

## ESTRATIGRAFÍA Y METAMORFISMO DEL CARBONÍFERO DE LA ZONA DE SAN MARTÍN-VENTANILLA (NORTE DE PALENCIA, CORDILLERA CANTÁBRICA)

J. A. Marín, E. Villa, S. García-López y J. R. Menéndez

*Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 OVIEDO*

**Resumen:** La comparación de las rocas carboníferas que afloran en la zona de San Martín-Ventanilla (situada en el extremo oriental de la Región de Pliegues y Mantos, al este del Domo de Valsurbio, en Palencia) con las de otras áreas de la Cordillera Cantábrica, muestra la existencia de notables diferencias estratigráficas. Estas diferencias se refieren, principalmente, a las características litológicas de la Caliza de Montaña. Los datos paleontológicos (resultado del estudio de conodontos y foraminíferos), obtenidos en varias localidades de esta zona, permiten ahora conocer el intervalo cronoestratigráfico preciso que abarcan determinados tramos de la sucesión de San Martín-Ventanilla, tales como el techo de la Formación Alba (Viseense medio), la Caliza de Montaña (desde el Arnsbergiense hasta la parte alta del Bashkiriense inferior) y la base de la Formación Cervera (situada en torno al límite Bashkiriense inferior/superior). Se aportan datos sobre los valores del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) en el área de estudio y se discute su relación con el grado y tipo de metamorfismo presente en la zona. Los valores de CAI obtenidos indican el tránsito anchizona/epizona.

**Palabras clave:** Carbonífero, Zona Cantábrica, Palencia, conodontos, foraminíferos, bioestratigrafía, índice de alteración del color de conodontos (CAI).

**Abstract:** A comparison between the Carboniferous rocks in the San Martín-Ventanilla area of northern Palencia (southeastern corner of the Fold and Nappe Province) and those of the same age in other parts of the Cantabrian Mountains reveals certain differences with regard to lithologies and sedimentary history. Conodont and foraminiferal faunas obtained from the San Martín-Ventanilla area have allowed dating the stratigraphic interval represented in the sections studied. The conodont colour alteration index has been determined. CAI values indicate the anchizone/epizone transition.

**Key words:** Carboniferous, Cantabrian Zone, Palencia, conodonts, foraminifers, biostratigraphy, conodont colour alteration index (CAI).

Marín, J. A., Villa, E., García-López, S. y Menéndez, J. R. (1996): Estratigrafía y metamorfismo del Carbonífero de la zona de San Martín-Ventanilla (Norte de Palencia, Cordillera Cantábrica). *Rev. Soc. Geol. España*, 9(3-4): 241-251.

La zona de San Martín-Ventanilla se encuentra situada en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, al norte de la provincia de Palencia, y constituye la prolongación hacia el sureste de la Región de Pliegues y Mantos (Fig. 1), una de las unidades en las que Julivert (1967) dividió la Zona Cantábrica. Esta región fue estudiada por Kanis (1957), si bien fue Pulgar (1973) quien por primera vez utilizó la denominación de "zona de San Martín-Ventanilla".

La sucesión estratigráfica de la zona de San Martín-Ventanilla está constituida por materiales paleozoicos pertenecientes al Devónico Medio y Superior y al Carbonífero. Las formaciones del Devónico no han sido estudiadas en este trabajo y por esta razón aparecen indiferenciadas en el mapa geológico de la figura 1. En líneas generales, las formaciones devónicas definidas por Comte (1959) en el sector occidental de la Región de Pliegues y Mantos resultan también reconocibles en la zona de San Martín-Ventanilla, aunque existen cier-

tas diferencias litológicas entre ambos sectores (Koopmans, 1962). Una interpretación de la sucesión estratigráfica carbonífera de la parte este de la Sierra del Brezo (dentro de la cual se incluye la zona de San Martín-Ventanilla) se muestra en los trabajos de Wagner y Bowman (1983, p. 151) y de Wagner *et al.* (1984). Para estos autores la secuencia carbonífera anterior al Westfaliense B está formada, de muro a techo, por calizas nodulosas de la Formación Genicera, calizas tableadas de la Formación Barcaliente, calizas masivas de la Formación Valdeteja y areniscas y pizarras de la Formación Carmen; según los mismos autores, entre las formaciones Barcaliente y Valdeteja y entre esta última y la Formación Carmen existe una discordancia estratigráfica de bajo ángulo. Sin embargo, tal y como se expone más adelante, los datos obtenidos durante la realización del presente trabajo no sustentan la existencia de tales hiatos, ni tampoco la sucesión estratigráfica observada coincide con la mencionada anteriormente.

De este modo, a diferencia de lo que sucede con el Devónico, las sucesiones del Carbonífero presentan unas características que impiden aplicar directamente el modelo de sucesión estratigráfica establecido en otras áreas de la Región de Pliegues y Mantos.

En el transcurso de esas investigaciones se han realizado varios muestreos y análisis paleontológicos (conodontos y foraminíferos), con el objetivo de datar y correlacionar los materiales carboníferos. Los datos bioestratigráficos obtenidos tras esos estudios se dan a conocer en este trabajo.

### La sucesión carbonífera de la zona de San Martín-Ventanilla

Las formaciones Baleas (Wagner *et al.*, 1971) y Vegamián (Comte, 1959), que en otras áreas de la Cordillera Cantábrica constituyen la base de la sucesión carbonífera, no están representadas en el área de San Martín-Ventanilla. En esta región, sobre los materiales del Devónico se sitúa la Formación Alba (van Ginkel, 1965), o Formación Genicera, en el sentido de Wagner y otros (1971), a la que sigue la Caliza de Montaña (Ezquerro del Bayo, 1844; Julivert, 1960). Como es bien conocido, aunque el término Caliza de Montaña se continúa usando con frecuencia en la literatura geológica, en numerosas áreas de la Cordillera Cantábrica se pueden diferenciar dentro de dicha caliza dos formaciones distintas: Formación Barcaliente, correspondiente al tramo inferior y constituida por calizas negras bien estratificadas y laminadas, y Formación Valdeteja, compuesta por calizas grises masivas (Wagner *et al.*, 1971). Estas dos últimas formaciones no son claramente reconocibles en el área de San Martín-Ventanilla. Aquí, por encima de la Formación Alba aparece una brecha calcárea de desigual distribución, a la que Reuther (1977) denominó "brecha del Brezo". Las particularidades de la zona de San Martín-Ventanilla, con respecto a otras áreas de la Cordillera Cantábrica, continúan en los tramos superiores, ya que mientras en el sector septentrional de esta zona por encima de la brecha del Brezo afloran unas calizas negras, laminadas y bien estratificadas, que podrían compararse a la Formación Barcaliente, hacia el sur, entre la brecha y las calizas negras aparecen calizas grises, masivas, de aspecto brechoide. Por encima de la Caliza de Montaña la sucesión carbonífera termina en esta zona con tramos de areniscas y pizarras, pertenecientes a la Formación Cervera (Brouwer y van Ginkel, 1964).

A continuación se resumen las características de cada una de las formaciones mencionadas en el área que nos ocupa.

#### Formación Alba

La Formación Alba constituye el nivel de despegue de gran parte de los cabalgamientos de la zona estudiada (Pulgar, 1973) (Fig. 1), por lo que es difícil encontrar secciones completas que puedan tomarse como referencia. Al sur de San Martín de los Herreros, y a lo

largo de la carretera que comunica esta localidad con Rebanal de las Llantas, puede observarse el contacto de la Formación Alba con las rocas devónicas infrayacentes. En ambas secciones se advierte que la base de la Formación Alba está constituida por calizas nodulosas de color gris y rosa (Fig. 2), sobre las que se disponen pizarras de color rojo o granate con intercalaciones centimétricas de liditas, radiolaritas, chert y calizas nodulosas rosa. La parte alta de la formación está compuesta por calizas rosadas con nódulos de chert. Lateralmente aparecen niveles de calizas brechoides.

En la zona de San Martín-Ventanilla, a diferencia de lo que sucede en otros sectores de la Cordillera Cantábrica, la edad de la Formación Alba está aún mal documentada. Kanis (1956), por comparación con la edad conocida en la vertiente asturiana, le asigna una edad Viseense superior. Las dataciones realizadas por H. A. van Adrichem Boogaert (en Koopmans, 1962) en el sector del Domo de Valsurbio, anejo a la zona de estudio, indican también una edad Viseense superior. En otras zonas adyacentes a la estudiada (cuenca de Barruelo, al este; borde sur de la Región del Pisuerga-Carrión, al norte; Domo de Valsurbio, al oeste), numerosos autores (Kullmann, 1961, 1963; Wagner, 1963, 1965; Wagner *et al.*, 1984; Wagner-Gentis, 1963, 1980; Higgins, 1964, 1971, 1974; Reuther, 1977; Higgins y Wagner-Gentis, 1982; Ark, 1982; Raven, 1983; etc.) atribuyen a esta formación una edad comprendida entre el Turnesiense superior para la base y el Namuriense A superior para el techo. En algunos trabajos (Reuther, 1977; Schöler, 1982; Wagner-Gentis, 1980; Frankendorf, 1983) se sugiere que este último nivel podría tener carácter diacrónico, con una variación comprendida entre las zonas E1 y E2 de *Eumorphoceras*.

#### Brecha del Brezo

Esta brecha, descrita inicialmente por Reuther (1977), presenta cantos de caliza gris clara, subangulosos o subredondeados, inmersos en una matriz carbonatada; localmente aparecen también cantos de caliza negra. Su distribución y potencia son bastante irregulares (Reuther, 1977, fig. 17); en las escamas más septentrionales del área de San Martín-Ventanilla no supera los 2 m de espesor y muestra escasa continuidad lateral, mientras que hacia el sur aumenta en grosor al tiempo que se hace más continua. El origen de la brecha del Brezo ha sido discutido por varios autores: Reuther (1977) propone una génesis relacionada con un proceso tectónico que habría tenido lugar durante el Namuriense A inferior; para Wagner (1971) esta brecha es producto de la erosión subaérea de la Formación Barcaliente.

#### Caliza de Montaña

En la sección que aflora en la carretera entre San Martín de los Herreros y Rebanal de las Llantas se han diferenciado dos tramos calcáreos con rasgos litológicos diferentes (Fig. 2). El tramo inferior está constituido por calizas claras, masivas, con crinoideos y muy

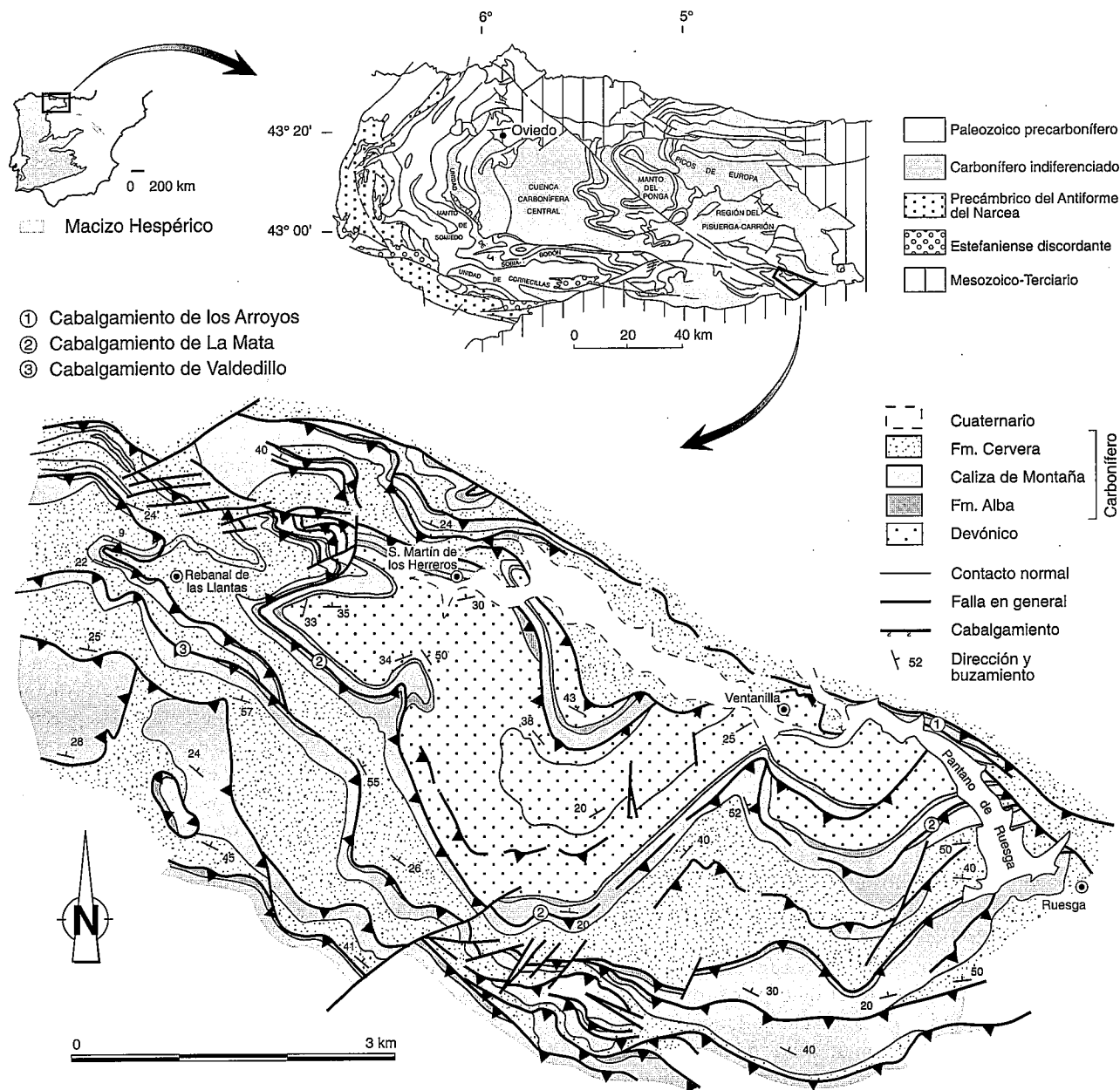


Figura 1.- Mapa geológico y de situación de la zona de San Martín-Ventanilla. División de la Zona Cantábrica, según Julivert (1967).

recristalizadas; frecuentemente presentan un aspecto brechoide. El tramo superior está compuesto por calizas negras de grano fino, con laminación paralela, féttidas, bien estratificadas, dispuestas en capas centimétricas a decimétricas. La parte alta de la Caliza de Montaña en el área de San Martín-Ventanilla presenta unos niveles compuestos por margas calcáreas y calizas bioclásticas con abundantes restos de crinoideos. Los dos tramos mencionados aparecen juntos, y en el orden de sucesión mencionado, únicamente en determinadas láminas, como, por ejemplo, en las unidades en las que se sitúan las secciones del sur de San Martín y de la carretera de San Martín a Rebanal (sección II en Fig. 3B). Por el contrario, en las láminas situadas al norte de San Martín sólo se observan las calizas negras (sec-

ción III en Fig. 3B), mientras que al sur de Rebanal aparecen únicamente calizas claras másivas (sección I en Fig. 3B).

Al igual que sucede con la Formación Alba, los datos previos sobre la edad de la Caliza de Montaña en la zona de San Martín-Ventanilla son muy escasos y, además, la mayoría proceden únicamente del muro de la serie. Dadas las características de esta sucesión, que tal como se ha señalado previamente es distinta de la que compone la Caliza de Montaña en otros sectores de la Cordillera Cantábrica, resulta de especial interés el conocimiento preciso de su edad. Sólo así resulta posible compararla con las sucesiones asignadas en otras áreas a la Caliza de Montaña.

El primer trabajo que se ocupa de la edad de la Caliza

de Montaña en esta región es el de Kanis (1956). Este autor, gracias al hallazgo de *Goniatites falcatus* y de un coral asignado al género *Carcinophyllum*, sugiere una edad Viseense superior-Namuriense inferior. Sin embargo, el mismo Kanis (1956) revela una cierta discrepancia entre esa edad y la que se deriva del estudio de los foraminíferos (A. C. van Ginkel en Kanis, 1956, pag. 402); la asociación identificada por van Ginkel es característica de un intervalo que puede abarcar desde el Namuriense superior al Westfaliense A. En dicho trabajo no se detalla el nivel estratigráfico en el que se recogieron las muestras citadas; por tanto, en el caso de que el muestreo se hubiese realizado en diferentes niveles de la sucesión, el desfase cronológico quedaría explicado. Posteriormente, van Ginkel (1965) analiza de nuevo las mismas muestras, atribuyendo una edad Bashkiriense, sin más precisión, a las calizas situadas al norte de San Martín de los Herreros (Fig. 1) y Bashkiriense, probablemente la parte media, a una muestra tomada al oeste de Ruesga.

Koopmans (1962) asigna una edad Viseense superior-Namuriense inferior al muro de la Caliza de Montaña, información que se desprende del estudio de las asociaciones de conodontos presentes en dicho nivel (H. A. van Adrichem Boogaert en Koopmans, 1962). A conclusiones similares llega Cornelissen (1980) tras el estudio de los conodontos obtenidos en las capas basales de la Caliza de Montaña que afloran en el borde sureste del pantano de Ruesga (Fig. 1). Según este autor, las asociaciones de conodontos presentes en esas capas basales pertenecen al Viseense superior-Namuriense A inferior, mientras que los encontrados en la parte central de la misma sucesión son ya de edad Bashkiriense (Namuriense B/C).

Con respecto a los tramos superiores de la Caliza de Montaña, resulta relevante el dato proporcionado por Reuther (1977), quien menciona el hallazgo del goniatítico *Diaboloceras?* sp. en un afloramiento situado en los alrededores de San Martín, a partir del cual estima una edad Westfaliense A. Según la información suministrada por este autor, la muestra se recogió a techo de un tramo de margas calcáreas con intercalaciones de calizas oscuras, en el que se encontraron restos de crinoideos y goniatites. Dicho tramo se sitúa a su vez por encima de un paquete de 20 m de calizas que Reuther (1977) atribuye a la Formación Barcaliente. Una edad semejante a la de Reuther (1977) la obtiene Cornelissen (1980) a partir del estudio de los foraminíferos encontrados en un nivel cercano al techo de la formación, en la sucesión que aflora junto al borde sureste del pantano de Ruesga. Según dicho autor, los foraminíferos identificados permiten atribuir dichas capas al Bashkiriense superior (igual al Namuriense C superior más el Westfaliense A inferior, según la correlación suministrada en el mismo trabajo).

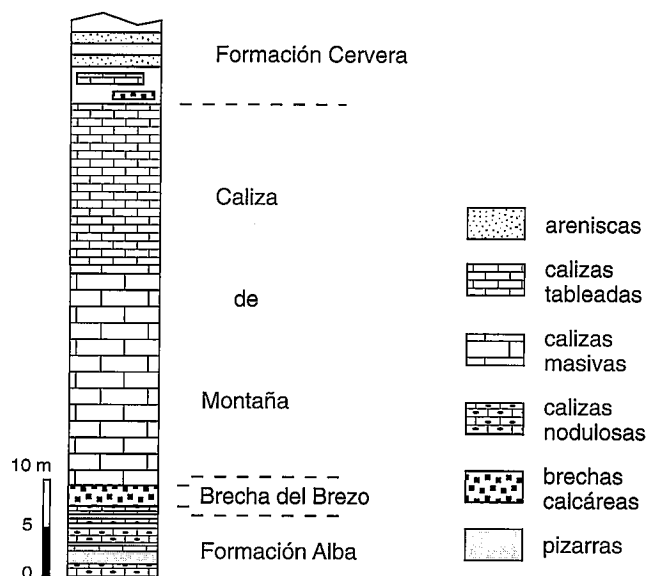
En otras áreas de la Zona Cantábrica, Kullmann (1962) y Wagner *et al.* (1971) han situado la base de la Formación Barcaliente en el Namuriense A (Arnsbergiense, E2). Por otro lado, Truyols *et al.* (1982) y Fer-

nández González (1990) consideran que el techo de la Formación Barcaliente, es decir, el límite entre ésta y la Formación Valdeteja, es isócrono, situándolo en el paso Namuriense A-B (parte alta del nivel E2, o paso E2-R1). Sin embargo, en opinión de Eichmüller (1985, 1986), tanto la base como el techo de la Formación Valdeteja son diacrónicos. Con respecto a este último nivel, su diacronismo ha sido ampliamente debatido en diversos trabajos, en los que se ha demostrado que, según las localidades, su edad puede variar desde el Bashkiriense inferior al Bashkiriense superior (Truyols *et al.*, 1982; Eichmüller y Seibert, 1984; Eichmüller, 1985; Leyva *et al.*, 1985; van Ginkel, 1987), o llegar incluso hasta la base del Moscoviense (Villa, 1982).

*Formación Cervera*

La Formación Cervera comienza con unos niveles de brechas bioclásticas y lentejones calcáreos separados del techo de la Caliza de Montaña por un nivel delgado de pizarras muy carbonatadas. La sucesión continúa con pizarras entre las que empiezan a intercalarse capas de areniscas. El porcentaje de ambas es muy variable: generalmente la base de la formación presenta un mayor contenido en pizarras, pero en los tramos medios, donde aparecen también niveles de ortoconglomerados cuarcíticos, tienden a igualarse los porcentajes de areniscas y pizarras. A medida que se asciende en la sucesión vuelve a aumentar el contenido de detríticos finos respecto al de gruesos. No se dispone de datos de la parte alta de esta formación en el área de San Martín-Ventanilla por estar truncada por los cabalgamientos anteriormente mencionados.

La Formación Cervera no había proporcionado hasta ahora restos fósiles en el área objeto de este trabajo. Por tanto, el hallazgo que se comenta más adelante constituye el primer dato paleontológico de dicha for-



**Figura 2.-** Columna estratigráfica sintética de la sucesión carbonífera en la lámina de La Mata de la zona de San Martín-Ventanilla.

mación en el área de San Martín-Ventanilla. Fuera de los límites del área estudiada (varios kilómetros al norte de Cervera de Pisuerga), Kanis (1956, pag. 403) citó la presencia de un lamelibranquio de edad Namuriense B. En otra localidad, situada unos 500 m al noroeste de Cervera de Pisuerga, Wagner (1962) señala la presencia de *Sphenopteris stockmansi* y sugiere una edad Namuriense a partir de dicho hallazgo. La flora mencionada corresponde a material muy fragmentario y, por esa razón, dicho autor considera actualmente que debe ser identificado como *Sphenopteris* cf. *stockmansi*. A falta de material más completo, parece aconsejable no efectuar conclusiones de tipo estratigráfico (Wagner, com. per.).

**Nuevos datos paleontológicos y bioestratigráficos de la formaciones Alba y Caliza de Montaña en la zona de San Martín-Ventanilla**

Con el objetivo de conocer el alcance estratigráfico y las equivalencias laterales entre algunos de los materiales citados anteriormente, se han muestreado diversos niveles de la Formación Alba, la Caliza de Montaña y la Formación Cervera en diferentes puntos del área de San Martín-Ventanilla. Aunque la extensión de la zona de estudio es reducida, debe considerarse que los cabalgamientos antes citados han podido aproximar áreas de la cuenca sedimentaria que originalmente se encontraban distantes entre sí. Esto explicaría los bruscos cambios litológicos que se observan de norte a sur.

Podría ocurrir, además, que los límites de las formaciones fueran diacrónicos. Ante esta posibilidad, el muestreo se ha realizado en diferentes escamas y en varias secciones a lo largo de cada una de estas escamas (Figs. 1 y 3).

Tal como muestra el mapa geológico (Fig. 1), en esta zona existen una serie de cabalgamientos, con un nivel de despegue generalizado en la base de la Formación Alba, que repiten la sucesión carbonífera. La lámina más septentrional de las muestreadas (lámina de los Arroyos) corresponde al bloque cabalgante del cabalgamiento de los Arroyos (Fig. 1), cuyo trazado discurre paralelo al borde norte del pantano de Ruesga. Las muestras situadas al oeste y al sur de San Martín de los Herreros, y en la margen oeste del pantano de Ruesga, se tomaron en el autóctono (lámina de La Mata) y alóctono (lámina de San Martín) del cabalgamiento de La Mata. La cuarta lámina muestreada (lámina de Valdedillo) se localiza al sur de Rebanal de las Llantas y su cabalgamiento basal es el de Valdedillo. En la figura 3 se han representado las columnas estratigráficas sintéticas de cada escama y el nivel estratigráfico donde se sitúa cada una de las muestras. Las dataciones efectuadas en este trabajo aparecen en unos casos referidas a unidades cronoestratigráficas de la escala de Europa occidental y en otros a unidades de la escala de Europa oriental. En la Tabla I se muestra una posible correlación entre ambas escalas.

*Lámina de los Arroyos*

En este sector se han realizado análisis del contenido en conodontos en varias muestras recogidas en las calizas de la Formación Alba y en el muro y techo de la Caliza de Montaña (Fig. 3), determinándose las siguientes especies:

- Gr-1.-** Formación Alba  
*Gnathodus austini*  
*Gnathodus semiglaber*  
*Gnathodus pseudosemiglaber*
- Gr-2.-** Formación Alba  
*Gnathodus praebilineatus*
- Ba-1.-** Caliza de Montaña (muro)  
*Gnathodus* cf. *girtyi*  
*Lochriea* cf. *commutata*
- Ba-2.-** Caliza de Montaña (techo)  
*Idiognathoides attenuatus*

En las muestras recogidas en la Formación Alba (Gr-1 y Gr-2) se han encontrado elementos suficientemente significativos como para permitir su datación precisa. En el nivel Gr-1 se han identificado, entre otros, los elementos Pa de *Gnathodus austini*, *Gnathodus semiglaber* y *Gnathodus pseudosemiglaber*, asociación perteneciente a la Zona de *Gnathodus praebilineatus* de Menéndez Álvarez (1991) (= Zona de G.

		SERIES	PISOS		
			Europa Occidental	Antigua URSS	
CARBONÍFERO	Superior	Estefaniense	C	Gzheliense	
			B		
			A	Kasimoviense	
			Cantabriense		
		Westfaliense	D	Moscoviense	
			C		Bolsoviense
			B		Duckmantiense
			A		Langsettiense
		Namuriense	C	Yeadoniense	Bashkiriense
	Marsdeniense				
	Kinderscutiense				
	A		Alportiense	Serpujoviense	
			Chokieriense		
			Arnsbergiense		
	Viseense	Inferior	Brigantiense	Viseense	
			Asbiense		
			Holkeriense		
			Arundiense		
Chadiense					
Turnesiense			Ivoriense		Turnesiense
	Hastariense				

Tabla I.- Cronoestratigrafía del Carbonífero en las escalas de Europa Occidental y antigua Unión Soviética (según datos de Wagner y Winkler Prins, 1994, con modificaciones menores).

*austini* de Belka, 1985), situada en el Viseense medio (Arundiense superior-Asbiense inferior), según la distribución de estas especies mencionada en Lane *et al.* (1980) y Belka (1985). La presencia de *Gnathodus praebilineatus* en la muestra Gr-2 permite alcanzar idénticas conclusiones.

La muestra Ba-1 se tomó en un nivel situado en la base de la Caliza de Montaña, que en esta sección presenta facies similares a las de la Formación Barcaliente. Entre el material recogido destaca especialmente *Gnathodus cf. girtyi* y *Lochriea cf. commutata*. *Gnathodus girtyi* y *Lochriea commutata* son especies que coexisten desde el Asbiense (Metcalf, 1981; Varker y Sevastopulo, 1985) y no superan el Arnsbergiense (Boersma, 1973; Higgins, 1985). Por tanto, respecto a la posición estratigráfica del nivel en el que se ha tomado la muestra Ba-1, únicamente se puede afirmar que puede pertenecer al Arnsbergiense o a un nivel más bajo. No obstante, es impor-

tante recordar aquí que en el conjunto de la Cordillera Cantábrica no se conocen para la base de la Caliza de Montaña datos que indiquen una edad más antigua que el Arnsbergiense.

En el techo de la misma unidad litoestratigráfica se ha tomado la muestra Ba-2 en la que se ha identificado *Idiognathoides attenuatus*. Esta especie hace su aparición en el Marsdeniense y en Gran Bretaña alcanza el Langsettiense (Higgins, 1985). En la Cordillera Cantábrica ha sido citada en niveles de la parte alta del Moscoviense inferior (Méndez y Menéndez-Álvarez, 1985).

*Lámina de San Martín*

Constituye el bloque cabalgado del cabalgamiento de La Mata. El muestreo se ha realizado a lo largo de la franja de materiales calcáreos próximos al citado cabalgamiento. Sólo una muestra de la parte media de la sucesión carbonatada (tránsito entre el

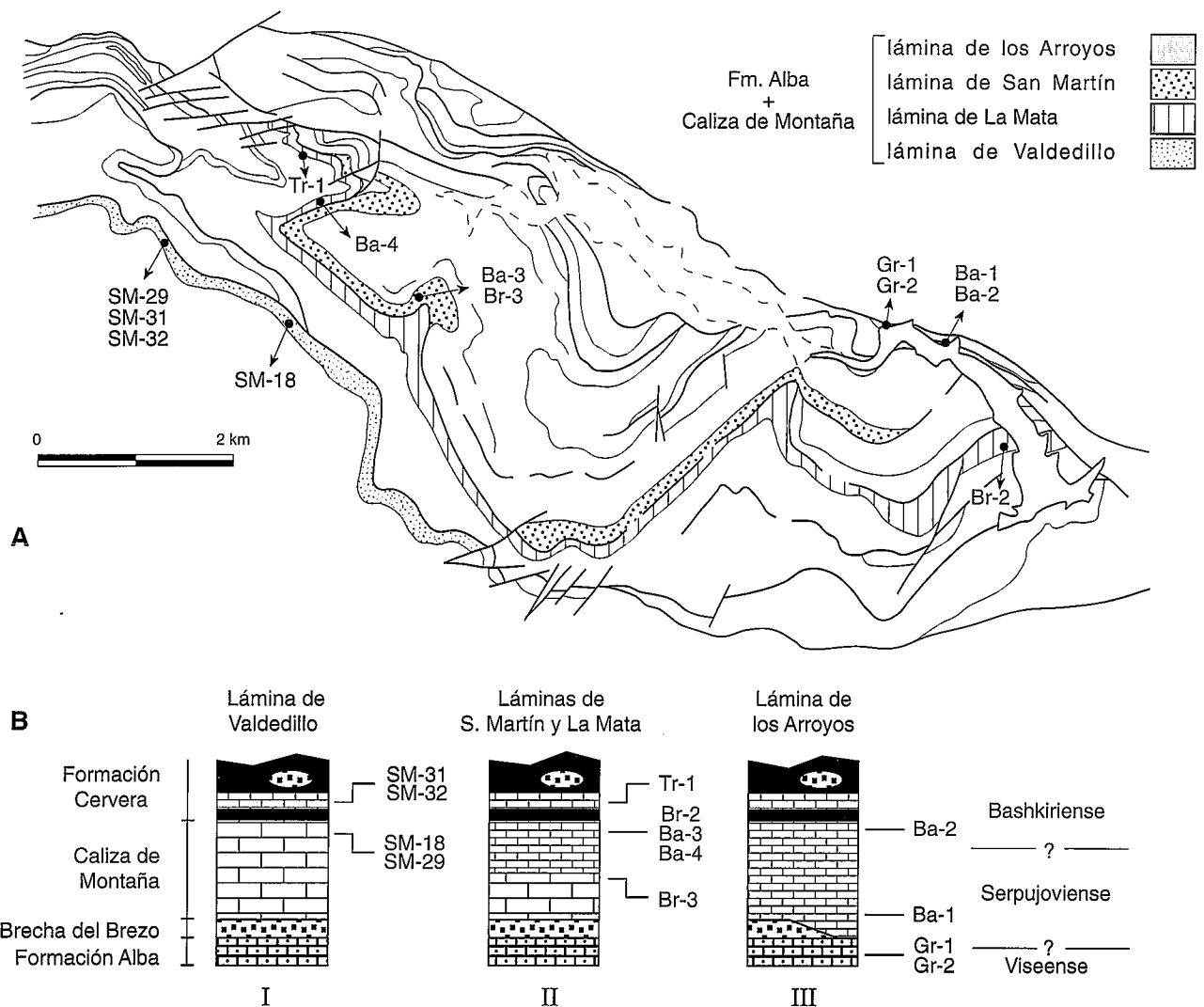


Figura 3.- A: Esquema cartográfico de la zona de San Martín-Ventanilla con la localización de las muestras. B: Sucesión estratigráfica simplificada de las distintas láminas señalando la posición de las muestras.

tramo inferior-superior) y otra del techo, recogidas ambas al sur de San Martín de los Herreros, resultaron positivas en cuanto al contenido en conodontos (Fig. 3). Las especies determinadas son:

**Br-3.-** Caliza de Montaña (parte media)

*Declinognathodus inaequalis*

**Ba-3.-** Caliza de Montaña (techo)

*Idiognathoides cf. sulcatus*

Existe un alto grado de correlación entre la sucesión estratigráfica de la Caliza de Montaña en la lámina de San Martín y la misma secuencia en la lámina de La Mata, por lo que el análisis bioestratigráfico de las especies citadas se realizará conjuntamente en el siguiente apartado.

*Lámina de La Mata*

Corresponde al bloque cabalgante del cabalgamiento homónimo. Dos de las muestras que aportaron conodontos corresponden al techo de la Caliza de Montaña y otra más fue recogida en un lentejón calcáreo situado en los niveles basales de la Formación Cervera (Fig. 3). Las especies determinadas son:

**Br-2.-** Caliza de Montaña (techo)

*Neognathodus bassleri*

**Ba-4.-** Caliza de Montaña (techo)

*Idiognathoides attenuatus*

**Tr-1.-** Formación Cervera (muro)

*Idiognathodus delicatus*

La identificación de *Declinognathodus inaequalis* en la lámina de San Martín (muestra Br-3) sugiere una edad no más antigua del Chokieriense-Kinderscutiense (Higgins, 1985), si bien Perret (1993) indica que esta especie puede alcanzar el Langsettiense en los Pirineos.

La muestra Br-2, tomada en el techo de la formación, proporcionó *Neognathodus bassleri*, cuya distribución conocida abarca desde el Chokieriense (Higgins, 1975) hasta el Kashiriense o parte alta del Moscoviense inferior (Méndez y Menéndez Álvarez, 1985). Sin embargo, la presencia de *Idiognathoides cf. sulcatus* y de *Idiognathoides attenuatus* en dos muestras (Ba-3 y Ba-4) recogidas también en el techo de la Caliza de Montaña, y en la misma zona, indican que la posición más probable de ese nivel debe encontrarse dentro del intervalo Marsdeniense-Langsettiense. Esta deducción deriva del hecho de que, por un lado, la distribución de *Idiognathoides attenuatus* comienza en el Marsdeniense y, por otro, *Idiognathoides sulcatus* ha sido encontrado en tramos que van desde el Kinderscutiense al Langsettiense (Méndez y Menéndez Álvarez, 1981; Higgins, 1985).

En el muro de la Formación Cervera se ha toma-

do la muestra Tr-1 en la que se ha hallado un único ejemplar de *Idiognathodus delicatus s. l.* Tanto el género *Idiognathodus* como la especie mencionada hacen su aparición en el Marsdeniense (Higgins, 1985). Según Méndez (1990) diferentes morfotipos de esta especie pueden encontrarse en distintos niveles del Moscoviense, e incluso en el Kasimoviense. Por tanto, los datos derivados del contenido en conodontos sólo permiten afirmar que la base de la Formación Cervera se sitúa en un nivel no más bajo que el Marsdeniense.

*Lámina de Valdedillo*

Las muestras recogidas para proceder al análisis del contenido en conodontos han resultado estériles. Sin embargo, varios niveles del techo de la Caliza de Montaña y del muro de la Formación Cervera han proporcionado foraminíferos que, aunque escasos y por lo general mal conservados, permiten realizar algunas consideraciones respecto a la edad de los materiales en los que se encuentran. Las especies identificadas son:

**SM-18.-** Caliza de Montaña (techo)

*Pseudostaffella* ? sp.

Fusulinidae indet.

**SM-29.-** Caliza de Montaña (techo)

*Pseudostaffella ex gr. gorskyi*

**SM-31.-** Formación Cervera (muro)

*Nodosoarchaediscus (Asteroarchaediscus)* sp.

*Nodosoarchaediscus* sp.

*Bradyina* sp.

*Palaeotextularia* sp.

*Tetrataxis* sp.

*Tubertina* sp.

*Ozawainella* sp.

Fusulinacea indet.

**SM-32.-** Formación Cervera (muro)

*Pseudostaffella ex. gr. proozawai* ?

*Eostaffella* sp.

*Nodosoarchaediscus (Asteroarchaediscus)* sp.

*Cribostromum* sp.

*Nodosoarchaediscus* sp.

*Globivalvulina* sp.

*Tuberitina* sp.

Paleotextulariaceae indet.

La deformación y metamorfismo que afecta a las rocas del área estudiada ha dificultado en gran manera el estudio de los foraminíferos. Los caparazones aparecen deformados, mostrando estiramiento según la dirección de orientación predominante que se observa en el resto de los componentes de la roca. Además, los bordes de las conchas han sido disueltos y la microestructura de la pared ha quedado con frecuencia enmascarada por efectos de la recristalización. A pesar de todos estos inconvenientes, algunos fragmentos muestran

rasgos lo suficientemente claros como para permitir las identificaciones arriba indicadas.

Entre las formas más significativas, se puede destacar la presencia de *Pseudostaffella ex gr. gorskyi* (muestra SM-29), en el techo de la Caliza de Montaña, y de *Pseudostaffella ex gr. proozawai?* en el muro de la Formación Cervera. El primero de estos ejemplares corresponde a una sección tangencial de una concha de talla pequeña, forma subglobosa y chomata bien formados y de sección cuadrada, caracteres que en conjunto sugieren afinidad con las especies del grupo *gorskyi*. Las formas de este grupo (incluyendo en él especies primitivas tales como *Pseudostaffella praegorskyi*) aparecen hacia la parte alta del Bashkiriense inferior (Ektova, 1969; Semichatova *et al.*, 1979), si bien algunas formas avanzadas, como *Pseudostaffella gorskyi*, llegan a alcanzar el Moscoviense inferior (Rausser Chernousova *et al.*, 1951). Los caracteres primitivos que se observan en el ejemplar de la muestra SM-29 indican que se trata de uno de los primeros representantes del grupo, permitiendo por tanto descartar las edades más jóvenes. En nuestra opinión, la edad más probable del techo de la Caliza de Montaña en esta localidad es Bashkiriense inferior (horizonte Askynbashky).

El espécimen encontrado en la muestra SM-32, atribuido con dudas a *Pseudostaffella ex gr. proozawai*, corresponde a la sección oblicua de un caparazón con cierto alargamiento en la dirección del diámetro. Este rasgo, junto con el desarrollo de los chomata y la talla general, parecen propios de las especies del grupo *proozawai*, especies cuyo valor como indicadores estratigráficos es notable. En la Cordillera Cantábrica solo se han encontrado hasta ahora en niveles atribuidos al horizonte Tashastinsky o parte más baja del Bashkiriense superior (Villa, 1995), mientras que los Urales (área tipo del Bashkiriense) hacen su aparición en la parte alta del horizonte Askynbashky (Groves, 1988) o parte final del Bashkiriense inferior. Esta muestra contiene además un ejemplar asignado provisionalmente a *Eostaffella*. Se trata de una forma con enrollamiento algo irregular, cuyos caracteres recuerdan los propios de las *Eostaffella* más primitivas y también los de algunas especies pertenecientes a *Plectostaffella* y a las *Millerella* igualmente primitivas. Su presencia en este nivel apuntaría a una posición más bien baja dentro del Bashkiriense. Así pues, aunque la edad del muro de la Formación Cervera no puede ser establecida de manera precisa, el intervalo de indefinición dentro del cual debe situarse dicho nivel abarca en realidad un lapso reducido, comprendiendo únicamente desde el final del Bashkiriense inferior hasta el comienzo del Bashkiriense superior.

#### **El índice de alteración del color (CAI) de los conodontos**

Al empleo de los conodontos en bioestratigrafía hay que añadir el hecho de que son indicadores del grado de

metamorfismo de la materia orgánica, presente en su composición, en función de la temperatura. Esta propiedad, expresada en índices numéricos o índices CAI, que representan cambios en el color y la textura de los elementos conodontales, los convierte en geotermómetros (Epstein *et al.*, 1977). De ello se derivan numerosas aplicaciones en el campo de la geología regional y económica.

La existencia de un metamorfismo de bajo grado en la zona de San Martín-Ventanilla fue mencionada por primera vez por Koopmans (1962), quien estableció unas condiciones de facies de esquistos verdes. Los primeros datos del CAI obtenidos en la zona se deben a Raven y van der Pluijm (1986). Estos autores determinaron valores de 5 a 5,5 en conodontos procedentes de materiales devónicos y carboníferos; únicamente en dos localidades (ambas situadas en la Formación Alba, una de ellas al oeste de Cervera de Pisuegra y otra al sur de San Martín) obtuvieron valores de CAI más altos (7 y 8 respectivamente).

El material de conodontos citado en este trabajo tiene un índice de alteración de color de 5 a 5,5 (excepcionalmente 6), indicando que las secuencias investigadas han estado sometidas a temperaturas comprendidas entre 300° y 420°C (Rejebian *et al.*, 1987). Los conodontos están recristalizados y unos pocos ejemplares presentan microfisuras paralelas (en relación con el clivaje de la roca portadora), apareciendo deformados solamente en una localidad. Además del material carbonífero, contamos con datos de CAI de conodontos de rocas devónicas, situadas al sur de San Martín de los Herreros (Colección Janhke, Universidad de Göttingen, inédito). Estos últimos exhiben valores de CAI de 5,5 y ocasionalmente 6. Los conodontos devónicos presentan superficies granulares y fracturas paralelas con incipiente relleno de filosilicatos.

Del conjunto de estos datos podemos establecer que los valores de CAI son, en su mayor parte, constantes dentro de la zona de San Martín-Ventanilla. Esta información, junto con el tipo de textura y la fracturación que presentan los conodontos, permite confirmar la existencia de un metamorfismo regional (Rejebian *et al.*, 1987). Además, los valores de CAI obtenidos indican un grado de metamorfismo equivalente al tránsito anquizona/epizona, de acuerdo con la correlación entre el CAI y las zonas metamórficas establecida por García López *et al.* (1995). Los resultados obtenidos a partir de la determinación del CAI encajan con los logrados en el mismo sector por Keller y Krumm (1993) a partir de indicadores inorgánicos, como el índice de cristalinidad de la illita, si bien estos autores no establecen correlación alguna con las zonas metamórficas. Valores de CAI más altos obtenidos localmente, tales como los de Raven y van der Pluijm (1986) que se mencionan más atrás, podrían estar relacionados con la presencia de cuerpos intrusivos próximos. Sin embargo, sería necesario disponer de un mayor número de datos para confirmar tal suposición.



## Conclusiones

Los estudios paleontológicos realizados permiten efectuar algunas consideraciones sobre la edad y metamorfismo de las sucesiones calcáreas que afloran en la zona de San Martín-Ventanilla.

Los tramos más bajos analizados corresponden a dos niveles de la Formación Alba situados unos 5 m por debajo del techo local de la formación (muestras Gr-1 y Gr-2, Fig. 3) en la lámina de los Arroyos. En estos niveles se han tomado muestras en las que se ha identificado una asociación de conodontos propia del Viseense medio. Tal edad resulta, en principio, compatible con la que dicha formación posee en otros sectores de la Cordillera Cantábrica.

La base de la Caliza de Montaña en la lámina de los Arroyos (muestra Ba-1, Fig. 3) ha proporcionado conodontos cuya edad puede ir desde el Asbiense hasta el Arnsbergiense. Dado que en toda la Cordillera Cantábrica el muro de la Caliza de Montaña nunca ha sido datado por debajo del Arnsbergiense, parece probable que también sea ésta su edad en la región de San Martín-Ventanilla, si bien los datos disponibles no permiten afirmarlo con total seguridad. La parte media de la Caliza de Montaña ha sido muestreada en la lámina de San Martín (muestra Br-3, Fig. 3), en un tramo que en esta sección presenta facies de calizas claras brechoideas. Los conodontos hallados permiten asignar esos tramos al Chokieriense/Kinderscutiense, es decir, a un intervalo que en términos de la antigua subdivisión del Carbonífero abarcaría desde el Namuriense A superior hasta el Namuriense B inferior. Los datos del techo de la Caliza de Montaña corresponden a las láminas de La Mata (muestras Br-2, Ba-4), San Martín (muestra Ba-3) y Valdedillo (muestras SM-18 y SM-29) (Fig. 3). Las tres primeras contienen asociaciones de conodontos cuya edad abarca desde el Marsdeniense al Langsetiense, mientras que en las muestras de la lámina de Valdedillo se han identificado fusulináceos probablemente pertenecientes a la parte alta del Bashkiriense inferior (horizonte Askynbashky).

Los datos del techo de la Caliza de Montaña en las láminas de San Martín y La Mata (muestras Ba-3 y Ba-4) arrojan luz sobre la posición estratigráfica de los tramos con calizas negras similares a las que en otras regiones componen la Formación Barcaliente. Los resultados obtenidos muestran que dichas calizas son más jóvenes que las calizas grises, brechoideas o bioclásticas, situadas por debajo, y que, por tanto, esa es la sucesión estratigráfica de esta parte del área de San Martín-Ventanilla. Así pues, no es posible reconocer en esta región las formaciones Barcaliente y Valdeteja que en otras áreas componen la Caliza de Montaña, ya que las facies que serían características de ambas aparecen en la zona de San Martín-Ventanilla en posiciones que no corresponden a la sucesión estratigráfica normal del resto de la Cordillera Cantábrica.

El muro de la Formación Cervera sólo ha sido datado en las láminas de La Mata (muestra Tr-1) y Valdedi-

llo (muestras SM-31 y SM-32) (Fig. 3). Los conodontos hallados en la primera de estas muestras únicamente permiten asignar a este nivel una edad Marsdeniense o más alta. De los fusulináceos identificados en las otras dos muestras resulta especialmente significativa la asociación presente en la muestra SM-32, de la que se deduce una edad en torno a la parte alta del Bashkiriense inferior o a la parte baja del Bashkiriense superior.

Los valores del CAI de los conodontos señalan la existencia de un metamorfismo regional correspondiente al tránsito anquizona/epizona.

Los autores agradecemos a los Drs. Juan Luis Alonso, Javier A. Pulgar, Javier Sanz y Robert H. Wagner los comentarios e interesantes sugerencias realizadas tras la lectura crítica del primer manuscrito, y a los miembros del Área de Geodinámica de la Universidad de Oviedo la ayuda y discusiones iniciales.

Este trabajo se ha beneficiado del apoyo financiero prestado por los Proyectos de la DGICYT PB 92-1016, PB 94-1337 y PB 92-1013, así como del Proyecto GEO 91-1086-CO2-02 de la CICYT.

## Bibliografía

- Ark, P. van der (1982): *Conodonten, ouderdom en afzettingsmilieu van de basis van de Alba-Formatie in het Cantabrisch Gebergte (Spanje)*. Universidad de Leiden. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Informe interno, 68 pp.
- Belka, Z. (1985): Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. *Acta Geol. Polon.*, 32(1-2): 57-67.
- Boersma, K. Th. (1873): Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 303-377.
- Brouwer, A. y Ginkel, A. C. van (1964): La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C. R. 5<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Paris 1963*: 307-319.
- Comte, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 60: 1-440.
- Cornelissen, D. J. (1980): *Geology of the area near the Ruesga Dam*. Int. Rep. Rijksmuseum Geologie en Mineralogie, Leiden, 36 pp., 16 pls.
- Eichmüller, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13: 45-154.
- Eichmüller, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 97(5): 590-607.
- Eichmüller, K. y Seibert, P. (1984): Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135: 163-191.
- Ektova, L. A. (1969): Volume and stratigraphic subdivisions of the Bashkirian stage of the Middle Carboniferous. *Doklady Akad. Nauk S.S.S.R.*, 187: 31-34.
- Epstein, A. G., Epstein, J. B. y Harris, L. D. (1977): Conodont Color Alteration -an Index to Organic metamorphism. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper*, 995: 1-27.
- Ezquerro del Bayo, J. (1844): Descripción geognóstica y

- minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14: 160-163.
- Fernández-González, L. P. (1990): *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la región de Riosa, Quirós, y Teverga-San Emiliano*. Tesis doctoral Univ. de Oviedo, 322 pp. (inédita)
- Frankenfeld, H. (1983): El Manto del Montó-Arauz. Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 13: 37-47.
- García-López, S., Brime, C., Bastida, F. y Sarmiento, G.N. (1995): CAI values associated with the lowest grade metamorphism. A case study in the Variscan belt of NW Spain. *Special Publication N° 1 of the Macquarie University Centre for Ecostratigraphy and Palaeobiology (MUCEP)*, 43-44.
- Ginkel, A. C. van (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 34: 1-225.
- Ginkel, A. C. van (1987): Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena Formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (León, NW Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, Ser. B, 90 (3): 189-276.
- Groves, J., (1988): Calcareous foraminifers from the Bashkirian stratotype (Middle Carboniferous, South Urals) and their significance for intercontinental correlations and the evolution of the Fusulinidae. *Jour. Paleontol.*, 62(3): 368-399.
- Higgins, A.C. (1964): Conodonts of Griotte limestone of NW Spain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 65: 5-22.
- Higgins, A. C. (1971): Conodont biostratigraphy of the late Devonian-early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3: 179-192.
- Higgins, A. C. (1974): Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. on Belgian Microp. Limits*, Namur, publ. 4, 17 pp.
- Higgins, A. C. (1975): Conodont zonation of the late Viséan-early Westphalian of the south and central Pennines of northern England. *Bull. Geol. Surv. Great Britain*, 53: 1-90.
- Higgins, A. C. (1985): The Carboniferous System: Part 2-Conodonts of the Silesian subsystem from Great Britain and Ireland. In A. C. Higgins & R. L. Austin (eds.), *A stratigraphical index of conodonts*, British Micropalaeontological Society Series, 210-217.
- Higgins, A. C. y Wagner-Gentis, C. H. T. (1982): Conodonts, Goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Paleontology*, 25 (2): 313-350.
- Jones, G. Ll. (1992): Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization. *Terra Nova*, 4: 238-244.
- Julivert, M. (1960): Estudio geológico de la cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España.*, LXXI, 346 pp.
- Julivert, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1: 39-46.
- Kanis, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21: 377-445.
- Keller, M. y Krum, S. (1993): Variscan versus Caledonian and Precambrian Metamorphic Events in the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 144: 88-103.
- Koopmans, B. N. (1962): The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 26: 131-232.
- Kullmann, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie, Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113: 219-326.
- Kullmann, J. (1962): Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. *Abh. Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wis. Liter. Mainz*, 6: 258-377.
- Kullmann, J. (1963): Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, 24: 205-241.
- Lane, H. R., Sandberg, Ch. A. y Ziegler, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous Conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. *Geol. Palaeontol.*, 14: 117-164.
- Leyva, F., Granados, L. F., Solovieva, M. N., Reitlinger, E.A., Martínez Díaz, C., Laveine, J. P., Martínez Díaz, C., Loboziak, S., Brousmiche, C., Candilier, A.M. y Horvath, V. (1985): La estratigrafía del Carbonífero Medio en el Sector Central de la Unidad Estructural de la Sobriabodón (Cuencas de Quirós-Teverga). *C. R. X Int. Congr. Estrat. Geol. Carb.*, Madrid, 1: 213-230.
- Méndez, C. (1990): *Conodontos del Carbonífero Superior de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral de la Universidad de Oviedo, 213 pp. (inédita).
- Méndez, C. y Menéndez-Álvarez, J. R. (1981): Conodontos del Bashkiriano Superior y Moscoviense Inferior en una sección de la Cordillera Cantábrica (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11: 129-134.
- Méndez, C. y Menéndez-Álvarez, J. R. (1985): Conodontos carboníferos de las regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N de España). *C. R. X Congr. Int. Estrat. Geol.*, Madrid, 1: 71-82.
- Menéndez-Álvarez, J. R. (1991): *Conodontos del Carbonífero Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral Universidad de Oviedo, 283 pp. (inédita)
- Metcalfe, I. (1981): Conodont zonation and correlation of the Dinantian and early Namurian strata of the Craven Lowlands of northern England. *Rep. Inst. Geol. Sci.*, 80/10: 1-70.
- Perret, M. F. (1993): Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (conodontes-foraminifères) dans le Carbonifère Pyreneen. *Strata*, serie 2, 21: 1-597.
- Pulgar, J.A. (1973): La zona de San Martín-Ventanilla y su posible relación con el Domo de Valsurvio. *Brev. Geol. Astúrica*, XVII, (4): 55-64.
- Rauscher-Chernousova, D. M., Gryzlova, N. D., Kireeva, G. D., Leontovich, G. E., Safonova, T. P. y Chernova E. I. (1951): Fusulínidos del Carbonífero Medio de la Plataforma Rusa y regiones adyacentes (en ruso). *Akad. Nauk SSSR, Inst. Geol. Nauk, Minist. Neftianoi Prom. SSSR*: 1-229.
- Raven, J.G.M. (1983): Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52: 265-339.
- Raven, J. G. M. y Pluijm, B. A. van der (1986): Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geol. Mag.*, 123 (6): 673-681.
- Rejebian, V. A., Harris, A. G. y Huebner, J. S. (1987): Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 471-479.

- Reuther, C.D. (1977): *Das Namur in sudlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Facies-differenzierung im Übergang Geosyn-Klinale-Orogen.* *Clausth. Geol. Abh.*, 28: 122 pp.
- Schöler, S. (1982): Le Namurien et le Westphalien A au sud-est de la Cordillère Cantabrique. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, (2): 250-255.
- Semichatova, S. V., Einor, O. L., Kireeva, G. D., Gubareva, V. S., Grozdilova, L. P., Degtjarev, D. D., Lebedeva, N. S. y Sinizina, Z. A. (1979): The Bashkirian Stage in its type area of the Urals. In WAGNER, R. H. *et al.*, (eds.): *Carboniferous of the USSR. Reports presented to the IUGS Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy at the 8th International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology*, Yorkshire Geol. Soc. Occas. Publ.: 83-98.
- Truyols, J., Arbizu, M., García-Alcalde, J. L., García López, S., Martínez Chacón, M. L., Méndez-Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J. R., Sánchez de Posada, L. C., Soto, F., Tuyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Bastida, F., Aller, J. y Lorenzo, P. (1982): Memoria explicativa del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 77 (12-6) (La Plaza). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid. 62 pp.
- Varker, W. J. y Sevastopulo, G. D. (1985): The Carboniferous System: Part 1-Conodonts of the Dinantian subsystem from Great Britain and Ireland. In A. C. Higgins & R. L. Austin (eds.), *A stratigraphical index of conodonts*, British Micropalaeontological Society Series, 167-208.
- Villa, E. (1982): Observaciones sobre la edad de la Formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su localidad tipo. *Rev. Esp. Microp.*, 14: 63-72.
- Villa, E. (1995): Fusulináceos carboníferos del este de Asturias (N de España). *Biostratigraphie du Paleozoïque, Lyon*, 13: 1-261.
- Wagner, R. H. (1963): A general account of the Paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Geol. Min.*, 74: 171-334.
- Wagner, R. H. (1964): Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary. *C.R. 5<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Paris, 1963*, 835-851.
- Wagner, R. H. (1965): Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Int. Geol. Min. Esp.*, 66: 1-169.
- Wagner, R. H. (1971): Carboniferous nappe structures in Northwestern Palencia (Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. 4: 431-439.
- Wagner, R. H. y Bowman, M. B. J. (1983): The position of the Bashkirian/Moscovian boundary in West European chronostratigraphy. *Newsl. Stratigr.*, 12(3): 132-161.
- Wagner, R. H., Winkler-Prins, C. J. y Riding, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4: 603-663.
- Wagner, R. H., Carballeira, J., Ambrose, T. y Martínez García, E. (1984): Memoria explicativa del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 107 (17-7) (Barruelo de Santullán). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid. 113 pp.
- Wagner, R. H. y Winkler-Prins, C. J. (1994): General overview of Carboniferous Stratigraphy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 116(1): 163-174.
- Wagner-Gentis, C. H. T. (1963): Lower Namurian Goniaticites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 69: 5-23.
- Wagner-Gentis, C. H. T. (1980): Goniaticites from the Viséan-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geol.*, 55: 1-43.

Manuscrito recibido el 29 de Mayo de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 14 de Octubre de 1996