios con una unidad de pizarras que intercala algunos niveles de hierros oolíticos, denominada Pizarras del Suevo o Formación Suevo. En opinión de algunos autores, dicha unidad puede equipararse a las Pizarras de Luarca de la zona Asturoccidental-leonesa y los Cabos Peñas y Vidrias, habiendo proporcionado en diversos puntos restos de trilobites, braquiópodos, graptolitos, moluscos y microfósiles de pared orgánica de edad Llanvirn inferior a Llandeilo inferior (ADADRO y JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ SAMPALAYO, 1942; PELLO y PHILIPPOT, 1967; JULIVERT *et ALTERS.*, 1968; CRAMER-DIEZ *et ALTERS.*, 1972; GERVILLA *et ALTERS.*, 1973; HAMMANN, 1983; GUTIERREZ MARCO, 1986; ARBIZU *et ALTERS.*, en preparación). Aunque la continuidad lateral de las Pizarras del Suevo es relativamente grande dentro de la escama de Laviana a ambos lados de la falla de Ventaniella (aprox. 40 kms), la unidad desaparece acunándose hacia el sur a lo largo de la mencionada estructura y no vuelve a ser registrada en ningún otro punto de la Cordillera Cantábrica. En otras regiones más orientales como el manto del Ponga y norte de los Picos de Europa, los afloramientos ordovícicos quedan por tanto limi-

tados a las cuarcitas de la Formación Barrios, sobre las que se apoyan directamente las areniscas del Devónico superior o los materiales carboníferos. En este contexto resulta interesante destacar el hallazgo que aquí presentamos, pues se trata de la primera localidad situada al este de la escama de Laviana donde existen materiales ordovícicos en continuidad con la Cuarcita de Barrios, tal y como ha podido connotarse tras el estudio de los fósiles encontrados.

SITUACION DEL YACIMIENTO Y RASGOS ESTRATIGRAFICOS DE LA SUCCESION FOSILIFERA

La localidad estudiada en este trabajo se encuentra situada aproximadamente 2.700 m al NNE del pueblo de Rioseco (Asturias), en la ladera oeste del pico «La Cumbre» y dentro del paraje conocido como «El Unquero». Este lugar es atravesado por un camino que asciende en dirección NNE desde Campiellos hasta el collado de altitud 1.009 m comprendido entre los montes «Carba» y «La Cumbre». En su recorrido entre las cotas 780 a 800 m (datos tomados del Mapa Militar de España esc. 1:50.000, ser. L, 1.ª ed. 1984), el camino deja a su derecha (en su margen meridional) unos afloramientos poco perceptibles de areniscas finas y lutitas gris oscuras donde se ubica el yacimiento fosilífero. Este tramo está situado estratigráficamente por encima de la Formación Barrios (*s.str.*), cuyo techo da un resalte morfológico unos metros más al este y está representado por cuarcitas blancas dispuestas en bancos decimétricos, orientados según una dirección N 170° E y con buzamiento de 15° hacia el OSO. La sucesión observada a partir de este punto comprende los siguientes tramos (espesores medidos en sentido estratigráfico):

- 14,8 m: litología no observable (tramo cubierto por derrubios);
- 1,9 m: areniscas finas de color claro (blancuzcas a amarillentas) dispues-

tas en niveles centimétricos, separados por intercalaciones de lutitas micáceas de tonos grisáceos;

- 0,5 m: lutitas gris oscuras que pasan gradualmente a limolitas más claras y micáceas, con algunas intercalaciones centimétricas de areniscas finas. En

la parte superior de este tramo (localidad R-IV) se han encontrado restos de graptolitos identificados como:

Azygograptus undulatus CHEN y XIA

que permiten atribuir al Arenig superior estos niveles y de cuya descrip-

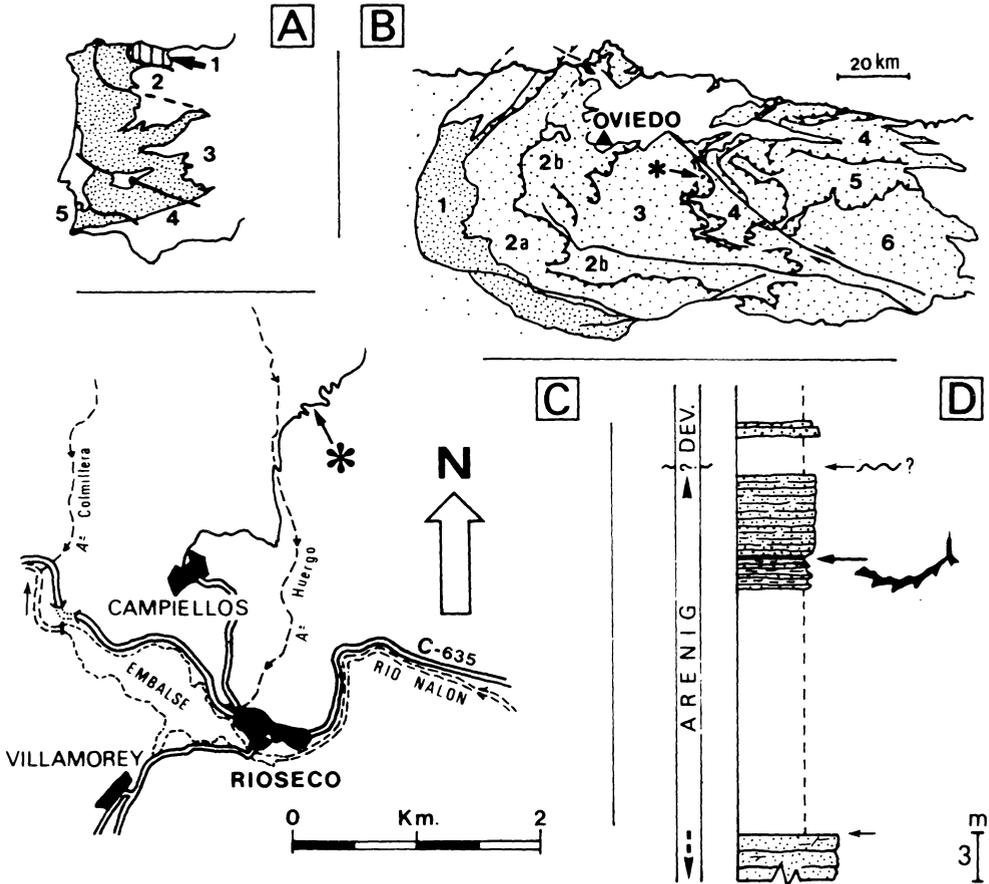


Fig. 1. Situación del yacimiento fosilífero. A, Posición de la zona Cantábrica (rayado vertical y flecha) dentro del Macizo Hespérico (puntos): 1, zona Cantábrica; 2, zona Asturoccidental-leonesa; 3, zona Centroibérica; 4, zona de Ossa Morena; 5, zona Sudportuguesa. B, Divisiones de la zona Cantábrica aludidas en el texto (puntos: materiales paleozoicos; punteado denso, rocas paleozoicas y precámbricas del antiforme del Narcea; en blanco, materiales postpaleozoicos). La situación del yacimiento fosilífero en la escama de Rioseco se indica por un asterisco que refleja la posición del esquema 1C. 1, antiforme del Narcea; 2, región de Pliegues y Mantos (2a, unidad de Somiedo-Correcilla; 2b, unidad de la Sobia-Bodón); 3, Cuenca Carbonífera Central; 4, región de Mantos (Manto del Ponga); 5, Picos de Europa; 6, región del Pisuerga-Carrión. C, Localización geográfica del punto con graptolitos ordovícicos. D, Esquema estratigráfico de la sucesión estudiada con la posición del horizonte fosilífero. Las flechas inferior y superior señalan respectivamente la posible ubicación del techo de la Formación Barrios y la discontinuidad erosiva que constituye la base de los materiales devónicos.

ción trata el último apartado de este trabajo.

- 5,5 m: Cuarцитas de grano muy fino, blanquecinas a pardas por alteración, dispuestas en niveles centimétricos con un relieve distintivo frente a los tramos anteriores. En la base del mismo existen niveles arenosos menos compactados que contienen de fósiles indeterminables.

La sucesión descrita está recubierta de modo disconforme por las areniscas y conglomerados de la unidad equiparada con la Formación Ermita (Devónico superior) en la escama de Laviana, que aquí apenas aflora, aunque su presencia es deducible de la gran cantidad de fragmentos de litología similar (conglomerados, areniscas) recogidos en el tramo cubierto correspondiente, en cuya parte inferior afloran dos bancos decimétricos de cuarcitas (dir. N 143° E, buz. 20°SO) que pertenecen posiblemente a la unidad antes mencionada.

CORRELACION DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Respecto a la consideración estratigráfica de estos 22 m de sucesión ordovícica detectados a techo de la Cuarcita de Barrios típica, su litología y edad nos impiden correlacionarla con las Pizarras del Suevo de la vecina escama de Laviana, que en dicha estructura también se apoyan concordantes sobre la Formación Barrios. Por ello cabe preguntarse si el techo de esta última unidad es marcadamente diacrónico o registra cambios de facies importantes en pocos kilómetros; o bien si entre las Formaciones Suevo y Barrios existe un pequeño hiato sedimentario equivalente al tramo fosilífero estudiado en la escama de Rioseco. Para esclarecer el primer supuesto disponemos en la actualidad de pocos datos paleontológicos referidos a la Cordillera Cantábrica, si bien los obtenidos en áreas extensas de los Macizos

Hespérico y Armoricano muestran que el final de la sedimentación de las unidades arenosas del tipo «Cuarcita Armoricana» no conlleva diacronismos apreciables y ocurre dentro del Arenig, pudiendo situarse el límite Arenig/Llanvirn a corta distancia de la base de las unidades pelíticas suprayacentes, en la misma base de ellas (cuando existen interrupciones sedimentarias) o bien dentro de las alternancias cuarcítico-pizarrosas tipificadas como «series o capas de transición» (HARMMANN *et* ALTERS., 1982). En este sentido, el tramo arenoso de Rioseco con graptolitos del Arenig puede ser considerado como una de tales «series de transición», cuya presencia esporádica en diversos puntos de la zona Cantábrica plantea problemas conceptuales y nomenclatoriales acerca del límite superior de la Formación Barrios (ver resumen en JULIVERT y TRUYOLS, 1983), resueltos de forma diferente en cada localidad según los autores implicados. Dentro de la región de pliegues y mantos, estas «capas de transición» están representadas en puntos aislados de la unidad de Somiedo-Correcilla, valle del Luna, Pajares y parte oriental de la unidad de la Sobia-Bodón (VAN DEN BOSCH, 1969; VELANDO *et* ALTERS, 1976; LEYVA *et* ALTERS, 1984; C. Aramburu, com. escr., 1985), habiendo proporcionado diversos icnofósiles atribuidos al Arenig (BALDWIN, 1978). Otra sucesión asimilable a las «capas de transición» se reconoce a lo largo de los flancos oriental (zona Cantábrica) y occidental (zona Asturoccidental-leonesa) del antiforme del Narcea, donde por encima de la Cuarcita de Barrios y la Serie de los Cabos típica se sitúa un tramo pelítico o pelítico-arenoso de 40-100 m de espesor, que contiene ocasionalmente intercalaciones volcánicas o niveles delgados de hierro oolítico. Este se ve sucedido por un tramo muy destacado de cuarcitas blancas en bancos gruesos, cuya potencia varía en sentido N-S a lo largo del flanco O del antiforme desde 80-100 m hasta 10-20 m, mientras que en el otro flanco se mantiene en torno a los 25-35 m. Aun-

que la individualización de ambos tramos ha sido resaltada en todas las cartografías, en la zona Cantábrica esta «serie de transición» fue incluida dentro de la Cuarcita de Barrios (JULIVERT *et ALTERS*, 1973, 1977a, 1977b; NAVARRO, 1982; CRESPO, 1982), considerándose la existencia de una intercalación pizarrosa importante hacia el techo de la unidad, raras veces colocada dentro de las Pizarras de Luarca (MONTESINOS, 1981). Por el contrario, al otro lado del antiformal del Narcea (zona A-L), la práctica habitual consiste en incluir esta «serie de transición» dentro de las Pizarras de Luarca, considerándose a las cuarcitas masivas superiores (Cuarcitas de Sabugo) como la culminación del tramo o bien como un supuesto miembro de las Pizarras de Luarca (MARCOS, 1973; MARCOS y PULGAR, 1980; MARCOS *et ALTERS*, 1980a, b; BASTIDA *et ALTERS*, 1980; PULGAR *et ALTERS*, 1981; MATAS y FERNANDEZ, 1982; NAVARRO, 1982). Los únicos datos paleontológicos concernientes a la «serie de transición» provienen en este caso de los niveles inferiores pelítico-arenosos y sobre todo de la Cuarcita de Sabugo, donde se han encontrado icnofósiles atribuibles al Arenig (MARCOS, 1973; MARCOS *et ALTERS*, 1980a; MATAS y FERNANDEZ, 1982).

Volviendo a la discusión planteada por el tramo arenoso de Rioseco, los datos expuestos hasta aquí permiten considerarlo también como una de estas «series de transición»; acorde con su contexto estratigráfico (a techo de la Fm. Barrios, naturaleza pelítico-arenosa culminando con cuarcitas, escasa probabilidad de constituir una facies local dentro de la última Fm. mencionada) y cronoestratigráfico (presencia de graptolitos del Arenig). Respecto a la ausencia de este tramo en la escama de Laviana, donde el contacto entre las Formaciones Barrios y Suevo es muy neto al menos en sus afloramientos típicos del O. de Ribadesella, cabe destacar la implicación de un posible hiato sedimentario al concluir el depósito de la

unidad cuarcítica. Aunque esto es sólo una hipótesis de trabajo para estudios posteriores, lo cierto es que en el sector del Suevo, el límite entre ambas Formaciones lo constituye una capa de hierro oolítico, a corta distancia de la cual (6 m por encima) se sitúan los primeros hallazgos de graptolitos del Llanvirn inferior (PELLO y PHILIPPOT, 1967; GERVILLA *et al.*, 1973). La relación de alguna de estas capas de hierro con discontinuidades estratigráficas es obvia en otras sucesiones ordovícicas de la zona Cantábrica y Cordillera Ibérica (HAMMANN *et ALTERS*, 1982; GUTIERREZ MARCO, 1986). De existir en el Suevo el hiato mencionado, éste podría explicar el menor espesor de las pizarras al O. de Rioseco, donde la sedimentación se había reanudado en una fase más tardía (incluso posterior al depósito de los hierros oolíticos del sector septentrional), por lo cual los horizontes fosilíferos del Llandeilo se encuentran relativamente próximos al techo de la Cuarcita de Barrios. Conviene aclarar que la variación de potencia de la Formación Suevo en sentido N-S (de más de 100 m a menos de 50 m) no se debe en este caso a la erosión post-ordovícica o al diacronismo del techo de la Formación Barrios, explicaciones ambas descartadas por todos los autores precedentes. Otra posible interpretación habría que buscarla en la menor tasa de sedimentación arcillosa (¿ «condensación» de la secuencia) deducible para el sector meridional, que se habría mantenido uniforme a lo largo de las épocas Llanvirn a Llandeilo inferior mientras que el sector del Suevo recibía muchos más aportes, alternando con etapas en las que predominaba la sedimentación química. La comprobación de esta hipótesis requiere los mismos estudios sedimentológicos y bioestratigráficos de detalle que se precisan para constatar el posible hiato basal (equivalente cuando menos a las «capas de transición» de la escama de Rioseco), labor actualmente en curso de realización (ARBIZU *et ALTERS*, en preparación).

Fig. 2. *Azygograptus undulatus* CHEN y XIA, 1974.

«Serie de transición» sobre la Cuarcita de Barrios al NNE. de Rioseco (Asturias). Arenig, probablemente superior. a-c, e-g, fragmentos proximales del rhabdosoma; d, h, restos de la estipe; todos ellos representados en vista anversa (excepto d) y fotografiados sumergidos bajo una lámina de 5 mm de agua. a, R-IV 9637n' (x 10,5); b, R-IV 9637a (x 12,6); c, R-IV 9639 (x 10,8); d, R-IV 9637g' (x10,5); e, R-IV 9637m (x14,2); f, R-IV 9637a' (x 10,8: cf. fig. 2b); g, R-IV 9637c (x 14,4); h, R-IV 9637b' (x 10,7: la teca que figura a la derecha es la th 1).

Los ejemplares figurados se encuentran depositados en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid.

OBSERVACIONES PALEONTOLOGICAS (Por G. C. Gutiérrez Marco)

Los graptolitos obtenidos en el curso de este trabajo por uno de los autores (L. R.) proceden en su totalidad de un mismo horizonte de la «serie de transición» (ver apdo. segundo), y pertenecen a una única especie, representada entre nuestro material por más de una treintena de ejemplares que incluyen restos proximales y fragmentos de estipes atribuibles al dichograptido *Azygograptus undulatus* CHEN y XIA, 1974.

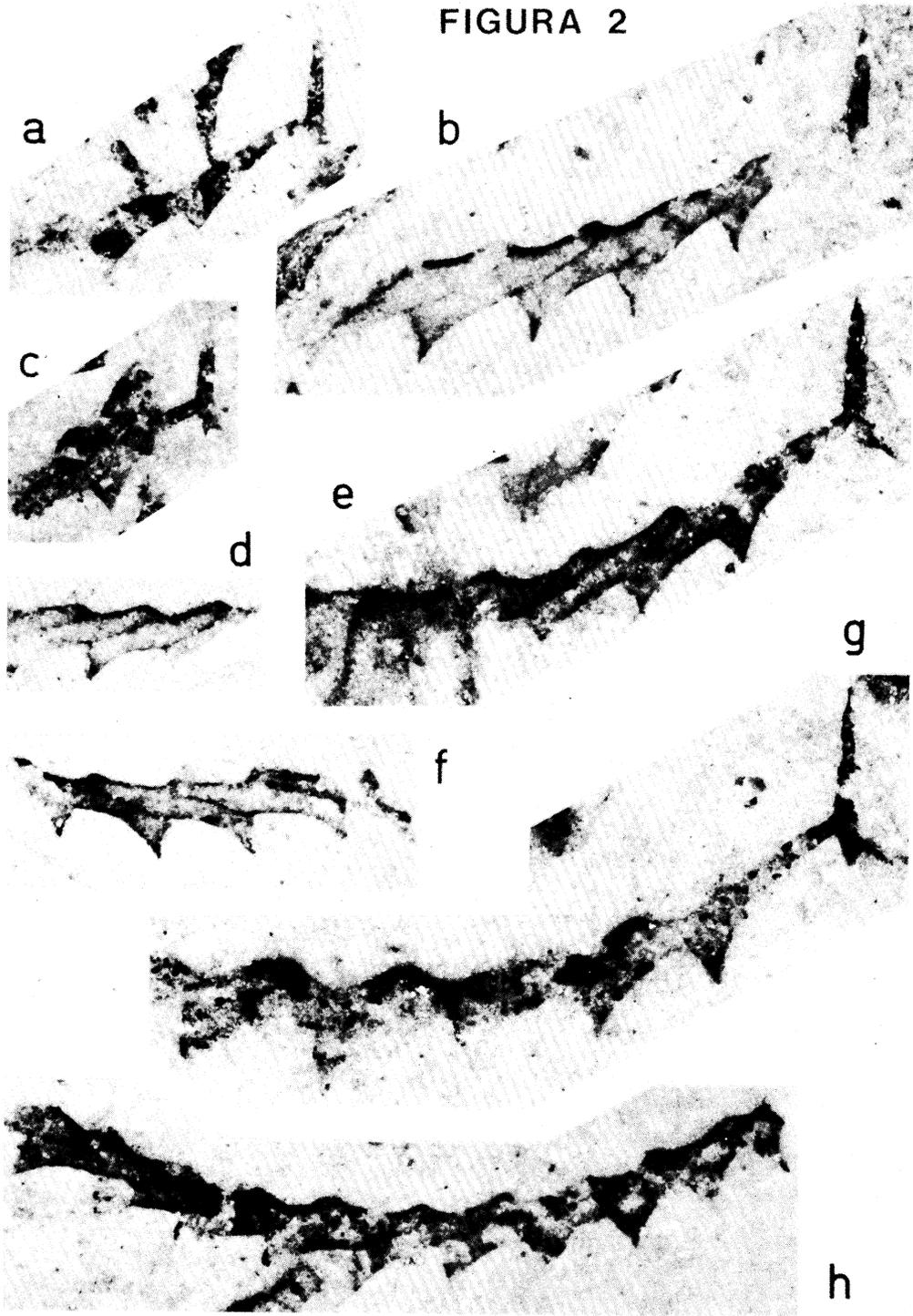
El material estudiado muestra claramente que el rhabdosoma está formado por una sola estipe que crece a partir de la sícula en posición declinada o subhorizontal en el primer tramo de su recorrido (fig. 2), curvándose luego gradualmente en sentido dorsal para adoptar una disposición reclinada frente a la sícula. El ángulo de divergencia estipe/sícula oscila normalmente entre 120 y 125° (valor dorsal; 55-60° ventralmente). Parte de los ejemplares estudiados corresponde a fragmentos de estipes aisladas por 10-12 tecas, cuyas dimensiones permiten suponer una longitud total para el rhabdosoma superior a 13 mm. La anchura dorsoventral de la estipe aumenta de forma gradual desde la región inicial, donde oscila entre 0,14 y 0,16 mm en el punto de contacto con la sícula y 0,7 mm a nivel de la apertura de la primera teca, hasta un máximo de 1 mm, logrado entre las tecas 5-7, que se mantiene en sentido distal.

Las tecas son alargadas y presentan pliegues protecales acentuados, que confieren a la línea dorsal de la estipe el trazado característico de la especie. Estas ondulaciones dorsales se manifiestan por igual a lo largo de

toda la estipe entre las tecas 3 a 12, estando menos marcadas solamente en la proteca 2 (figs. 2a, e, g). Algunos ejemplares presentan pliegues protecales más pronunciados (figs. 2g-h), cuyo aspecto resulta de la compresión lateral de la estipe con una cierta componente dorso-ventral. Las dimensiones medias de las tecas maduras (posteriores a la 3.^a) oscilan entre 1,9-2,3 mm de longitud y 0,42-0,47 mm de anchura apertural, sin contar el denticulo que forma cada apertura con su margen ventral libre respectivo (anchura apertural considerándolo: 0,5-0,56 mm). Los septos intertecales tienen un trazado rectilíneo a débilmente arqueado y representan aproximadamente la mitad de la longitud de las tecas, por lo que el solapamiento de éstas cobra un valor de 1/2 a lo largo de toda la estipe. El margen ventral libre de las tecas posee una curvatura suave que se acentúa en sentido apertural debido a la proximidad del denticulo (el ángulo margen ventral/apertura se sitúa en torno a los 25-35°). Por esta razón, la inclinación tecal con el eje de la estipe aumenta desde valores de 9-23° (14,4° de media) hasta otros de 38-50° (promedio: 42,2°) en el tramo inmediato a cada apertura. Estas últimas se disponen perpendiculares a la dirección de crecimiento de las tecas y resultan algo cóncavas en perfil lateral. El número de tecas contabilizadas en todo el rhabdosoma oscila entre 7 y 8 en 10 mm, rango que permanece siempre constante llegando en contadas ocasiones a alcanzar sus extremos.

La sícula tiene forma cónica alargada (casi tubular) y su región apertural está curvada en sentido opuesto al de la estipe. Sus dimensiones son algo menores que las restantes tecas del rhabdosoma, variando entre

FIGURA 2



1,26-1,5 mm de longitud y 0,25-0,28 mm de anchura apertural (0,16 mm a nivel del punto de separación estipe/sícula). El extremo apical de la sícula es afilado y se prolonga en un nema delgado (0,02 mm de anchura) del que normalmente se conservan vestigios en conexión que miden 0,11-0,28 mm de longitud. En el extremo opuesto de la sícula encontramos una región apertural fuertemente cóncava en vista lateral (figs. 2c,g) que está flanqueada por unos márgenes agudos entre los que destaca con diferencia el del lado opuesto a la estipe. La teca 1 surge en la mitad inferior de la cara convexa de la metasícula, y diverge de ella a 0,33 mm de distancia por encima de su apertura. El margen ventral libre de esta primera teca mide 1,56-1,82 mm de longitud, equivalente a la separación de su apertura frente a la sícula.

Entre todos los graptolitos ordovícicos, las formas cuyo rhabdosoma presenta una sola estipe (como resultado de la supresión de todas las dicotomías hasta afectar a la de primer orden) comprenden más de una treintena de especies agrupadas en los géneros *Azygograptus* NICHOLSON, 1875 (Dichograptina, Dichograptidae), *Parazygograptus* KOZLOWSKI, 1954 (Dichograptina, Dichograptidae), *Nicholsonograptus* BOUCEK y PRIBYL, 1951 (Dichograptina, Sinograptidae) y *Parazygograptus* MÜLLER y GEH, 1960 (Virgellina, Incertae familiae). Dentro de los mismos la presencia de los pliegues protecales se considera típica de la mayor parte de las especies de *Nicholsonograptus* y en general de todos los Sinograptidos (BULMAN, 1970; FORTEY y COOPER, 1986). No obstante, *Nicholsonograptus* posee unas tecas muy elaboradas (de aspecto tubular con excavaciones geniculares, «muescas» dorsales, aperturas introvertidas con espinas mesiales y procesos laterales, etc.) cuya morfología difiere claramente del material cantábrico, pese a la presencia en éste de pliegues protecales destacados. Dicha característica adquiere pues una trascendencia sistemática secundaria, sobre todo

porque se conoce también entre algunos géneros no pertenecientes a la familia Sinograptidae como *Maeandrograptus*, *Cymatograptus*, *Dicellograptus* (*Jiangxigraptus*), *Azygograptus* y *Pseudodisograptus* (cf. MU *et al.*, 1979). Dentro del género *Azygograptus* s. str., la presencia de pliegues protecales solo ocurre en *A. undulatus* CHEN y XIz, si bien algunos ejemplares de *A. suecicus* MOBERG del Arenig de Checoslovaquia poseen una línea dorsal con ondulaciones muy suaves (cf. BOUCEK, 1973: figs. 2c y 2e-g en el texto), cuyo aspecto puede estar influido por la orientación de la estipe en el sedimento previa a la compactación gravitacional. Aunque *A. undulatus* muestra un nivel de divergencia de la teca 1 claramente situado por encima de la base de la sícula, en este trabajo no lo adscribimos a las categorías subgenéricas propuestas por OBUT y SENNIKOV (1984), quienes separan el grupo de especies con el carácter mencionado de aquellas formas cuya estipe surge en la región de la sícula contigua a la apertura, consideradas por ellos como *Azygograptus* (*Metazygograptus*). En la especie tipo propuesta para este subgénero (*A. suecicus*), el carácter aludido es meramente conservacional, y la distinción subgenérica deberá afrontarse en su caso tras la revisión de los 18 taxones de nivel especie o subespecie incluídos en el género *Azygograptus*. Algunos de sus representantes más típicos y difundidos (por ejemplo *A. suecicus* MOBERG, *A. lapworthi* NICHOLSON y *A. eivionicus* ELLES) fueron definidos además de una forma inadecuada y confusa (ZALASIEWICZ, 1986). Por ello tampoco hemos creído oportuno precisar más la identificación del material cantábrico en el seno de *A. undulatus*, cuya subespecie nominal muestra un rango considerable de variación intraespecífica relativa a la dirección de crecimiento de la estipe, longitud y solapamiento de las tecas y pronunciamiento de los pliegues protecales (MU *et al.*, 1979). Uno de tales morfotipos extremos (con ondulaciones destacadas y tecas más inclina-

das) fue descrito como *A. undulatus spinosus* CHEN in MU *et al.*, 1979 (= «*A. undulatus spinatus* CHEN y XIA» *auct.*), si bien en su holotipo (MU *et al.*, 1979: lám. 38, figs. 24-25) estos detalles están acentuados por una leve compresión dorso-ventral de la estipe. No obstante, la forma *A. undulatus anhuiensis* LI, 1983, si parece tener una cierta entidad como subespecie geográfica, caracterizándose por su número de tecas más elevado (8-9 en 10 mm) y la mayor inclinación tecal (29-30°). La longitud de la sícula de su holotipo (2-2,1 mm) puede deberse también a una confusión con la teca 1 (cf. LI, 1983: lám. 1, fig. 4). Por lo demás, las dimensiones y características de los ejemplares estudiados concuerdan perfectamente con las de los representantes más típicos de las subespecies mencionadas en primer lugar (cf. MU *et al.*, 1979: lám. 38, figs. 18-19, 24-25 y fig. 4b en el texto), no descartándose que el desmesurado rango de variación atribuido a *A. undulatus undulatus* (no constatado en el material español) responda a la inclusión en la especie de ejemplares no pertenecientes a la misma, con ondulaciones dorsales muy atenuadas de carácter conservacional. En este sentido, conviene recordar que en casi todos los yacimientos del SO. de China, *A. undulatus* se encuentra acompañado por otras especies de rasgos similares a los del material discutido (cf. MU *et al.*, 1979: lám. 38, figs. 20, 23; JIAO, 1984: lám. 2, fig. 28), como son *A. suecicus*, *A. lapworthi*, *A. fluitans* o *A. flexilis*, que poseen una estipe declinada a poco reclinada, con un menor solapamiento e inclinación tecal.

Respecto a la ubicación cronoestratigráfica de *A. undulatus*, la especie aparece acantonada en la biozona de *A. suecicus* del SO. de China (MU *et al.*, 1979; JIAO, 1984) y sus equivalentes en la biozona de *D. abnormis*/*A. suecicus* de China central (LI, 1983), representativos del techo del Ningkuoanense inferior (N4) o del Ningkuoanense *s.str.* si se acepta la validez del Chongyiniense (SHENG, 1980). Estos nive-

les son correlacionados por los autores asiáticos con la parte superior de la Zona Nitidus y la Zona Gibberulus del Arenig británico (LU *et al.*, 1976; MU *et al.*, 1979; LI, 1983), pero según COOPER y FORTEY (1982), el equivalente más probable de la biozona de *A. suecicus* china es la parte baja de la Zona Hirundo británica, equiparada con el Arenig superior. En cualquier caso, la cuestión no puede ser dirimida con el material español por el carácter aislado del hallazgo, asignable al Arenig en función de la distribución estratigráfica de la especie en China; aunque dada su posición por encima de la Cuarcita de Barrios también podemos considerar una edad relativamente tardía dentro de la época mencionada (congruente por lo tanto con la opinión de COOPER y FORTEY, *op. cit.*). El género *Azygograptus* es característico del Arenig en toda la provincia atlántica de graptolitos (Gran Bretaña, Suecia, Noruega, Checoslovaquia, España, URSS, China, Australia?-Nueva Zelanda? y Marruecos), desconociéndose con certeza en las regiones más típicas de la provincia pacífica y en niveles posteriores al Arenig, donde normalmente ha sido confundido con *Nicholsonograptus* y *Pseudazygograptus*. Esta distribución tan influenciada por controles paleolatitudinales (por ejemplo con la temperatura superficial del agua) y su presencia en sedimentos de áreas epicratónicas, nos indica que *Azygograptus* forma parte de las asociaciones *epiplanctónicas* de graptolitos, capaces de habitar medios relativamente someros (COCKS y FORTEY, 1982; FORTEY, 1984). Por lo que respecta a las relaciones planteadas entre el SO. de China y España durante el Ordovícico inferior, dada la presencia común y exclusiva de *A. undulatus*, sólo cabe manifestar que las nociones paleobiogeográficas más recientes (GUTIERREZ MARCO y RABANO, en prensa) tienden a considerar ambas regiones como situadas en paleolatitudes elevadas próximas a los márgenes del continente de Gondwana. En tales condiciones, el intercambio entre las faunas planctónicas se pro-

duciría también a través de las áreas más internas de las plataformas o «terrane» circundantes a este último continente, por lo que es posible deducir una presencia futura de esta y otras especies en áreas poco estudiadas con graptolitos ordovícicos como el N. de África, Oriente medio y Europa meridional. De la escasez de hallazgos de estos elementos epiplanctónicos-someros da cuenta el hecho de que *A. undulatus* haya sido descubierto de modo prácticamente casual con posterioridad a un estudio monográfico sobre los graptolitos ordovícicos españoles que considera medio centenar de especies procedentes de cerca de 100 localidades fosilíferas distribuidas por todo el Macizo Hespérico (GUTIERREZ MARCO, 1986). Asimismo, *A. undulatus* constituye el graptolito más antiguo encontrado dentro de la zona Cantábrica, pues los supuestos ditecoideos del Cámbrico medio descritos por SDZUY (1974) podrían representar colonias sésiles de escifopólipos del orden

Coronata MAAS, 1903 (Scyphozoa, Scyphomedusae: cf. MIERZEJEWSKI, 1986).

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. D. Miguel Arbizu y Dña. Carmen Alvarez, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, por la asistencia de todo tipo recibida para la culminación de este artículo. A D. Carlos Aramburu (Dpto. Estratigrafía, Oviedo) por sus informaciones sobre diversos afloramientos inéditos de la «serie de transición» en la Cordillera Cantábrica, así como por la lectura crítica de este artículo. A D. Eulogio Martín Castellanos (Dpto. Paleontología, Madrid), por la realización de las fotografías reunidas en la fig. 2.

Recibido 13-IV-87

Admitido 2-IV-87

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de y JUNQUERA, G. (1916): Criaderos de Hierro de España. Tomo II: Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 27 (1), págs. 1-610. Madrid.
- BALDWIN, C. T. (1978): A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and Westasturian-Leonese zones, NW, Spain. Págs. 43-70 in JULIVERT, M. *et. al.* (eds.): *Geología de la parte N. del Macizo Ibérico* (Tomo homenaje I. Parga Pondal), Ed. Castro. La Coruña.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; VARGAS, I. y RUIZ, F. (1980): Memoria explicativa de la Hoja n.º 75 (Naviego) del Mapa Geológico de España a esc.: 1:50.000 (2.ª serie). 35 págs. I. G. M. E. Madrid.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW. Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, 44, págs. 227-233. Leiden.
- BOUCEK, B. (1973): *Lower Ordovician graptolites of Bohemia*. Academia (Publ. Czech. Acad. Sci), 185 págs. Praha.
- BULMAN, O. M. B. (1970): Graptolithina, with sections on Enteropneusta and Pterobranchia. In TELCHERT, C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, V (2.ª ed.), XXXII + 163 págs. Lawrence, Kansas.
- COKS, L. R. M. y FORTEY, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *J. geol. Soc. London*, 139, págs. 465-478. London.
- COOPER, R. A. y FORTEY, R. A. (1982): The Ordovician graptolites of Spitsbergen. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 36 (3), págs. 157-302. London.
- CRAMER-DIEZ, F. H., JULIVERT, M. y DIEZ, M. C. (1972): Llandeilian chitinozoans from Rioseco, Asturias, Spain. Preliminary note. *Breviora geol. Astúrica*, 16 (2), págs. 23-25. Oviedo.
- FORTEY, R. A. (1984): Global earlier Ordovician

- transgressions and regressions and their biological implications. Págs. 37-50 in BRUTON, D. L. (ed.): *Aspects of the Ordovician System*. Paleont. Contr. Univ. Oslo, 295, 228 págs. Oslo.
- FORTEY, R. A. y COOPER, R. A. (1968): A phylogenetic classification of the Graptoloids. *Palaeontology*, 29 (4), págs. 631-654. London.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PIGNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, J. E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, J. y GIANNINI, G. (1973): Memoria Explicativa de la Hoja n.º 30 (Villaviciosa) del Mapa Geológico de España a esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 54 págs. Madrid.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 701 págs. (3 vols.). Madrid.
- GUTIERREZ MARCO, J. C. y RABANO, I. (en prensa): Paleobiogeographical aspects of the Ordovician mediterranean faunas. *Geogaceta*. Madrid.
- HAMMANN, W. (1983): Calymenacea (Trilobita) aus de Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542, 177 págs. Frankfurt.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982): The Ordovician System in South-Western Europe (France, Spain and Portugal). *I. U. G. S. publ.*, 11, 47 págs. Ottawa.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. Tomo II. El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 45 (1), 848 págs. Madrid.
- JIAO, S. D. (1984): Graptolites from the Lower Ordovician Sinianpan Formation of Hexian, Anhui. *Acta. paleont. sin.*, 23 (5), págs. 618-627. Beijing.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. Págs. 192-246 in COMBA, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo I, 656 págs. I. G. M. E. Madrid.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. y HENRY, J.-L. (1968): Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al Este de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Breviora geol. Astúrica*, 12 (4), págs. 1-4. Oviedo.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1973): Memoria explicativa de la Hoja n.º 13 (Avilés) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 30 págs. Madrid.
- JULIVERT, M., MARTINEZ, F. J. y TRUYOLS, J. (1977a): Memoria explicativa de la Hoja n.º 51 (Belmonte de Miranda) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 27 págs. Madrid.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; MARTINEZ, F. J. y PULGAR, J. A. (1977b): Memoria explicativa de la Hoja n.º 27 (Tineo) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 28 págs. Madrid.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1984): Memoria explicativa de la Hoja n.º 129 (La Robla) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 98 págs. Madrid.
- LI, J. J. (1983): Zonation and correlation of Ordovician rocks in Southern Anhui with a note on some important graptolites. *Bull. Nanjing Inst. geol. paleont. Acad. Sinica*, 6, págs. 133-158. Nanjing.
- LU, Y. H.; CHI, C. L.; CHIEN, Y. Y.; ZHOU, Z. Y.; CHEN, J. Y.; LIU, G. W.; YÜ, W.; CHEN, X. y XU, H. K. (1976): Ordovician Biostratigraphy and Palaeozoogeography of China. *Mem. Nanjing Inst. geol. paleont. Acad. Sinica*, 7, págs. 1-83. Nanjing.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 6, págs. 1-113. Oviedo.
- MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1980): Memoria explicativa de la Hoja n.º 11 (Luarca) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 24 págs. Madrid.
- MARCOS, A.; PULGAR, J. A. y MARTINEZ, F. J. (1980a): Memoria explicativa de la Hoja n.º 26 (Boal) del Mapa Geológico de España esc.: 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 28 págs. Madrid.
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F. y VARGAS, I. (1980): Memoria explicativa de la Hoja n.º 99 (Becerreá) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 32 págs. Madrid.
- MATAS, J. y FERNANDEZ, L. (1982): Memoria explicativa de la Hoja n.º 127 (Noceda) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 63 págs. Madrid.
- MIERZEJEWSKI, P. (1986): Ultrastructure, taxonomy and affinities of some Ordovician and Silurian organic microfossiles. *Palaeontologia Polonica*, 47, págs. 129-220. Warszawa-Kraków.
- MONTESINOS, J. R. (1981): Las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 187-193. O Castro, Sada.
- MU, E.; GE, M. Y.; CHEN, X.; NI, Y. N. LIN, Y. K. (1979): Lower Ordovician graptolites of Southwestern China. *Palaeont. sin.*, 156B (13), págs. 1-192. Beijing.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. (1982): Memoria explicativa de la Hoja n.º 101 (Villablino) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 56 págs. Madrid.
- OBUT, A. M. y SENNIKOV, N. V. (1984): Graptolites and zonal subdivisions of the Lower Ordovician of the Gorny Altai. Págs. 53-106 in KANYGIN, A. V. (ed.): *Lower Ordovician Stratigraphy and Fauna of the Gorny Altai*. Inst. Geol. Geophys. Acad. Sci. URSS. Moskva.
- PELLO, J. y PHILIPPOT, A. (1967): Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Astu-

- ries, NW. de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 4, págs. 156-157. Paris.
- PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; VARGAS, I. y RUIZ, F. (1981): Memoria explicativa de la Hoja n.º 100 (Degaña) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 35 págs. Madrid.
- SDZUY, K. (1974): Mittlekambrische Graptolithen aus NW-Spanien. *Paläont. Z.*, 48 (1-2), págs. 110-139. Stuttgart.
- SHENG, S. F. (1980): The Ordovician System in China. Correlation Chart and Explanatory Notes. *I. U. G. S. publ.*, 1, 7 págs., 6 tablas, 3 figs. Ottawa.
- VELANDO, F.; CASTELLO, R. y ORVIZ, F. (1976): Memoria explicativa de la Hoja n.º 78 (Pola de Lena) del Mapa Geológico de España esc. 1:50.000 (2.ª serie). I. G. M. E. 44 págs. Madrid.
- ZALASIEWICZ, J. A. (1986): Graptolites from the type Arenig Series. *Geol. Mag.*, 123 (5), págs. 537-544. Cambridge.