

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
**Departamento de Paleontología**



**CONODONTOS Y MICROFACIES DEL ORDOVÍCICO  
SUPERIOR DE LA CORDILLERA IBÉRICA Y SIERRA  
MORENA ORIENTAL**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**  
**PRESENTADA POR**

**Begoña del Moral González**

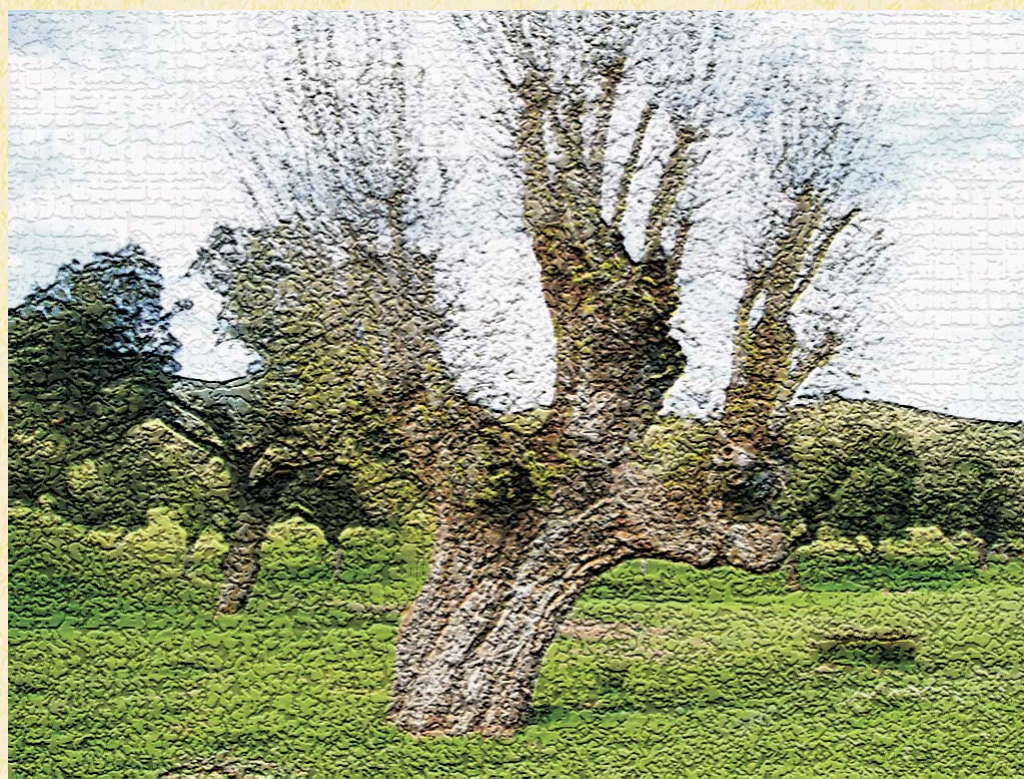
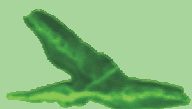
Bajo la dirección de los doctores  
Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo  
Graciela Noemí Sarmiento Chiesa  
Juan Carlos Gutiérrez Marco

**Madrid, 2008**

- **ISBN: 978-84-692-0140-4**



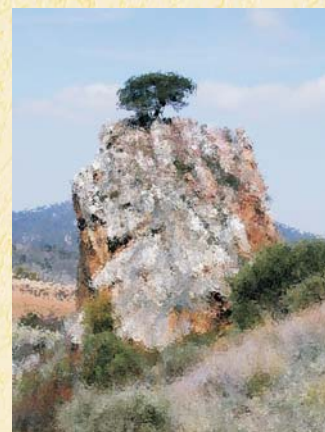
**TESIS DOCTORAL**



**CONODONTOS Y MICROFACIES  
DEL ORDOVÍCICO SUPERIOR  
DE LA CORDILLERA IBÉRICA  
Y SIERRA MORENA ORIENTAL**

**BEGOÑA DEL MORAL GONZÁLEZ**

**Madrid, 2007**



DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGÍA  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

2007

**CONODONTOS Y MICROFACIES DEL  
ORDOVÍCIO SUPERIOR DE LA CORDILLERA  
IBÉRICA Y SIERRA MORENA ORIENTAL**

Begoña DEL MORAL GONZÁLEZ

Memoria realizada por Doña Begoña del Moral González para optar al título de Doctora en Procesos y Recursos Geológicos, bajo la dirección de las Dras. Dña. Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo, Directora del Museo Geominero (IGME) y Dña. Graciela N. Sarmiento Chiesa, Profesora Contratada Doctora del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, y del Dr. D. Juan Carlos Gutiérrez Marco, Científico Titular del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Actúa como ponente la Dra. Dña. Graciela N. Sarmiento Chiesa, Profesora Contratada Doctora del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Fdo:

Dña. Isabel Rábano  
Gutiérrez del Arroyo

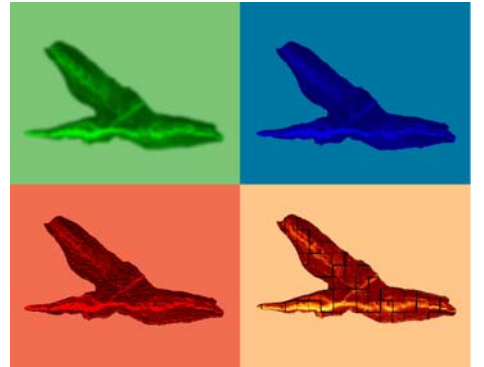
Dña. Graciela N.  
Sarmiento Chiesa

D. Juan Carlos  
Gutiérrez-Marco

*Con todo mi amor a una persona excepcional como pocas,  
ejemplo de valor y coraje, a la que le debo todo lo que soy:*

*...a mi madre.*

# AGRADECIMIENTOS



Evidentemente todo el trabajo y esfuerzo que ha implicado la realización de esta Tesis Doctoral hubiera sido imposible sin el apoyo y ayuda de numerosas personas, supongo que de ahí la importancia de llevar a cabo, en primer lugar, un acto de humildad y reconocer que sin ellos yo no habría llegado hasta aquí.

Me gustaría recordar que este trabajo no sólo me ha permitido madurar desde un punto de vista académico, sino que le he dedicado casi seis años de mi vida y me ha permitido conocer y disfrutar a gente maravillosa, creciendo, además, como persona. La mayor parte de estas personas me han acompañado en los momentos buenos, que han sido muchos, pero también me han demostrado su cariño o afecto en los peores momentos de mi vida.

Tengo la gran suerte de poder considerar a muchos de los especialistas que me han ayudado en la realización de este trabajo como amigos, por lo que me es difícil, a la hora de agradecerles sus consejos “profesionales”, desligarlos de su amistad. Por eso, antes de agradecerles su inestimable ayuda para la realización de esta investigación, quiero agradecerles a todos que hayan sido para mí, tanto alegría como consuelo.

Debido a circunstancias que, por desgracia, no estaba en mi mano cambiar y aunque no es usual, quiero agradecer por encima de todo este trabajo a mi madre, de la que aprendí y que me enseñó casi todo. Porque sin su guía, confianza y ánimo posiblemente hubiera *tirado la toalla* al primer contratiempo; si no me hubiera exigido un poco más de esfuerzo en numerosas ocasiones y me hubiera hecho creer en mis posibilidades; si no hubiera apoyado mi decisión de dedicarme a la Geología y hacer una Tesis, yo no habría tenido sola, ni el valor, ni la fuerza, ni la capacidad de llevarla a cabo; porque uno de los objetivos inconfesables de esta Tesis era explicarle a mi madre a qué me dedico y mostrarle que todos los años de esfuerzos realizados por su parte para hacer de mí una persona digna han dado, espero, sus frutos. Ojalá pudiera estar aquí para ver el trabajo terminado, porque ésta es también, como ella solía decir, “su Tesis”.

Quiero mostrar mi más sincero agradecimiento a mis directores, ahora también mi familia, las Dras. Isabel Rábano y Graciela Sarmiento, y el Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco, por haberme ayudado y acompañado durante los años que ha durado mi formación; haber confiado en mi capacidad para realizar esta empresa y haber puesto a mi disposición todos sus conocimientos y su experiencia, y los medios y recursos que he necesitado. Sé el enorme esfuerzo que ha supuesto para ellos estar a mi disposición en cualquier momento, y nunca lo olvidaré.

El desarrollo de esta investigación ha sido posible gracias a una beca Predoctoral del Instituto Geológico y Minero de España en el Museo Geominero: a los responsables de dicho organismo, mi eterna gratitud.

Parte de las actividades investigadoras, que se han realizado durante la elaboración de esta Tesis Doctoral, se han llevado a cabo en las instalaciones y con la infraestructura del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. Mi sincero agradecimiento a los responsables del mismo.

El Dr. Peter Carls fue quien nos propuso analizar en detalle las secciones de conodontos clásicas en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica; en aquella entrevista se fraguaron los objetivos de esta Tesis Doctoral, además de acompañarme en la primera visita que realicé a uno de los afloramientos investigados: muchas gracias. Tampoco puedo olvidarme de algunos de los especialistas más notables de conodontos en nuestro país, los

Drs. José Ignacio Valenzuela Ríos y Susana García-López, y de las que, seguro, lo serán en un futuro, Teresa Liao, Silvia Blanco y Paula Medina; todos ellos han enriquecido este trabajo gracias a sus consejos y entretenidas charlas sobre conodontos.

Al Dr. Pedro Cózar debo darle las gracias por haberme aclarado numerosas dudas referentes al análisis de microfacies, tanto a nivel conceptual como aplicado a mis muestras. Además de haber mejorado este trabajo con sus críticas al manuscrito, las figuras, el tratamiento de muestras, etc. Seguro que sabe, aunque no se lo diga nunca, que le estoy muy agradecida por todo lo que ha hecho y hace por mí.

La Dra. S. Heredia tuvo la amabilidad de concederme parte de su tiempo, durante una visita a nuestro país, para compartir conmigo los conocimientos adquiridos tras una dilatada experiencia en el campo de los conodontos. Me ayudó a resolver importantes dudas, a reconsiderar algunos aspectos de la investigación que “creía” obvios y a fiarme de mi intuición. Muchas gracias, Susana.

En general a los miembros del Departamento de Paleontología, por su amabilidad y preocupación, y porque siempre me brindaron palabras de ánimo y sonrisas. Muchos pasaron de ser mis profesores a ser mis compañeros. A los Drs. M<sup>a</sup> José Comas, Gemma Martínez, M<sup>a</sup> Concepción Herrero, Marisol Ureta, Fernando García, Eduardo Barrón, Antonio Perejón, Antonio Goy, Sixto Fernández, Dolores Gil, Fernando Fonollá, Paloma Sevilla y Sergio Rodríguez, muchas gracias.

Gracias a mis compañeros del Museo Geominero, Rosario Calle, Ana Rodrigo, el Dr. Rafael Lozano, Silvia Menéndez y Eleuterio Baeza por su desinteresada ayuda.

A la Dra. M<sup>a</sup> Luisa Canales he de agradecerle especialmente que me animara a ponerme en contacto con la Dra. Graciela Sarmiento y hacerle saber de mi interés por profundizar en el conocimiento de los conodontos.

A la Dra. Alejandra García, (*Sandra*), por hacer fáciles aquellas interminables sesiones de sótano y microscopio para elaborar y analizar láminas delgadas, además de ser una gran compañera de despacho y una amiga inigualable, muchas gracias por todo. A la Dra. M<sup>a</sup> Belén Muñoz, (*Nites*), no puede imaginarse lo importante que ha sido para mí que decidiera concederme una segunda oportunidad y poder disfrutar de su amistad y cariño. A la Dra. María Ochoa que no dejó que nos ganara el pesimismo.

El Dr. Artur Sá y yo compartimos durante algún tiempo director de Tesis, tiempo en el que realizó un trabajo excepcional, nos descubrió numerosos “misterios” de la informática y nos cuidó y ayudó como un perfecto hermano mayor. Muchas gracias, y mucho ánimo.

No puedo tampoco olvidar esas interminables charlas, a la hora del almuerzo o del café, que compartimos con Carlos Peropadre, Laura Razola, David Domínguez, Ricardo Palomino, el Dr. Fernando Barroso, Angélica Torices y el Dr. Miguel Gómez, sobre nuestras respectivas investigaciones, no sólo me dieron buenos consejos, sino que me permitieron aprender algo más de otros campos de la Geología.

A D. Luis Puebla, D. Alfonso Rodríguez y D. Eugenio Baldonado del Centro de Microscopía Electrónica “Luis Brú” de la Universidad Complutense de Madrid, donde se obtuvieron las microfotografías de Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) que ilustran este trabajo, así como los análisis con Espectrometría de Dispersión de Energía de Rayos-X (EDAX). Para ellos mi gratitud por su interés, ayuda y hacerme sentir tan cómoda durante los momentos que compartí con ellos.

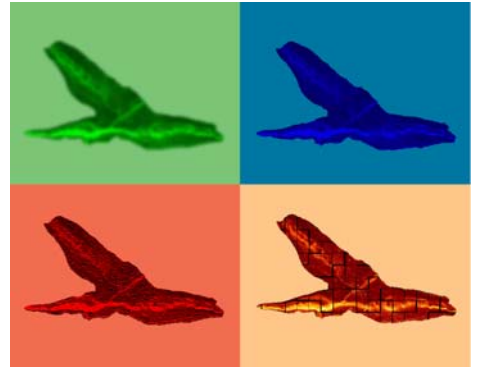
A Carlos Alonso Recio, fotógrafo del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, por facilitarme parte del archivo fotográfico empleado.

A D. Juan Monjardin, propietario de la finca “La Alameda”, en Aldeaquemada (Jaén) por permitirme el acceso a sus terrenos para estudiar algunos afloramientos. Nunca olvidaré los bellos paisajes que disfruté en aquellas tierras.

Quiero hacer también una especial mención a mi familia: Jose, que me ha acompañado pacientemente y cuidado durante todo el camino, unas veces estando a mi lado, otras tirando de mí y otras sólo atento para no permitir que mi ánimo decayera, pero siempre ha estado conmigo y espero que sea así por mucho tiempo; mi abuela que me ha enseñado que aunque la vida no siempre es como nosotros queremos, cómo la afrontamos es decisión nuestra; mi padre, que con su silenciosa confianza me ha hecho creer en mí misma y nunca me ha dejado sola; mi hermana Rocío, que ha estado a mi lado cuando lo he necesitado, y cuando no, y que seguro siempre estará ahí y mi hermana Patricia, porque su entusiasmo es *contagioso* y por evitar que pierda la capacidad de sorprenderme. A todos, gracias, muchas gracias.

Para terminar he de pedir disculpas a aquellos que, habiendo formado parte de este sueño, no encuentren sus nombres entre estas líneas, supongo que al hacer balance de tantos años, resulta inevitable olvidarse de algo.

# RESUMEN



Para alcanzar el objetivo principal de la investigación presentada: analizar las asociaciones de conodontos registradas en los materiales del Ordovícico Superior del área de estudio y caracterizar las microfacies de dichos materiales, se han investigado 23 afloramientos de los cuales 3 se localizan en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, 7 en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y 13 en el sector oriental de Sierra Morena.

Se han procesado un total de 142 muestras micropaleontológicas, de las cuales 115 han resultado positivas, proporcionando, en conjunto, 9.088 elementos conodontales. Para completar la información de los materiales tratados se han realizado, además, 155 láminas delgadas representativas de los niveles muestreados.

Las evidencias paleontológicas y sedimentológicas presentadas, consideradas en conjunto, permiten esbozar el escenario regional y global para la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental que se desarrolló durante el Ordovícico Superior.

A nivel global los materiales de este intervalo temporal que aparecen registrados en la Península Ibérica, Francia, Italia, Cerdeña, Alemania, República Checa y Libia estaban estrechamente relacionados, formando parte de la plataforma continental que rodeaba el margen norafricano de Gondwana.

A nivel regional, tanto en la Cordillera Ibérica como en el sector oriental de Sierra Morena, durante el Ordovícico Inferior y Medio, se desarrollaban plataformas someras con un marcado carácter detrítico. La primera influenciada por el Macizo Ebro-Cantábrico (Carls, 1983) y la segunda por Gondwana.

La mejora climática que tuvo lugar en el Ordovícico Superior (p. ej. Boucot *et al.*, 2003; Cocks y Torsvik, 2005; Fortey y Cocks, 2005; Villas, 2005), permitió el establecimiento de vastas praderas de briozoos y equinodermos bajo el nivel de base del oleaje y por encima del nivel de base de las tormentas, caracterizadas además por la presencia de braquiópodos, trilobites, gasterópodos, ostrácodos y conodontos: una comunidad tipo “*bryoderm*”, típica de aguas templadas-frías. Tanto en la Cordillera Ibérica como en Sierra Morena, se instalaron entonces plataformas de tipo rampa carbonatada de muy baja pendiente, quedando estas praderas fuertemente influenciadas por la acción de las tormentas y generando depósitos amalgamados de eventos de colonización-destrucción. Una característica propia de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica es el desarrollo de montículos de fango carbonatado en las zonas distales de la rampa media, que no aparecen registrados en la plataforma meridional, representada por los depósitos de Sierra Morena.

La relación existente entre las dos plataformas descritas no ha podido establecerse en función de nuestros análisis, siendo necesario profundizar en el estudio de los materiales ordovícicos que puedan quedar registrados entre la Cordillera Ibérica y Sierra Morena. Estos corresponderían a la parte centro-norte de la Zona Centroibérica (Dominio Olla de Sapo) donde se observa un predominio de la tectónica sinsedimentaria distensiva (Martínez Catalán *et al.*, 2004).

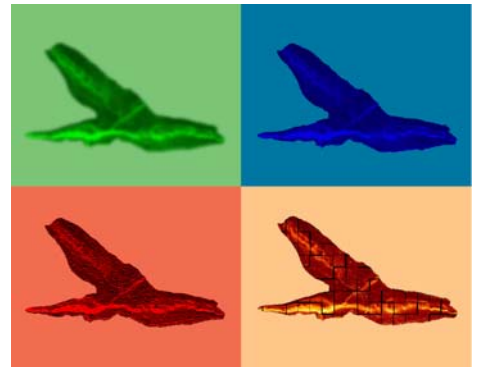
Teniendo en cuenta la baja pendiente de las plataformas analizadas, incluso un ligero descenso del nivel del mar asociado a la glaciación Hirnantense, tuvo como resultado la exposición bajo condiciones subaéreas de las calizas de las formaciones Caliza de Cistoideos y Ojos Negros y de la “Caliza Urbana”. Durante este intervalo las calizas sufrieron los efectos de la erosión y la dolomitización. Debido al ascenso eustático posterior a la glaciación, combinado con el reajuste isostático, se produjo de nuevo la inundación de

las plataformas y el depósito de pelitas que incluyen cantos procedentes de la erosión de los materiales previos.

La presencia de los taxones nominales de conodontos permiten adscribir los “Bancos Mixtos” al techo de la biozona de *Amorphognathus superbus* y la “Caliza Urbana” y el Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos a la mitad inferior de la biozona de *A. ordovicicus*. Los miembros La Peña, Ocino y Rebosilla de la Fm. Caliza de Cistoideos y la Fm. Ojos Negros por su equivalencia estratigráfica con las unidades anteriores se adscriben a la biozona de *A. ordovicicus*.

La proporción en la que los distintos taxones están representados en las asociaciones determinadas caracteriza a la biofacies de *Sagittodontina robusta-Scabbardella altipes* incluida en la Provincia Mediterránea (Dominio Noratlántico) de conodontos.

# ÍNDICE



<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>i</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>iv</b>
<b>ÍNDICE</b>	<b>vi</b>
<b>1.- INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1.- Presentación y objetivos	1
1.2.- Situación de los afloramientos investigados	2
1.3.- Marco geográfico y contexto tectono-sedimentario de las zonas estudiadas	4
1.3.1.- Marco geográfico	4
1.3.2.- Contexto tectono-sedimentario	6
1.4.- Antecedentes sobre conodontos y estudios de microfacies en materiales del Ordovícico Superior de la Península Ibérica	15
<b>2.- METODOLOGÍA</b>	<b>23</b>
2.1.- Recopilación bibliográfica	23
2.2.- Trabajos de campo	23
2.3.- Trabajos de laboratorio	24
2.3.1.- Tratamiento de las muestras para conodontos	24
2.3.2.- Realización de láminas delgadas	29
2.4.- Trabajos de gabinete	29
2.4.1.- Triado de las muestras para conodontos e ilustración de los ejemplares	30
2.4.2.- Caracterización e ilustración de microfacies	31
2.5.- Siglado y depósito del material	31
<b>3.- ESTRATIGRAFÍA</b>	<b>34</b>
3.1.- Introducción	34
3.2.- Cordillera Ibérica	34
3.2.1.- Generalidades sobre la sucesión ordovícica	34
3.2.1.a.- Rama Aragonesa	34
3.2.1.b.- Rama Castellana	36
3.2.2.- Fm. Caliza de Cistoideos (Rama Aragonesa)	37
3.2.3.- Fm. Ojos Negros (Rama Castellana)	38
3.3.- Sierra Morena oriental	39
3.3.1.- Generalidades sobre la sucesión ordovícica	39
3.3.2.- “Bancos Mixtos”	40
3.3.3.- “Caliza Urbana”	41
3.4.- Columnas y descripciones estratigráficas	41
3.4.1.- Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica	42
Sección de Luesma (Zaragoza)	42
Sección A de Fombuena (Zaragoza)	46
Sección B de Fombuena (Zaragoza)	50
3.4.2.- Rama Castellana de la Cordillera Ibérica	53
Sección A de Aragoncillo (Guadalajara)	53
Sección B de Aragoncillo (Guadalajara)	55
Sección de Pardos (Guadalajara)	57
Sección A de Checa (Guadalajara)	59
3.4.3.- Sierra Morena oriental	61
Sección A de Corral de Calatrava (Ciudad Real)	61

Sección B de Corral de Calatrava (Ciudad Real)	64
Sección de Huertezuelas (Ciudad Real)	67
Sección de Villanueva de San Carlos (Ciudad Real)	70
Sección A de Viso del Marqués (Ciudad Real)	73
Sección B de Viso del Marqués (Ciudad Real)	76
Sección C de Viso del Marqués (Ciudad Real)	79
Sección de Puebla del Príncipe (Ciudad Real)	82
Sección de Terrinches (Ciudad Real)	84
Sección A de Aldeaquemada (Jaén)	86
3.5.- Otras localidades muestreadas	88
<b>4.- CARACTERIZACIÓN DE LAS MICROFACIES</b>	<b>92</b>
4.1.- Descripción textural de los materiales investigados	92
4.1.1.- Facies carbonatadas	93
4.1.1.a.- Calizas alóctonas	94
<i>Wackestone</i> bioclástico	94
<i>Wackestone/packstone</i> bioclástico	95
<i>Packstone</i> bioclástico	96
<i>Packstone/grainstone</i> bioclástico	98
<i>Grainstone</i> bioclástico	99
<i>Packstone</i> oolítico	99
<i>Rudstone</i>	101
4.1.1.b.- Calizas autóctonas y diagenéticas	101
<i>Boundstone</i>	101
<i>Cementstone</i>	102
<i>Boundstone/cementstone</i>	104
<i>Sparstone</i>	105
4.1.2.- Procesos tafonómicos y/o diagenéticos	105
4.1.3.- Facies mixtas	106
4.1.3.a.- Calizas arenosas	106
4.1.3.b.- Areniscas calcáreas	107
4.2.- Interpretación de las microfacies reconocidas	107
4.2.1.- Montículos de fango carbonatado	110
<b>5.- ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO</b>	<b>117</b>
5.1.- Introducción	117
5.2.- Fundamentos y problemática de la taxonomía multielemental	122
5.3.- Morfología de los conodontos	125
5.4.- Tipos de aparatos y notación de los conodontos	130
5.5.- Nomenclatura y sinonimias	134
5.5.1.- Nomenclatura abierta	134
5.5.2.- Listas de sinonimias	135
5.6.- Clasificaciones supragenéricas	136
5.7.- Terminología adoptada	137
5.8.- Análisis tafonómico	137
5.8.1.- Biodegradación y desarticulación	138
5.8.2.- Necrocinesis	138
5.8.3.- Abrasión	143
5.8.4.- Corrosión: disolución y bioerosión	144
5.8.5.- Relleno sedimentario	145
5.8.6.- Recrecimiento mineral	146
5.8.7.- Mineralización: cementación y recristalización	146

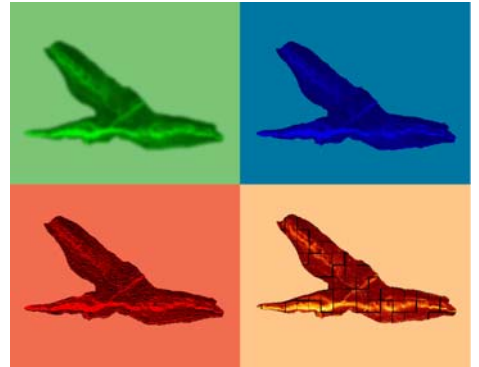
5.8.8.- Distorsiones	148
5.8.9.- Carbonificación: maduración térmica	149
5.9.- Descripciones sistemáticas	158
Orden BELODELLIDA Sweet, 1988?	159
Familia BELLODELIDAE Khodalevich y Tschernich, 1973	159
• Género <i>Walliserodus</i> Serpagli, 1967	159
<i>Walliserodus?</i> sp.	160
Familia ANSELLIDAE Fåhræus y Hunter, 1985	161
• Género <i>Ansella</i> Fåhræus y Hunter, 1985	162
<i>Ansella?</i> sp.	162
• Género <i>Hamarodus</i> Viira, 1974	163
<i>Hamarodus europaeus</i> (Serpagli, 1967)	165
<i>Hamarodus?</i> sp.	167
Familia DAPSILODONTIDAE Sweet, 1988	168
• Género <i>Besselodus</i> Aldridge, 1982	168
<i>Besselodus?</i> sp.	169
Orden PROTOPANDERODONTIDA Sweet, 1988	170
Familia PROTOPANDERODONTIDAE Lindström, 1970	170
• Género <i>Protopanderodus</i> Lindström, 1971	170
<i>Protopanderodus</i> sp.	171
• Género <i>Scabbardella</i> Orchard, 1980	171
<i>Scabbardella altipes</i> (Henningsmoen, 1948)	172
<i>Scabbardella</i> cf. <i>altipes</i> (Henningsmoen, 1948)	175
<i>Scabbardella</i> sp. A Nowlan y McCracken, 1988	176
<i>Scabbardella</i> sp.	177
• Género <i>Pseudooneotodus</i> Drygant, 1974	177
<i>Pseudooneotodus</i> cf. <i>humilis</i> Orchard, 1980	178
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A.	179
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.	180
Familia DREPANOISTODONTIDAE Fåhræus y Nowlan, 1978	180
• Género <i>Drepanoistodus</i> Lindström, 1971	180
<i>Drepanoistodus</i> sp.	181
• Género <i>Nordiodus</i> Serpagli, 1967	182
<i>Nordiodus italicus</i> Serpagli, 1967	182
Orden PANDERODONTIDA Sweet, 1988	183
Familia PANDERODONTIDAE Lindström, 1970	183
• Género <i>Panderodus</i> Ethington, 1959	183
<i>Panderodus gracilis</i> (Branson y Mehl, 1933) s.l.	188
<i>Panderodus</i> cf. <i>gracilis</i> Branson y Mehl, 1933	191
<i>Panderodus panderi?</i> (Stauffer, 1940)	192
<i>Panderodus</i> n. sp. A	193
<i>Panderodus</i> spp.	194
<i>Panderodus?</i> sp.	195
Orden PRIONIODONTIDA Dzik, 1976	195
Familia BALOGNATHIDAE Hass, 1959	195
• Género <i>Amorphognathus</i> Branson y Mehl, 1933	196
<i>Amorphognathus ordovicicus</i> Branson y Mehl, 1933	198
<i>Amorphognathus</i> cf. <i>ordovicicus</i> Branson y Mehl, 1933	203
<i>Amorphognathus</i> aff. <i>ordovicicus</i> Branson y Mehl, 1933	204
<i>Amorphognathus superbus</i> (Rhodes, 1953) <i>sensu</i> Orchard (1980)	204
<i>Amorphognathus</i> cf. <i>superbus</i>	207
<i>Amorphognathus</i> aff. <i>lindstroemi</i> (Serpagli, 1967)	207

<i>Amorphognathus</i> sp. A	209
<i>Amorphognathus</i> sp. B	209
<i>Amorphognathus</i> spp.	210
<i>Amorphognathus?</i> sp.	210
• Género <i>Baltoniodus</i> Lindström, 1971	210
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	211
• Género <i>Sagittodontina</i> Knüpfer, 1967	213
<i>Sagittodontina robusta</i> Knüpfer, 1967	214
<i>Sagittodontina</i> cf. <i>robusta</i> Knüpfer, 1976	218
<i>Sagittodontina</i> sp.	218
<i>Sagittodontina?</i> sp.	219
• Morfogénero “ <i>Goniodontus</i> ” Ethington, 1959	219
“ <i>Goniodontus ordovicicus</i> ” Knüpfer, 1967	219
• Género <i>Dichodella</i> Serpagli, 1967	220
<i>Dichodella?</i> sp.	221
Balognathidae gen. et sp. indet. A	221
Balognathidae gen. et sp. indet. B	223
Familia ICRIODELLIDAE Sweet, 1988	224
• Género <i>Icriodella</i> Rhodes, 1953	224
<i>Icriodella superba</i> Rhodes, 1953	225
<i>Icriodella superba?</i> Rhodes, 1953	227
Incerti ordinis	227
Incertidae familiae	227
• Género <i>Istorinus</i> Knüpfer, 1967	227
<i>Istorinus erectus</i> Knüpfer, 1967	228
<i>Istorinus?</i> sp.	229
• Género <i>Eocarniodus</i> Orchard, 1980	229
<i>Eocarniodus gracilis</i> (Rhodes, 1955)	230
• Gen. et sp. indet. A	231
Elementos indeterminables	232
5.10.- Tablas de abundancia	233
<b>6.- ASPECTOS BIOESTRATIGRÁFICOS</b>	<b>247</b>
6.1.- Biozonación del Ordovícico basada en el registro de conodontos	247
6.1.1.- Biozonas del Ordovícico Superior de Europa	251
Zona de <i>Pygodus anserinus</i>	252
Zona de <i>Amorphognathus tvaerensis</i>	252
Zona de <i>Amorphognathus superbus</i>	252
Zona de <i>Amorphognathus ordovicicus</i>	252
6.2. Edad de las asociaciones de conodontos del Ordovícico Superior de la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental	253
6.2.1.- Distribución vertical de los taxones identificados	253
6.2.2.- Edad atribuida a las calizas ordovícicas de Europa y el norte de África	263
6.3.- Correlación con otros grupos fósiles	264
<b>7.- ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS Y PALEO GEOGRÁFICOS</b>	<b>267</b>
7.1.- Paleogeografía del Ordovícico	267
7.1.1.- Configuración geográfica	267
7.1.2.- Paleoclimatología	271
7.1.3.- Patrones de circulación oceánica	274
7.2.- Paleoecología de los conodontofóridos	276

---

7.3.- Modelos paleobiogeográficos desarrollados a partir de las asociaciones de conodontos del Ordovícico	279
7.4.- Análisis paleobiogeográfico estadístico	282
7.4.1.- Comparación entre la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental	285
7.4.2.- Comparación con otras localidades europeas, Norteamérica y Australia	287
7.5.- Inferencias paleoclimáticas	296
<b>8.- CONCLUSIONES</b>	<b>300</b>
8.1.- Resultados del estudio de las litofacies y microfacies	300
8.2.- Resultados del estudio micropaleontológico	304
<b>9.- BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>310</b>
<b>10.- LÁMINAS</b>	<b>350</b>

# INTRODUCCIÓN



---

Presentación y objetivos

Situación de los afloramientos investigados

Marco geográfico y contexto tectono-sedimentario de las zonas estudiadas

Antecedentes sobre conodontos y estudios de microfacies en materiales del  
Ordovícico Superior de la Península Ibérica

# 1.- INTRODUCCIÓN

## 1.1.- PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS

La investigación propuesta se ha centrado, fundamentalmente, en el estudio de las asociaciones de conodontos y las microfacies registradas en los materiales carbonatados del Ordovícico terminal, de dos dominios paleozoicos de la Península Ibérica bien diferenciados desde los puntos de vista sedimentológico y paleogeográfico: la Cordillera Ibérica y el sector oriental de Sierra Morena. El Sistema Ordovícico en ambas regiones está representado por importantes acumulaciones de sedimentos de carácter siliciclástico, habiéndose descrito una unidad carbonatada cuyo depósito precedió a la glaciación fini-ordovícica.

La presencia de conodontos en esta última unidad, de edad Kralodvoriense, conocida como “Caliza Urbana” en Sierra Morena, Formación Caliza de Cistoideos en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y Formación Ojos Negros en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, fue reconocida en las décadas de los sesenta y setenta del siglo pasado (Fuganti y Serpagli, 1968; Carls, 1975 y Hafenrichter, 1979, respectivamente). También se han identificado conodontos en cantos de caliza incluidos en la Formación Pizarras de Orea (Hirnantiense), heredados de los materiales carbonatados infrayacentes (Formaciones Caliza de Cistoideos y Ojos Negros), sobre los que se dispone disconforme en la Cordillera Ibérica (Kolb, 1978; Fortuin, 1984).

Los conodontos constituyen un grupo de cordados marinos enigmáticos cuya utilidad en estudios geológicos de diversa índole los convierte en unos fósiles sumamente atractivos. Las aplicaciones bioestratigráficas, en materiales paleozoicos, están ampliamente probadas, realizándose a partir de estos fósiles biozonaciones precisas de carácter local, regional, provincial, continental e, incluso, intercontinental. Permiten, además, establecer biofacies y provincias paleobiogeográficas. También se ha calibrado la variación de color que experimentan los conodontos con el incremento de temperatura (Epstein *et al.*, 1977; Rejebian *et al.*, 1987), por lo que pueden ser utilizados como geotermómetros de amplio espectro (entre 50 y 600°C) en estudios de geología regional y económica.

El intervalo temporal (Ordovícico Superior) se ha elegido considerando que después del depósito de las formaciones Fombuena y San Marcos (Berouniense), en la Cordillera Ibérica, y los “Bancos Mixtos”, también de edad Berouniense, en Sierra Morena, se acumulan, por primera y única vez durante el Ordovícico, materiales carbonatados, de edad Kralodvoriense, previos a la glaciación Hirnantiense. Tras este evento climático se depositaron materiales pelíticos que incluyen cantos de origen glaciar procedentes de la denudación de unidades anteriores (Kolb, 1978; Fortuin, 1984).

El objetivo principal de este estudio es la realización de un análisis, detallado y de conjunto, de las asociaciones de conodontos y las microfacies que presentan los materiales en los que aparecen. Este análisis se ha llevado a cabo en secciones que

permiten el estudio comparativo de las asociaciones de conodontos y las microfacies y que representan facies ambientales diferentes dentro de una misma plataforma carbonatada (Hammann, 1992). Los materiales ordovícicos de la Cordillera Ibérica se habrían depositado en la zona de transición entre la plataforma y la cuenca; mientras que en Sierra Morena el depósito correspondería a un medio de plataforma estable (Hammann, 1992).

El estudio propuesto tiene por finalidad aportar nuevos datos sobre aspectos bioestratigráficos, paleoambientales, paleogeográficos y de paleotemperaturas en las regiones consideradas para los materiales del Ordovícico Superior, profundizando en el conocimiento de la taxonomía y distribución de los conodontos del Ordovícico español.

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco de una beca Predoctoral del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) asignada al Museo Geominero.

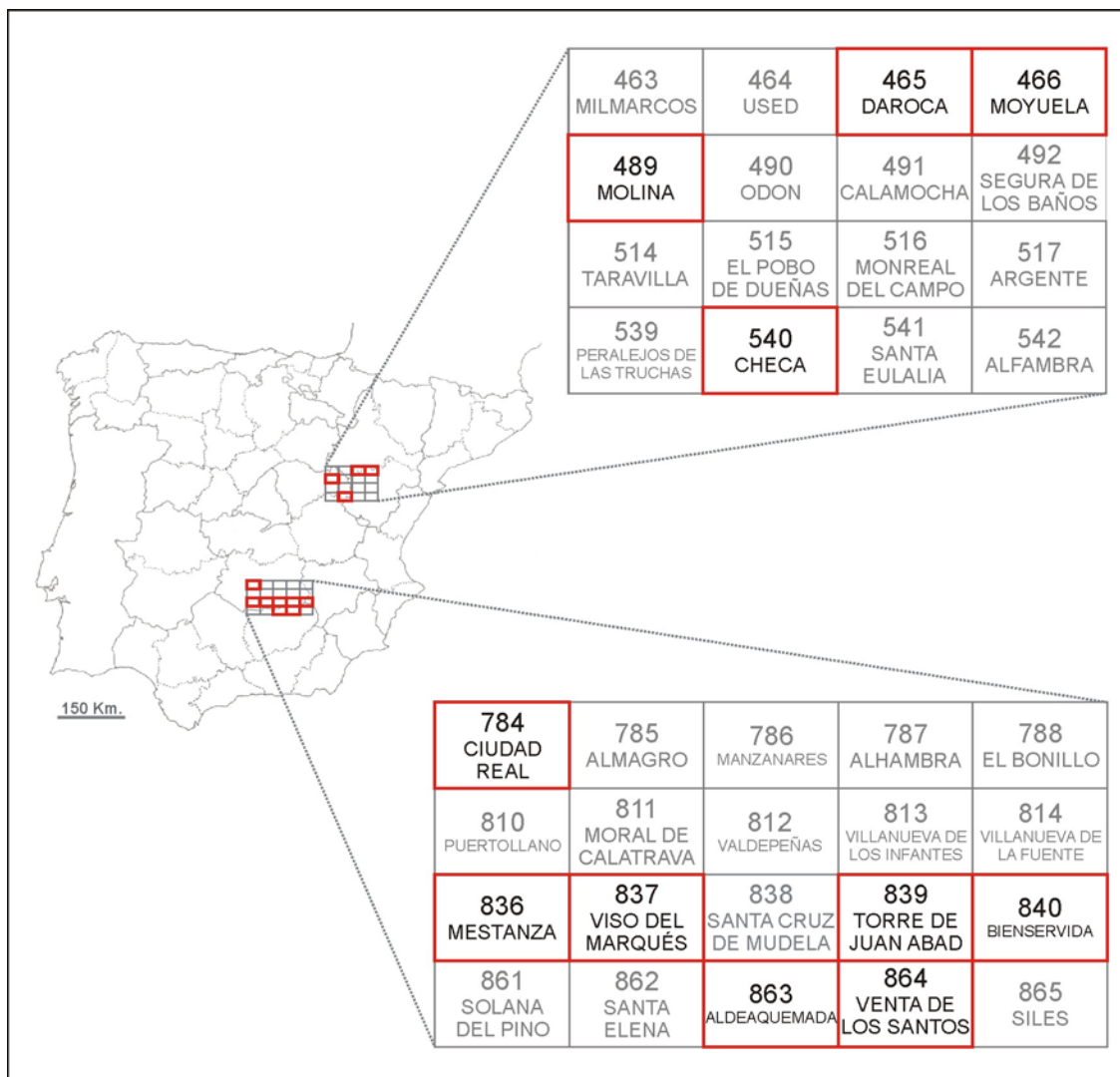
## 1.2.- SITUACIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS INVESTIGADOS

En total, considerando las dos regiones estudiadas, se han investigado 23 afloramientos (tabla 1.1), que toman el nombre de las localidades más próximas. En la mayoría de los casos se han levantado columnas estratigráficas, sin embargo, debido a las características de seis de los afloramientos, en ellos sólo se han podido tomar muestras aisladas.

<b>COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS</b>	
Luesma	<b>30TXL54355810</b>
Fombuena (A)	<b>30TXL51055690</b>
Fombuena (B)	<b>30TXL50405785</b>
Aragoncillo (A)	<b>30TWL80253530</b>
Aragoncillo (B)	<b>30TWL80303510</b>
Pardos	<b>30TWL90553105</b>
Checa (A)	<b>30TXK03609425</b>
Corral de Calatrava (A)	<b>30SVJ06400585</b>
Corral de Calatrava (B)	<b>30SVJ11900520</b>
Villanueva de San Carlos	<b>30SVH19027375</b>
Huertezuelas	<b>30SVH33456905</b>
Viso del Marqués (A)	<b>30SVH50306395</b>
Viso del Marqués (B)	<b>30SVH49206390</b>
Viso del Marqués (C)	<b>30SVH50506360</b>
Puebla del Príncipe	<b>30SWH08506680</b>
Terrinches	<b>30SWH14957052</b>
Aldeaquemada (A)	<b>30SVH87305407</b>
<b>MUESTRAS AISLADAS</b>	
Aragoncillo (C)	<b>30TWL80503485</b>
Aragoncillo (D)	<b>30TWL80503480</b>
Checa (B)	<b>30TXK05109365</b>
Villamanrique	<b>30SVH97956360</b>
Aldeaquemada (B)	<b>30SVH84205407</b>
Aldeaquemada (C)	<b>30SVH82905192</b>

**Tabla 1.1.-** Coordenadas U.T.M. de los afloramientos investigados referidas a la base de las columnas estratigráficas o al punto de muestreo, en las muestras aisladas.

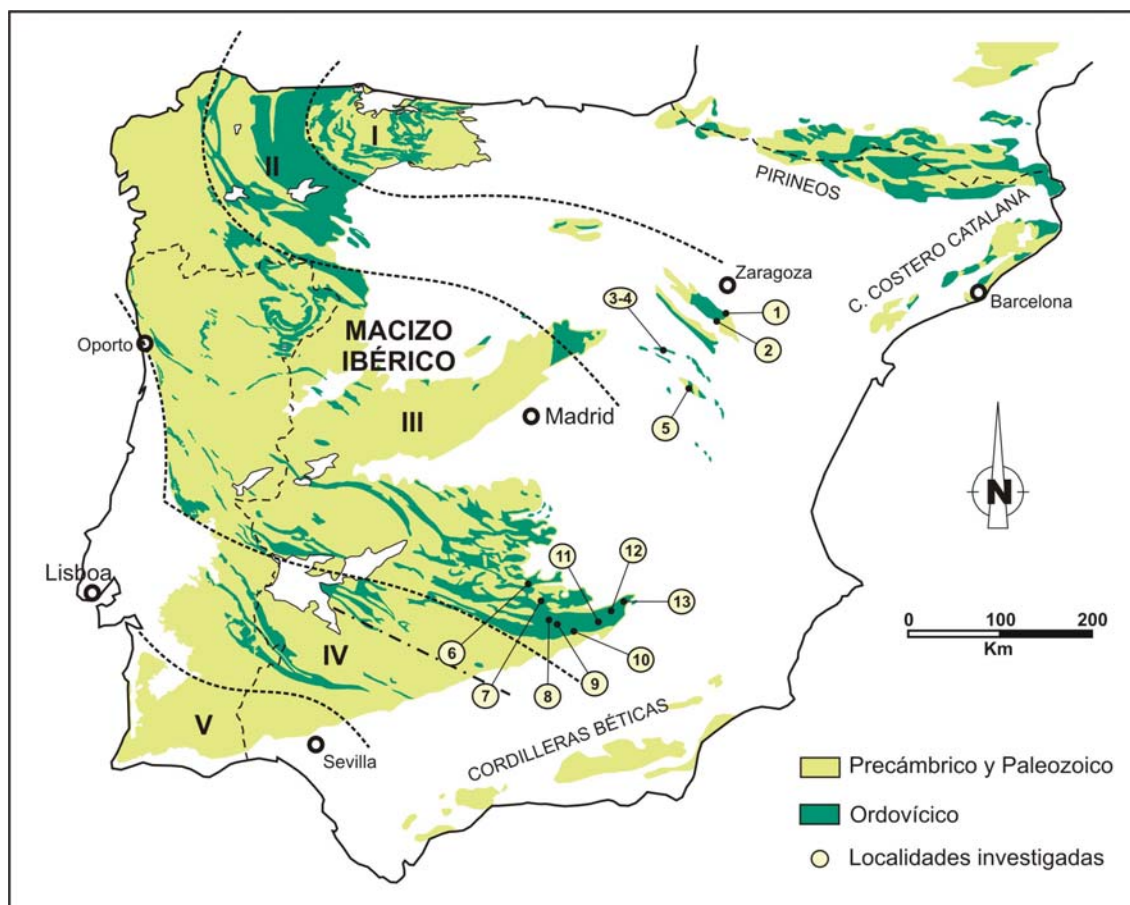
Todos estos afloramientos se incluyen en 11 Hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (fig. 1.1): 465 (Daroca); 466 (Moyuela); 489 (Molina de Aragón); 540 (Checa); 784 (Ciudad Real); 836 (Mestanza); 837 (Viso del Marqués); 839 (Torre de Juan Abad); 840 (Bienservida); 863 (Aldeaquemada) y 864 (Venta de los Santos).



**Figura 1.1.-** Situación geográfica de las localidades estudiadas en relación a las Hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Desde el punto de vista administrativo, las localidades se reparten en cuatro provincias de tres Comunidades Autónomas: Zaragoza (Aragón), Guadalajara y Ciudad Real (Castilla-La Mancha) y Jaén (Andalucía).

Geográficamente se localizan en el sector oriental de la Cordillera Ibérica y en el sector centro-oriental de Sierra Morena. Desde un punto de vista geológico el área de la investigación abarca la prolongación oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa y el sector sur-oriental de la Zona Centroibérica (Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico), situado al norte del Batolito de Los Pedroches, según la división establecida a partir de Lotze (1929) del Macizo Hespérico (fig. 1.2).

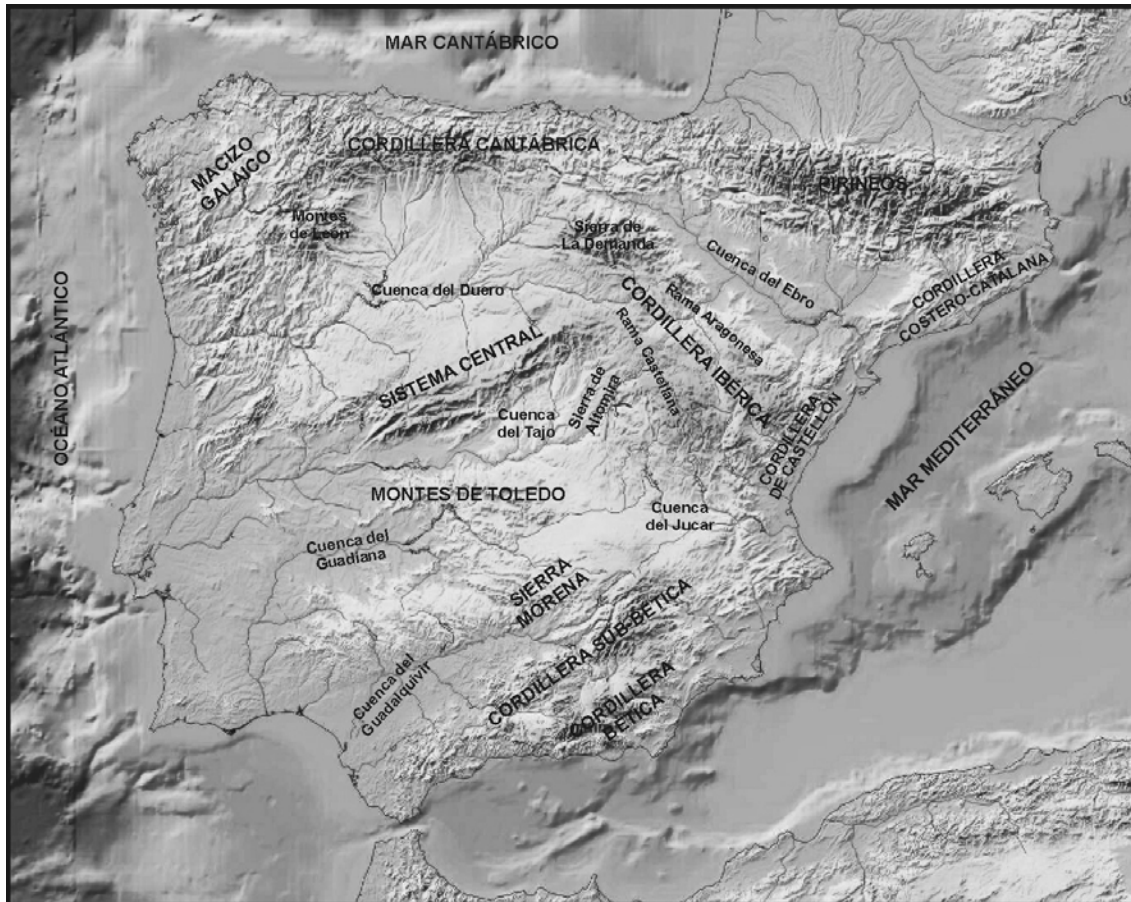


**Figura 1.2.-** Situación de los afloramientos ordovícicos en la Península Ibérica. Los números cardinales indican las localidades estudiadas. **1:** Luesma; **2:** Fombuena; **3:** Aragoncillo; **4:** Pardos; **5:** Checa; **6:** Corral de Calatrava; **7:** Villanueva de San Carlos; **8:** Huertezuelas; **9:** Viso del Marqués; **10:** Aldeaquemada; **11:** Villamanrique; **12:** Puebla del Príncipe y **13:** Terrinches. Los números romanos señalan la división de zonas propuesta por Lotze (1945). Adaptada de Vera (2004).

### 1.3.- MARCO GEOGRÁFICO Y CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTARIO DE LAS ZONAS ESTUDIADAS

#### 1.3.1.- Marco geográfico

Desde un punto de vista puramente geográfico la Cordillera Ibérica, también conocida como Sistema Ibérico, constituye el borde nororiental de la Meseta Ibérica, separando a ésta de las depresiones de los ríos Duero (al NO), Ebro (al NE) y Tajo (al SO) (fig. 1.3). Comienza en las estribaciones orientales de la Cordillera Cantábrica y se desarrolla hacia el Mar Mediterráneo, con una dirección NO-SE, desde la Sierra de la Demanda (Burgos) hasta la Cordillera de Castellón. Su longitud es superior a los 400 kilómetros y su anchura máxima no excede los 200 kilómetros. Considerada en conjunto, puesto que no se trata de un sistema montañoso continuo, sino formado por varias sierras, macizos y depresiones aisladas, que se enlazan mediante altiplanicies, su anchura aumenta y su altura disminuye hacia el SE.



**Figura 1.3.-** Principales accidentes geográficos de la Península Ibérica.

Lotze (1929) dividió la Cordillera Ibérica, que él denominó Montañas Celtibéricas, según criterios morfológicos y estructurales en tres cadenas: la Cordillera Ibérica oriental, la Cordillera Ibérica occidental y la Cordillera Hespérica. Actualmente las dos primeras conforman la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y la última se corresponde con la Rama Castellana (fig. 1.4).



**Figura 1.4.-** División de la Cordillera Ibérica (Montañas Celtibéricas) según Lotze (1929).

Las principales sierras que configuran el sector septentrional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica son, de NO a SE: S<sup>a</sup> de Moncayo (Moncayo, 2.316 m), S<sup>a</sup> de La Virgen (Cabrera, 1.433 m), S<sup>a</sup> de Vicort (Pico del Rayo, 1.420

m), La Nevera (1.411 m), S<sup>a</sup> de Algairén (El Espino, 1.170 m; El Cortado, 1.152 m), S<sup>a</sup> de El Peco (San Bartolomé, 1.297 m), las sierras de Cucalón y Oriche (Puerto de Fonfría, 1.470 m; Retuerta, 1.492 m) y la S<sup>a</sup> de Gúdar (Peñayorra, 2.024 m). Hacia el sur y separadas de estas sierras por la cuenca de Calatayud-Teruel, aparecen, también de NO-SE: la S<sup>a</sup> del Caballero (Las Muelas, 981 m); S<sup>a</sup> Pelada (Peñón, 1.264 m); la S<sup>a</sup> del Frontón (Frontón, 1.181 m) y la S<sup>a</sup> de Santa Cruz (Santa Cruz, 1.423 m; Berrocal, 1.433 m), entre otras. Las últimas estribaciones incluyen la S<sup>a</sup> de La Batalla (Peñagolosa, 1.814 m), que enlaza con la Cordillera Costero-Catalana.

Por su parte la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica incluye la S<sup>a</sup> de Selas (Aragoncillo, 1.517 m), la S<sup>a</sup> de Caldereros (Águila, 1.443 m), S<sup>a</sup> Menera (Mojón Alto, 1.591 m; San Ginés, 1.605), la Serranía de Cuenca (San Felipe, 1.840 m; Collado Bajo, 1.838 m; Juez, 1.543 m), S<sup>a</sup> Nevera (Nevera, 1.834 m), la S<sup>a</sup> del Tremedal (Peña de la Gallina, 1.883 m; Caimodorro, 1.935 m), la S<sup>a</sup> de Albarracín (Sierra Alta, 1.856 m) y S<sup>a</sup> Carbonera (Carbonera, 1.540 m). La parte más oriental de la cadena aparece conformada por las sierras de Javalambre (Javalambre, 2.020 m) y Martés (Martés, 1.086 m), esta última enlaza con los relieves levantinos.

Los principales cursos fluviales que recorren el sector de la Cordillera Ibérica son: longitudinalmente, el Jiloca y el Turia, y transversalmente, el Jalón.

Respecto a Sierra Morena, ésta constituye el borde meridional de la Meseta Ibérica, limitando al norte con la cuenca del Guadiana y al sur con el Valle del Guadalquivir y sirviendo de divisoria principal entre ambas cuencas (fig. 1.3). Se extiende, con una dirección O-E, desde el Alentejo portugués hasta la Sierra de Alcaraz, en Albacete. Su longitud es superior a los 600 kilómetros, y su anchura media de aproximadamente 50 km.

Es un relieve arrasado, cuya altura media oscila entre 700 y 800 m, las máximas alturas se alcanzan, de oeste a este, en: S<sup>a</sup> Madrona (Bañuela, 1.323 m); S<sup>a</sup> de San Andrés (Estrella, 1.300 m; Peña Negrilla, 1.200 m; Cerro del Esquilón, 1.219 m) y en la S<sup>a</sup> de Alcaraz (Pico de la Sarga, 1.762 m, Almenaras, 1.798 m), mediante la que enlaza con el Sistema Bético.

### **1.3.2.- Contexto tectono-sedimentario**

El registro estratigráfico, tanto en la Cordillera Ibérica como en Sierra Morena, es muy amplio y abarca materiales con edades comprendidas entre el Precámbrico y el Cuaternario. Su estructura es, por tanto, resultado de la superposición de los efectos que sobre estos materiales han tenido diferentes eventos tectónicos: la Orogenia Caledónica; el proceso de *rifting* del Paleozoico Inferior; la Orogenia Varisca (o Hercínica) y la Orogenia Alpina. En el caso concreto de la Cordillera Ibérica, también hay que considerar el proceso de *rifting* que tuvo lugar durante el Mesozoico.

Dado que los aspectos litoestratigráficos se abordarán en detalle en el capítulo dedicado a la estratigrafía, proporcionaremos ahora una visión general acerca de la evolución tectono-sedimentaria de estos terrenos en las distintas Eras.

## Neoproterozoico y Paleozoico

Durante el Neoproterozoico, y todo el Paleozoico, las dos áreas consideradas formaban parte del Macizo Ibérico, el sector más occidental de la denominada “Cadena Varisca Europea” formada durante la colisión de los supercontinentes Gondwana y Laurentia.

Quesada (1992) dividió el Macizo Ibérico en siete terrenos tectonoestratigráficos, unidades tectónicas de envergadura litosférica que en origen representarían ambientes geotectónicos separados, pero que se reunieron como consecuencia de la Orogenia Varisca. Estos terrenos, según Quesada (*op. cit.*), son: el Bloque Autóctono Ibérico; el Terreno Ofiolítico Noroccidental; los Terrenos Polimetamórficos Noroccidentales; el Terreno de Ossa-Morena; la Ofiolita Beja-Acebuches; el Terreno Pulo do Lobo y el Terreno Sur-Portugués.

Dentro del Bloque Autóctono Ibérico se incluyen los afloramientos proterozoicos y paleozoicos que aparecen en las Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Centroibérica y en los mantos inferiores de la Zona Galicia-Trás-os-Montes. Es una unidad de naturaleza continental (Quesada, 1992) en la que se reconoce una historia orogénica Precámbrica (Quesada, 1990a, 1990b) y una evolución paleozoica que incluye, al menos: una etapa de *rifting*; una fase de margen pasivo y una nueva fase orogénica durante el Paleozoico Superior (Quesada, 1991).

Los materiales más antiguos que se han descrito en el Macizo Ibérico se atribuyen al Proterozoico Superior. Dentro de estos materiales se ha identificado la existencia de dos discontinuidades, la primera de edad intra-Alcudiense y la segunda Cadomiense, ambas relacionadas con la Orogenia Cadomiense (también conocida como fini-proterozoica o Panafricana).

La primera de estas discontinuidades, de carácter angular, pone en contacto la unidad inferior (Alcudiense Inferior), representada por sedimentos siliciclásticos principalmente turbidíticos y en menor medida de plataforma, y la unidad superior (Alcudiense Superior), compuesta por depósitos siliciclásticos y carbonatos de plataforma mixta reconocidas, y estudiadas, en la Zona Centroibérica. Ortega Gironés y González Lodeiro (1986) atribuyen la inclinación de las capas inferiores a un plegamiento, sin desarrollo asociado de foliación o metamorfismo, previo al Alcudiense Superior.

Por su parte, la discontinuidad Cadomiense sólo se ha reconocido en el Anticlinal de Peraleda (al sur del batolito de Los Pedroches), donde las rocas de la Serie Negra (Proterozoico Superior) tienen una foliación y metamorfismo de grado bajo) que no afecta a la sucesión ordovícica suprayacente (González Lodeiro *et al.*, 2004).

El tipo de sedimentación y la actividad magmática indican que el Macizo Ibérico formaba parte del margen continental de Gondwana, estando la actividad ígnea calcoalcalina relacionada con un margen activo situado sobre una zona subducción Cadomiense (González Lodeiro *et al.*, 2004), cuyo resultado fue la acreción del Terreno de Ossa-Morena al Bloque Autóctono Ibérico. La Orogenia

Cadomiense produjo la transformación del margen pasivo preexistente, representado por la sedimentación terrígena, en una cuenca de Antepaís, sobre la cual se depositaron materiales turbidíticos.

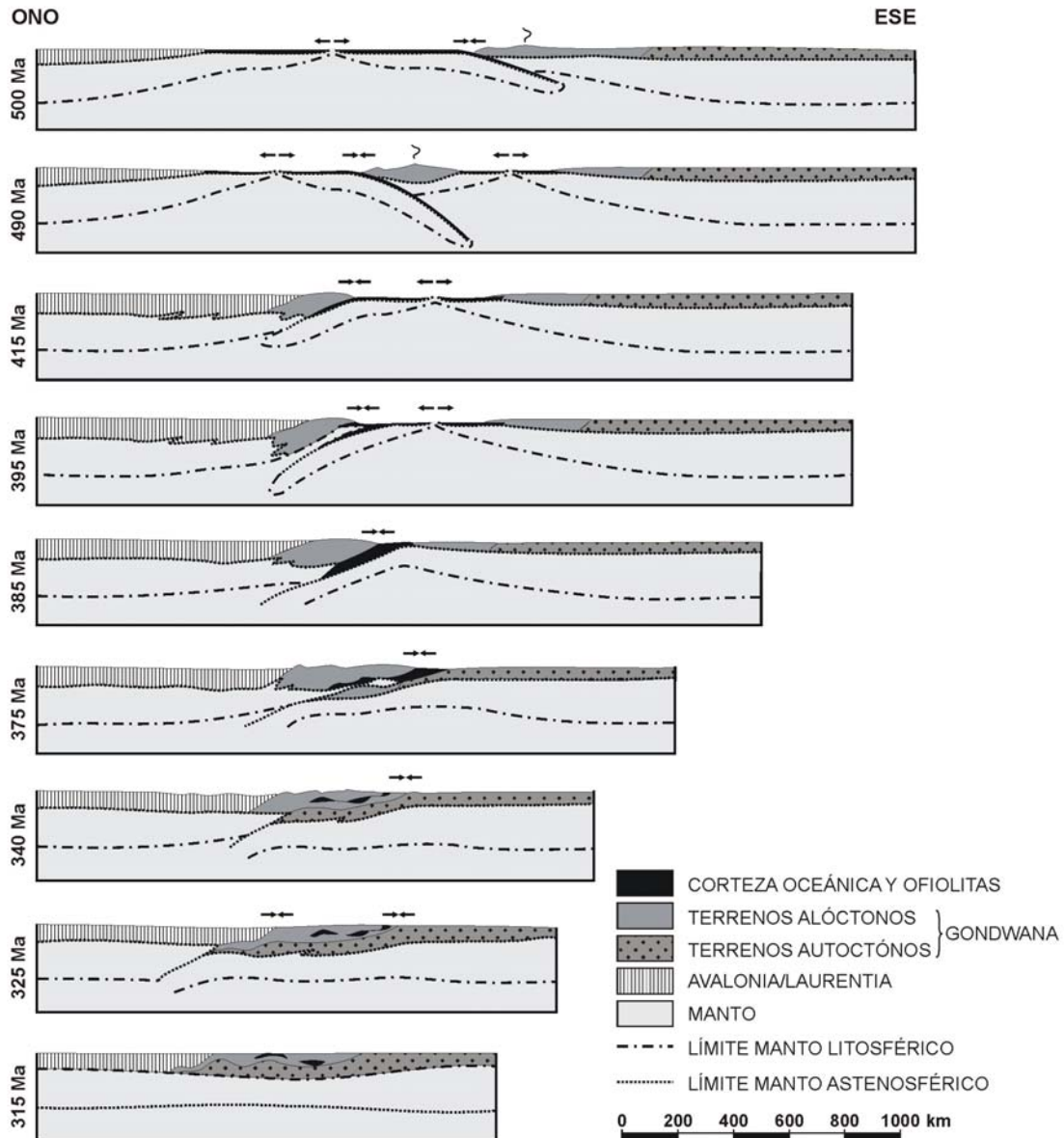
El Cámbrico Inferior marca el inicio de un periodo caracterizado por una tectónica de tipo distensivo (*rifting* continental) (fig. 1.5, 500 m.a.). Las sucesiones del Cámbrico Inferior son bastante similares en todo el Macizo Ibérico: se inician con depósitos siliciclásticos de medios de transición o marinos someros, pasando gradualmente a depósitos de plataforma carbonatada. La plataforma del Cámbrico Inferior se extendía a través del Macizo Ibérico desde la Zona Cantábrica hasta la Zona de Ossa-Morena (Azor, 2004). Las condiciones de plataforma en el margen pasivo de Gondwana (Zona Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa) se mantuvieron durante el Cámbrico Medio y Superior; sin embargo, en la Zona Centroibérica no se conserva registro de este intervalo.

Así, en la base del Ordovícico se sitúa la tercera de las grandes discontinuidades descritas en el Macizo Ibérico, la discordancia Toledánica, que marca el final del proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico Inferior. Se trata de una discordancia angular y, considerando los bruscos cambios de potencia y la variación de las facies atribuidas al Ordovícico basal, parece reflejar el relleno de un paleorelieve, o *semigrabens*, producto de una tectónica extensional contemporánea (McDougall *et al.*, 1987; Martínez Catalán *et al.*, 1992).

Durante el Ordovícico continuó la sedimentación marina en todo el ámbito del Bloque Autóctono Ibérico. En las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa los depósitos detríticos aparecen en continuidad con los depósitos cámbricos, sin registrar apenas magmatismo. En la Zona Centroibérica, también se desarrolló una plataforma siliciclástica, pero acompañada de un abundante magmatismo (por ejemplo la Fm. Ollo de Sapo). El registro sedimentario y el magmatismo de la Zona Galicia-Trás-os-Montes sugieren que aún persiste un proceso de *rifting* continental en el margen de Gondwana (fig. 1.5, 490 m.a.), situándose las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica en el margen de la plataforma continental nor-africana (Azor, 2004).

Un segundo evento extensional de primer orden afectó al margen pasivo de Gondwana durante el Silúrico (fig. 1.5, 415 m.a.). Tras este nuevo proceso de *rift* se volvieron a instaurar condiciones de margen pasivo, estables hasta el Devónico Inferior, momento en que tuvo lugar la Orogenia Varisca.

El Orógeno Varisco fue el resultado de un complejo proceso de convergencia durante el Paleozoico Superior, cuya consecuencia fue la colisión de distintas masas continentales (incluido el Bloque Autóctono Ibérico) separadas inicialmente por cuencas oceánicas. De acuerdo con la interpretación comúnmente admitida, las Zonas Cantábrica y Sudportuguesa representarían los dominios externos del Orógeno Varisco, dentro del ámbito del Macizo Ibérico (Simancas *et al.*, 2004). Estos autores (Simancas *et al.*, *op. cit.*) diferencian dos secciones principales para explicar la estructura varisca en el Macizo Ibérico, una transversal septentrional y una transversal meridional (fig. 1.6).

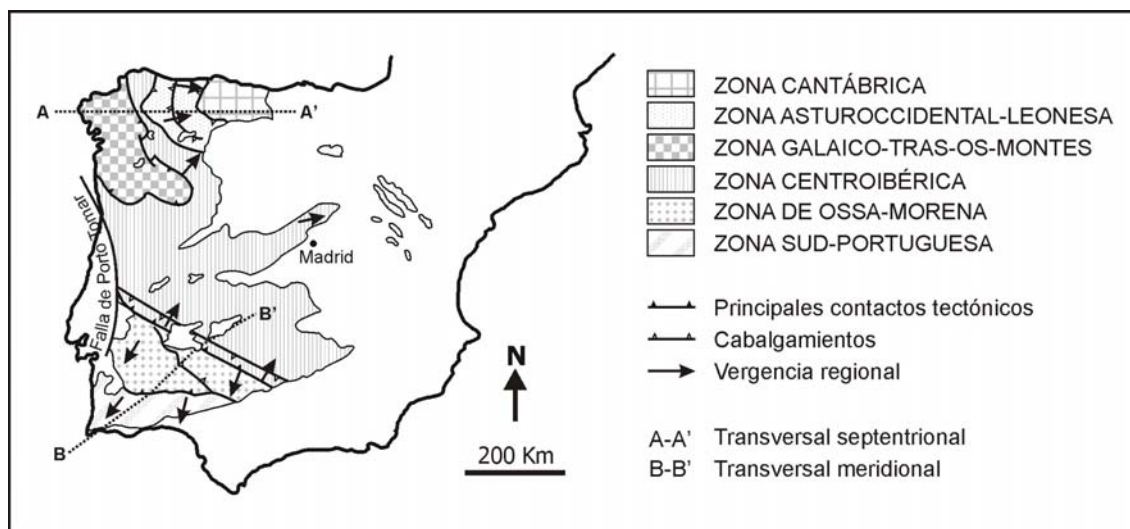


**Figura 1.5.-** Evolución del margen continental de Gondwana durante el Paleozoico. Adaptada de Martínez Catalán *et al.* (2004).

En la transversal septentrional (A-A' en la figura 1.6) la polaridad orogénica se produce hacia el E, como indican, entre otros caracteres, la vergencia de los pliegues acostados y cabalgamientos y el desarrollo diacrónico de la deformación, más antigua en la Zona de Galicia-Trás-os-Montes que en la Zona Cantábrica. Las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica representarían franjas de un dominio continental cuyo margen externo subdujo bajo dominios oceánicos, continentales y de arco (como demuestra la presencia de ofiolitas en las unidades alóctonas de la Zona Galicia-Trás-os-Montes), antes de la apertura del Océano Atlántico en el Mesozoico.

En la transversal meridional (B-B' en la figura 1.6) la polaridad orogénica está dirigida hacia el SO, como indica la vergencia de los pliegues acostados y los cabalgamientos en la Zona de Ossa-Morena, y la migración de la deformación en la

Zona Sudportuguesa. En el sur del Macizo Ibérico se infiere una evolución caracterizada por la colisión continental entre las zonas de Ossa-Morena (bloque de muro) y Centroibérica (bloque de techo), mientras se produce la subducción de la Zona Sudportuguesa bajo la Zona de Ossa-Morena, durante el Devónico; una etapa extensional intraorogénica, con abundante magmatismo asociado y desarrollo de cuencas, desde el Devónico terminal hasta el Carbonífero Inferior y una reanudación de la convergencia, con colisión continental transpresiva en los límites entre la Zona de Ossa-Morena y las Zonas Centroibérica y Sudportuguesa, hasta el final del Carbonífero.



**Figura 1.6.-** Posición de las transversales septentrional (A-A') y meridional (B-B') dentro del esquema zonal del Macizo Ibérico (Simancas *et al.*, 2004).

Así pues, la Orogenia Varisca constituyó un proceso largo y diacrónico, que comenzó en el Devónico Inferior y no se completó hasta el Carbonífero Superior (fig. 1.5, 395-315 m.a.). Los efectos de la deformación originada persisten hasta el Pérmico Inferior, aunque desde el Carbonífero Inferior su intensidad fue descendiendo paulatinamente, y está representada por la formación de cuencas de tipo intramontañoso localizadas a lo largo de lineamientos tectónicos importantes (Quesada, 1992).

### Mesozoico

Durante esta Era el basamento paleozoico formaba parte del sector noroccidental de la plataforma que rodeaba al Tethys. La apertura y propagación del Tethys, hacia occidente, junto con la apertura del Atlántico Norte, generaron sucesivos episodios de tectónica extensional, que dieron lugar al denominado *Rifting* Ibérico, que afectó a gran parte de Iberia en dirección NO-SE, modificando notablemente la configuración del sector nororiental de la Península (incluida la Cordillera Ibérica).

El *Rifting* Ibérico se ha dividido en dos grandes ciclos, cada uno de ellos constituido por una etapa de *rift* y una etapa de *post-rift*, atendiendo a la existencia de discontinuidades estratigráficas de carácter regional, generadas en respuesta a la subsidencia tectónica y al eustatismo (Álvaro *et al.*, 1979; Vilas *et al.*, 1983; Álvaro,

1987; Sánchez-Moya *et al.*, 1992; Salas y Casas, 1993; Roca *et al.*, 1994; Guimerà *et al.*, 2004; entre otros). De manera resumida las características de estas etapas son las siguientes:

- Primera fase de *rifting* (Ciclo I: Pérmico Superior-Triásico Superior). Durante este intervalo se produjo la propagación del Ártico-Atlántico, hacia el sur, y del Tethys, hacia el oeste. La consecuencia principal fue la reactivación de algunas fallas de desgarre de origen varisco, que funcionaron como fallas normales dando lugar al *Rift Ibérico*. El Pérmico Superior corresponde a una etapa de subsidencia relativamente alta, caracterizada por la existencia de importantes espesores de sedimentos fluviales, seguidos de facies marinas y evaporíticas, depositadas durante las elevaciones eustáticas del Tethys. Durante el Triásico Superior, un periodo de subsidencia atenuada, se registran de manera generalizada sedimentos evaporíticos.

- Primera etapa de *post-rifting* (Ciclo I: Jurásico Inferior-Superior). Se caracteriza tanto por la subsidencia térmica regional, como por una serie de fluctuaciones eustáticas que propiciaron el desarrollo de un sistema de plataformas carbonatadas someras, que constituían el límite occidental del Tethys. La geometría y evolución de estas plataformas estuvo controlada por la actividad de fallas sinsedimentarias asociadas a una actividad magmática importante (Gómez *et al.*, 2004).

- Segunda etapa de *rifting* (Ciclo II: Jurásico terminal-Cretácico Inferior). Aparece condicionada por la propagación del *rifting* hacia el Atlántico Norte y el comienzo de la apertura oceánica en el Golfo de Vizcaya. Durante este periodo se produce la progresiva destrucción de las plataformas carbonatadas del Jurásico Superior y el desarrollo de un sistema de cuencas muy subsidentes. El comienzo del *rifting* coincide con un ascenso del nivel del mar, asociándose a depósitos de rampas carbonatadas. Durante la etapa de máxima subsidencia las cuencas presentan una alta tasa de sedimentación y rellenos continentales y marinos muy someros (Sánchez-Moya y Sopena, 2004).

- Segunda etapa de *post-rifting* (Ciclo II: Cretácico Superior). Coincide con el mayor ascenso eustático de todo el Mesozoico. La conexión del Tethys y el Proto-Atlántico, el basculamiento de la Placa Ibérica hacia el Norte y su rotación, los episodios transgresivos asociados al Proto-Atlántico y la apertura del margen Cantábrico favorecieron el desarrollo generalizado de plataformas carbonatadas.

## **Cenozoico**


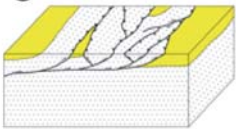
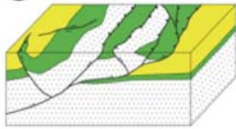
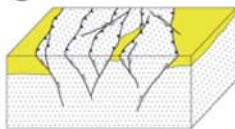
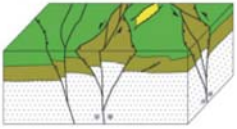
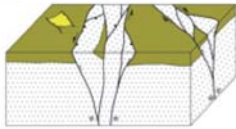
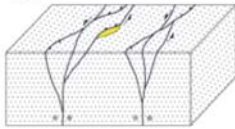
La estructura actual, tanto de la Cordillera Ibérica como de Sierra Morena, es consecuencia directa de la Orogenia Alpina. Así, la Cordillera Ibérica corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE y doble vergencia, hacia el SO y NE, esto es, hacia las cuencas terciarias que la rodean (figs. 1.8 y 1.9), cuyo origen se encuentra en la inversión tectónica producida a comienzos del cenozoico.

En el caso de Sierra Morena (figs. 1.8 y 1.9), más que de un plegamiento se debe hablar de una flexión de dirección O-E, con fracturación asociada, producida

---

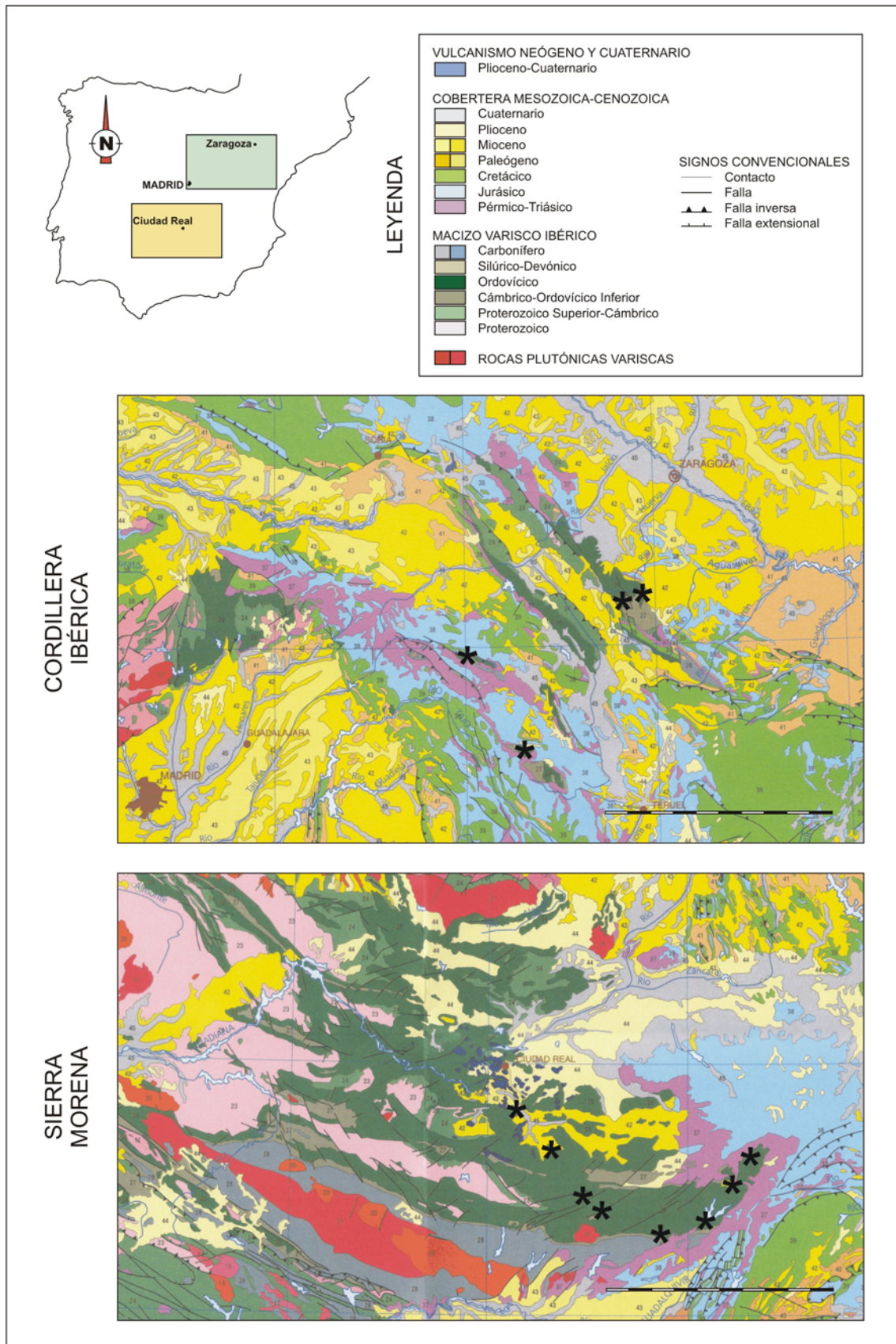
como consecuencia de la transmisión de la deformación bética en el interior del Antepaís Ibérico. El resultado más aparente de este proceso fue el rejuvenecimiento del relieve diferencial dibujado por las estructuras variscas.

Considerando el estilo de deformación al que, durante la Orogenia Alpina, se han visto sometidas estas regiones, ambas se incluyen dentro de las Cadenas del Antepaís Ibérico (De Vicente *et al.*, 2004), si bien cada una de las áreas analizadas, pertenecen a un grupo diferente dentro de la clasificación de este tipo de estructuras, dependiendo del mecanismo de deformación y del régimen tectónico (fig. 1.7).

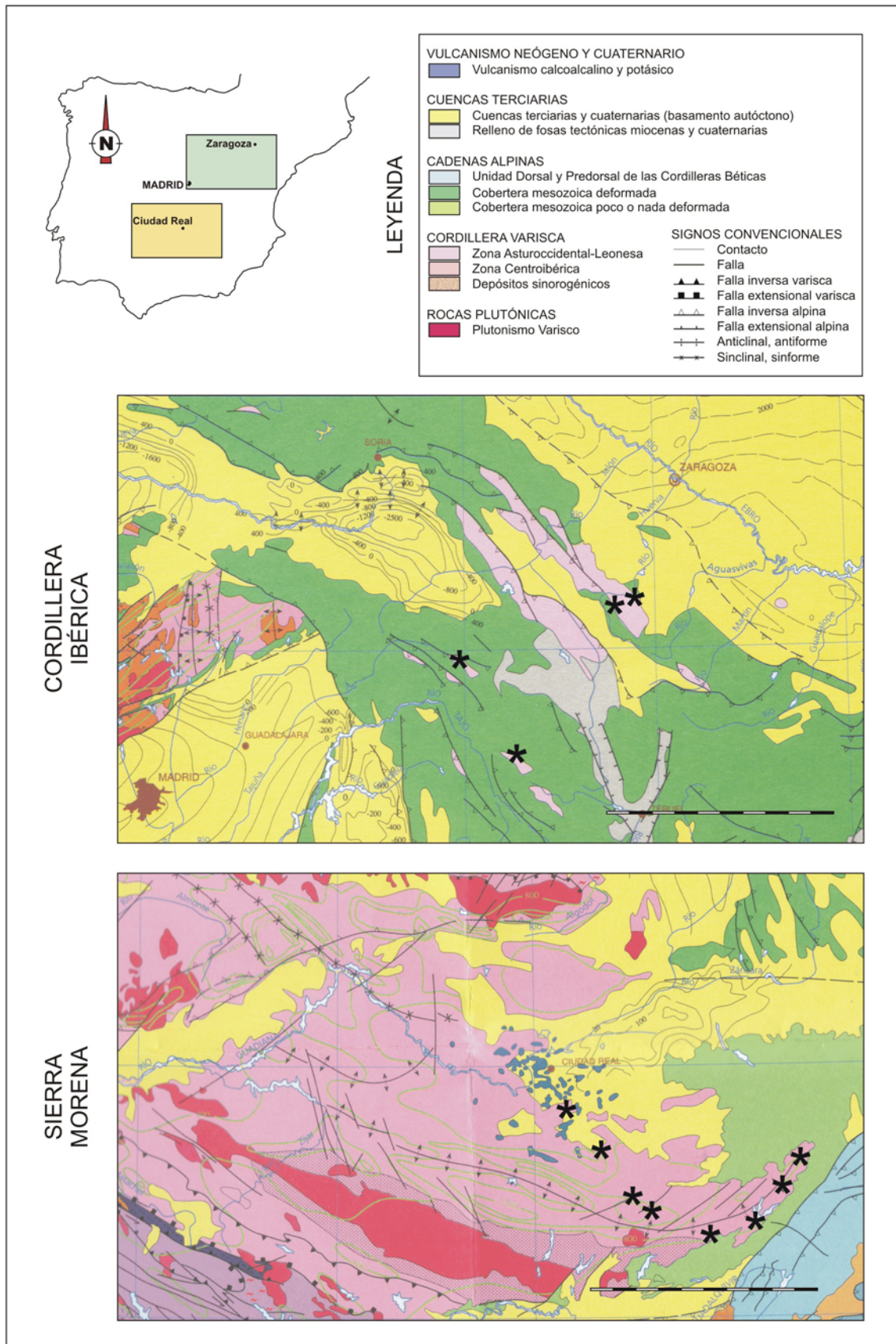
		MECANISMO DE DEFORMACIÓN			
		PIEL GRUESA		PIEL FINA	
		CON DESPEGUE EN LA COBERTERA	CON DEFORMACIÓN EN EL BASAMENTO	CON TEGUMENTO	SIN TEGUMENTO
REGIMEN TECTÓNICO	COMPRESIVO	 <p>Sierra de Bascuñana Sierra de Altomira</p>	 <p>Arco Montalbán de la Cordillera Ibérica Sector oriental del Sistema Central</p>	 <p>Cameros-Demanda* Sector Intermedio del Sistema Central Serra Montejunto</p>	 <p>Sierra de Gredos* Montes de Toledo* Cadenas NO* Sierra de Guadalupe Sierra de Gata Sierra Morena Serra da Estrella</p>
	DESGARRE	 <p>Rama Castellana de la Cordillera Ibérica</p>	<p><b>LEYENDA</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: yellow; border: 1px solid black;"></span> Cuencas</li> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: green; border: 1px solid black;"></span> Cobertera</li> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: brown; border: 1px solid black;"></span> Tegumento</li> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: gray; border: 1px solid black;"></span> Basamento</li> </ul>	 <p>Enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica</p>	 <p>Sist. F. Pontevedra* Sist. F. As Pontes* Sist. Falla Vilarica* Sist. Falla Plasencia* Sist. F. Regua-Verín*</p>
		ORIGEN DE LOS ESFUERZOS		Pirenaicos (* con actividad neógena)	
				Béticos	

**Figura 1.7.-** Tipos de Cadenas del Antepaís Ibérico según el mecanismo de deformación y el régimen tectónico, bloques diagramas y ejemplos. Las cadenas objeto de estudio aparecen subrayadas. Adaptada de De Vicente *et al.* (2004).

Así, en función del mecanismo de deformación la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica se corresponde con un estilo tipo *piel gruesa*, con despegues en la cobertera, mientras que la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y Sierra Morena presentan un estilo de deformación de *piel fina*, con y sin tegumento, respectivamente (fig. 1.7).



**Figura 1.8.-** Extracto del Mapa Geológico de España a escala 1: 2.000.000 del Instituto Geológico y Minero de España. La escala gráfica representa 100 kilómetros y los asteriscos indican la situación de los afloramientos investigados.



**Figura 1.9.-** Extracto del Mapa Tectónico de España a escala 1: 2.000.000 del Instituto Geológico y Minero de España. La escala gráfica representa 100 kilómetros y los asteriscos indican la situación de los afloramientos investigados.

---

Al considerar el régimen tectónico que dio lugar a estas estructuras, Sierra Morena se originó bajo un régimen compresivo y ambas ramas de la Cordillera Ibérica lo hicieron bajo un régimen de desgarre.

#### **1.4.- ANTECEDENTES SOBRE CONODONTOS Y ESTUDIOS DE MICROFACIES EN MATERIALES DEL ORDOVÍCO SUPERIOR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA**

El número de publicaciones relacionadas con la presencia de conodontos ordovícicos en el ámbito de la Península Ibérica es reducido, superando apenas la veintena de trabajos. De ellos, la mayoría se refieren a las asociaciones del Ordovícico Superior, no obstante también se ha documentado la presencia de conodontos en materiales del Ordovícico Inferior y Medio de la Península Ibérica (Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 1995a; Sarmiento y Gutiérrez-Marco, 1999). Si además tenemos en cuenta que los primeros estudios referidos a este grupo, en el intervalo temporal considerado (Ordovícico) se iniciaron hace algo menos de cinco décadas, es fácil comprender que nos encontramos aún en los estadios iniciales de conocimiento dentro de esta línea de investigación.

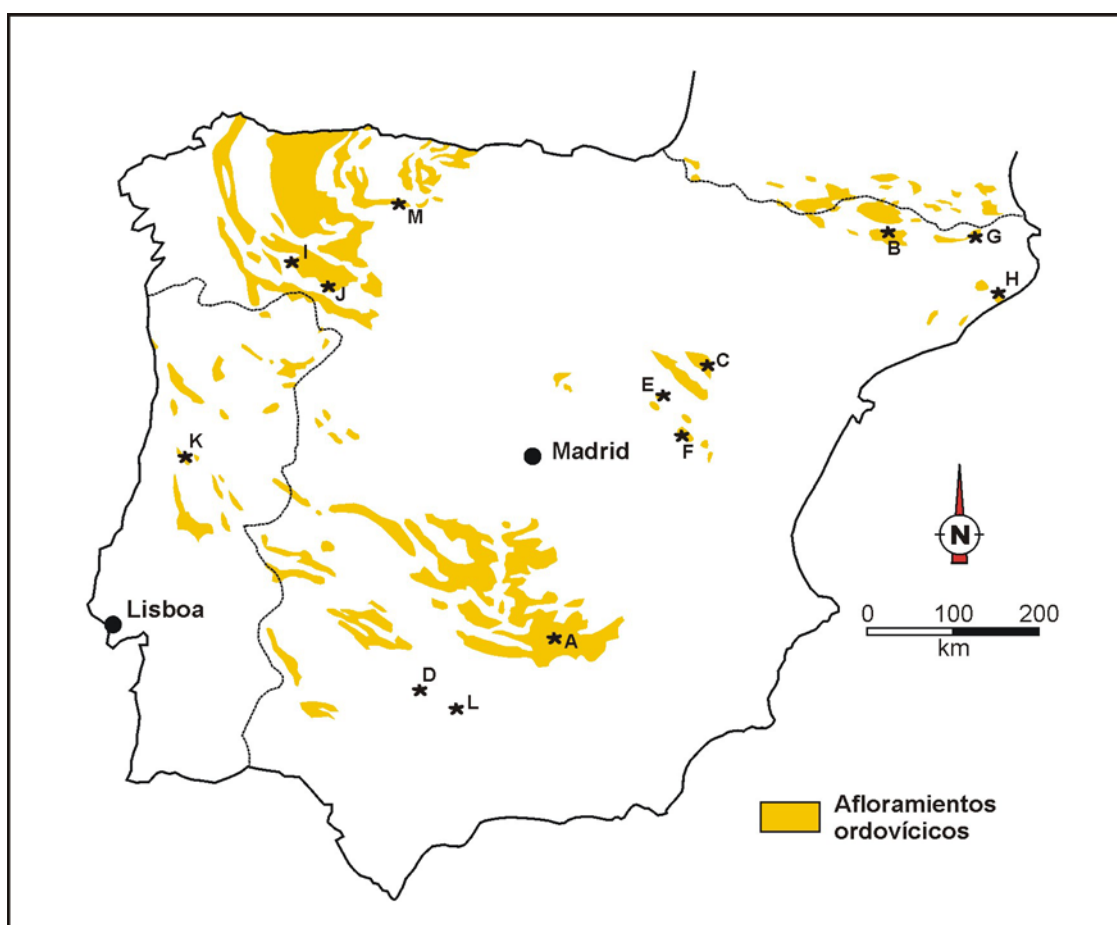
Una causa que necesariamente ha de ser tenida en cuenta a la hora de interpretar esta escasez de referencias bibliográficas es que, a diferencia de otros Sistemas, como puedan ser el Devónico o el Carbonífero, los sedimentos registrados durante el Ordovícico, en la Península Ibérica, son de naturaleza eminentemente siliciclástica, y puesto que estas facies no resultan las más apropiadas para obtener conodontos, la mayoría de los estudios quedan reducidos a los materiales carbonatados que aparecen a techo de las secuencias ordovícicas (fig. 1.10).

Fuganti y Serpagli (1968) refirieron el primer hallazgo de conodontos del Ordovícico Superior de la Península Ibérica en la “Caliza Urbana” de Sierra Morena. Estos autores analizaron dos muestras procedentes del Sinclinal de Viso del Marqués (Ciudad Real). De éstas, una corresponde a calizas de tonos rosados con crinoides y otra a calizas arenosas grises con braquiópodos y crinoides; sólo la primera proporcionó conodontos. El listado presentado por Fuganti y Serpagli (*op. cit.*) incluye 21 morfoespecies pertenecientes a 15 morfogéneros. A partir de la asociación determinada, Fuganti y Serpagli (1968) asignaron una edad Ashgill inferior a estos materiales, resaltando además su semejanza con las faunas descritas en la “Tonflaserkalke” de los Alpes Cárnicos (Serpagli, 1967) y en el “Kalkbänk des Oberen Erzhorizont” de Turingia (Knüpfer, 1967). Es destacable que, junto con el análisis micropaleontológico llevado a cabo por Fuganti y Serpagli (*op. cit.*), el trabajo recoge una descripción petrográfica detallada de los materiales investigados.

Posteriormente, Hartevelt (1970) señaló la presencia de conodontos en las margas y calizas que constituyen la Formación Estana en los Pirineos Centrales, datándolos como Caradoc superior-Ashgill inferior.

Carls (1975) analizó los materiales del Ordovícico en la Cadena Ibérica oriental (Rama Aragonesa) que afloran en los alrededores de las localidades de Luesma y

Fombuena (Zaragoza). En la sección del Barranco de La Peña procesó cinco muestras, tomadas de base a techo en la Formación Caliza de Cistoideos, obteniendo 31 morfoespecies de conodontos. Carls (*op. cit.*) no encontró una gran similitud entre la asociación de conodontos que determinó y la referida por Fuganti y Serpagli (1968) para el Ashgill inferior de la “Caliza Urbana” en Sierra Morena, señalando, por otra parte, que la mayoría de estos taxones aparecen también en el “Kalkbänk des Oberen Erzhorizont” de Turingia (Alemania) considerado por Knüpfers (1967) en el límite Caradoc-Ashgill. Carls (1975) asigna estos materiales al intervalo Ashgill inferior-superior. Otro aspecto reseñable de la investigación llevada a cabo por Carls (*op. cit.*) es que interpreta los cantos de caliza, que aparecen distribuidos irregularmente en las pizarras de la Formación Orea, como resultado de la erosión de la Fm. Caliza de Cistoideos.



**Figura 1.10.-** Situación de los afloramientos con conodontos del Ordovícico Superior conocidos en el ámbito peninsular. **A:** “Caliza Urbana”/“Bancos Mixtos” (Fuganti y Serpagli, 1968; Hafenrichter, 1979, 1980; Sarmiento, 1990, 1993; Sarmiento *et al.*; 2000b; del Moral, 2002a, 2002b, 2004); **B:** Fm. Estana (Hartevelt, 1970); **C:** Fm. Caliza de Cistoideos/Fm. Orea (Carls, 1975; Kolb, 1978; Hafenrichter, 1980; Sarmiento, 1993; del Moral, 2005); **D:** Caliza de Pelmatozoos (Robardet, 1976, 1982a; Hafenrichter, 1980; Sarmiento, 1993); **E:** Fm. Ojos Negros (Hafenrichter, 1979); **F:** Fm. Orea (Hafenrichter, 1979; Sarmiento, 1993); **G:** Fm. El Baell (Robert, 1980; Sanz López, 1988; Sanz López y Sarmiento, 1995); **H:** Fm. Mas Cals (Sarmiento *et al.*, 1995b); **I:** Fm. Aquiana (Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 1999); **J:** Fm. Casaio/Fm. Rozadais (Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 1999); **K:** Fm. Ferradosa (Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 2000a, 2001), **L:** olistolitos de Adamuz (Sarmiento y Gutiérrez-Marco, 1999) y **M:** “Unidad calcárea superior” en Portilla de Luna (del Moral *et al.*, 2003; del Moral, 2003).

Kolb (1978), en su trabajo inédito de licenciatura, complementó el estudio desarrollado por Carls (1975) en el sector sur-oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, con dos nuevos hallazgos. Por un lado, determinó la presencia de conodontos, concretamente *Icriodella* sp., en las margas que constituyen el Miembro Piedra del Tormo de la Formación Fombuena, siendo éste el primer conodonto de edad Caradoc descrito en la Península Ibérica. Además, Kolb (*op. cit.*) obtuvo conodontos de los cantos calcáreos de la Fm. Orea. La asociación, que incluye 10 morfoespecies adscritas a 7 morfogéneros, presenta un gran parecido con la descrita por Carls (1975), demostrando así la procedencia de estos cantos y la existencia de una discontinuidad erosiva entre la Fm. Caliza de Cistoideos y las pizarras de Orea. Kolb (1978) es el primer autor que figura parte de los especímenes referidos.

Hafenrichter (1979) llevó a cabo un completo estudio de las calizas “ashgillenses” de España, analizando tanto las microfacies como el contenido paleontológico de 20 afloramientos, pertenecientes a la Cordillera Costero-Catalana; la Cordillera Ibérica (incluyendo ambas ramas) y Sierra Morena (considerando la Zona Centroibérica y la Zona de Ossa-Morena). Respecto a la presencia de conodontos en los materiales analizados, Hafenrichter (*op. cit.*) presenta un listado de 33 morfogéneros obtenidos en 10 de las secciones por ella investigadas. Esta autora no llevó a cabo determinaciones a nivel específico.

Hafenrichter (1980), en un trabajo acerca de los límites inferior y superior del Ordovícico en la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental, determina que la edad de la “Caliza Urbana” en Corral de Calatrava (Ciudad Real) debe ser Ashgill inferior, dado que la asociación de conodontos presente en estos materiales es la misma que la descrita por Fuganti y Serpagli (1968).

El mismo año Robert (1980) asigna una edad Caradoc a los materiales carbonatados de la Formación de El Baell (en el valle del Freser, Ripollés), basándose en la presencia de la especie *Rhodesognathus elegans* dentro de la asociación de conodontos obtenida en dichos materiales. Es importante destacar que el trabajo de Robert (*op. cit.*) marca un punto de inflexión en la línea de investigación de los conodontos ordovícicos de la Península Ibérica, ya que los autores posteriores prescinden de la morfotaxonomía y utilizan la taxonomía multielemental.

Robardet (1982b) menciona la presencia de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, taxón nominal de la Biozona que caracteriza al Ashgill, en materiales de la “Caliza de Pelmatozoos” de la zona de Constantina (Sevilla), donde previamente (Robardet, 1976) había señalado la presencia de conodontos y trilobites ordovícicos.

El informe llevado a cabo por Sanz López (1988), con motivo de la realización de la Hoja N° 256 (Ripoll) de la Serie MAGNA a escala 1: 50.000, incluyó un análisis de las calizas con crinoides que aparecen a techo de la serie de los «*schistes troués*», definida en la Unidad tectónica de Bruguera (Pirineos Catalanes). En uno de los niveles investigados, Sanz (*op. cit.*) reconoció una asociación de conodontos constituida por *Amorphognathus* cf. *ordovicicus*, *Panderodus gracilis*, *Walliserodus*

---

*amplissimus* y *Scabbardella altipes*, aunque señala que la ausencia del elemento holodontiforme de *Amorphognathus*, considerado diagnóstico a nivel específico, no permite realizar la asignación taxonómica con seguridad. La fauna acompañante y la presencia de *W. amplissimus*, de acuerdo con las asociaciones descritas por Serpagli (1967) y Orchard (1980), parecen indicar que el nivel contiene conodontos característicos del Ashgill inferior. Por cortesía del Dr. Sanz, hemos tenido acceso, tanto al informe referido, como a las colecciones de conodontos, corroborando sus identificaciones. Sanz (1988) señaló, además, que los materiales estudiados por Robert (1980), bajo la denominación de Formación de El Baell y datados como Caradoc, corresponden a estos materiales, sugiriendo que la base de la Formación es de edad Caradoc y el techo Ashgill inferior, siendo, por tanto, equivalente a la Formación Estana investigada por Hartevelt (1970).

Sarmiento (1990) presentó los datos preliminares obtenidos del muestreo detallado (analizando un total de 15 muestras) de las secciones de Corral de Calatrava investigadas previamente por Hafenrichter (1979, 1980), adscribiendo las asociaciones de conodontos a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* y datando los materiales de la “Caliza Urbana” como Ashgill (exceptuando parte del Pushgillense y el Hirnantense terminal).

Sarmiento *et al.* (1992) realizaron el primer hallazgo de conodontos ordovícicos en el NO de la Península Ibérica, obtenidos tras el tratamiento de los cantos calcáreos englobados en la Formación Rozadais del Sinclinorio de Truchas (provincias de León y Orense). Sarmiento *et al.* (*op. cit.*) reconocieron la presencia de 5 especies, pertenecientes a 5 géneros distintos, que adscriben a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* y asignan una edad Ashgill a estos materiales.

Sarmiento (1993) realizó una primera aportación, de carácter general, al conocimiento de los conodontos ordovícicos de la Península Ibérica. En su trabajo, hasta el momento inédito, se presentan los resultados del análisis de diferentes unidades del Ordovícico Medio y Superior de la Zona de Ossa-Morena y la zona surcentroibérica. Desde un punto de vista taxonómico caracterizó, describió e ilustró 35 taxones de conodontos ordovícicos, revisando además, en términos de taxonomía multielemental, los datos aportados previamente por Fuganti y Serpagli (1968), Carls (1975), Kolb (1978) y Hafenrichter (1979). La mayor parte de la información presentada por Sarmiento (*op. cit.*) corresponde a materiales cuyas asociaciones de conodontos caracterizan la Zona de *Amorphognathus ordovicicus*, y se adscriben a la biofacies *Sagittodontina-Scabbardella* (Provincia Mediterránea del Dominio Nordatlántico de conodontos).

Sanz López y Sarmiento (1995) analizaron las calizas ordovícicas de la Unidad de Bruguera, en el Valle del Freser (Girona) datada por Robert (1980) como Caradoc, obteniendo, en dos muestras de esta unidad, asociaciones correspondientes a la Zona de *Amorphognathus ordovicicus* (Pushgillense superior-Hirnantense inferior). Según Sanz López y Sarmiento (*op. cit.*) el hallazgo de un elemento de *Rhodesognathus elegans* en una muestra de Robert (1980) posiblemente señala el Cautleyense y atribuyen una edad similar a la Fm. Estana en base a la presencia de *Icriodella superba* junto a *Amorphognathus ordovicicus*.

Sarmiento *et al.* (1995b) describieron por primera vez la presencia de conodontos del Ordovícico Superior en el sector nororiental de la Cordillera Costero Catalana, concretamente en los niveles calcáreos de la Formación Mas Cals (Macizo de Les Gavarres), identificando 11 taxones pertenecientes a 8 géneros multielementales. Aunque las determinaciones taxonómicas llevadas a cabo por Sarmiento *et al.* (*op. cit.*), debido al estado de conservación de los especímenes recuperados, se realizaron en nomenclatura abierta, consideraron la asociación indicativa de la Zona *Amorphognathus ordovicicus*, de edad Ashgill y la adscriben a la Provincia Mediterránea del Dominio Nordatlántico de conodontos.

Sarmiento *et al.* (1998) analizaron el índice de alteración del color de los conodontos del Ordovícico Superior de la Península Ibérica obteniendo valores para éstos entre la diagénesis y el metamorfismo de grado bajo.

Sarmiento *et al.* (1999) ampliaron el número de localidades y unidades conocidas con conodontos ordovícicos del sector nor-occidental de la Península, refiriendo la presencia de estos microfósiles en los Sinclinales de Caurel-Peñalba y de Truchas (Fm. La Aquiana, Fm. Casaio -calizas "del Trigal"- y Fm. Rozadais). En función de las asociaciones descritas, que incluyen 6 géneros multielementales, dataron la parte inferior de la Fm. La Aquiana, anteriormente adscrita al Silúrico Inferior, como Ordovícico Superior (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) en base a la presencia de *Amorphognathus* sp. y *Sagittodontina robusta*, pese a no identificar el taxón nominal de la Biozona propuesta. Respecto a la Fm. Casaio, también asignada al Ordovícico Superior, los autores plantean la posible correspondencia con la parte alta de la Biozona de *Amorphognathus superbus* (Caradoc medio-Ashgill basal) o la Biozona de *A. ordovicicus* (Ashgill s.l.) puesto que entre sus asociaciones no se encuentra el taxón índice de ninguna de las dos biozonas, sin embargo parecen decantarse por la segunda de las opciones planteadas. Por último, en los cantos de naturaleza calcárea que aparecen en las pizarras de la Fm. Rozadais, Sarmiento *et al.* (1999) señalan la presencia del taxón nominal de la Biozona *Amorphognathus ordovicicus*, confirmando así la datación realizada por Sarmiento *et al.* (1992).

Sarmiento y Gutiérrez-Marco (1999) analizaron cantos calizos procedentes de las unidades olistolíticas carboníferas (sección de Valsequillo, Adamuz, Córdoba) susceptibles de corresponder al Paleozoico Inferior y, en base a las asociaciones de conodontos obtenidas, determinaron la existencia de materiales tanto del Ordovícico Inferior (Arenig medio-alto), como del Ordovícico Superior (Ashgill pre-Hirmantiense).

Sarmiento *et al.* (2000b) presentaron los datos del muestreo micropaleontológico preliminar de nuevas secciones en el área oriental de Sierra Morena, propiciado por la realización de diversas Hojas de la Serie MAGNA 1:50.000 en dicha área. Las asociaciones de conodontos obtenidas fueron adscritas a la Biozona de *A. ordovicicus* (Cautleyense-Rawtheyense en la escala regional británica).

Por su parte Sarmiento *et al.* (2000c) adscribieron la asociación de conodontos registrada en el sinclinal del Valle (Sevilla) a la zona de *Amorphognathus superbus*,

---

al aparecer en horizontes asignados al Burreliense en base a los braquiópodos y quitinozoos que contienen.

En el trabajo de Sarmiento *et al.* (2001) se refiere el hallazgo de los primeros conodontos ordovícicos de Portugal, previamente presentado en Sarmiento *et al.* (2000a). La asociación, obtenida en el Sinclinal de Buçaco (Mb. Poiares de la Fm. Ferradosa), incluye taxones representativos de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (Ashgill), de la Provincia Mediterránea del Dominio Nordatlántico. Hasta este momento existía una única referencia acerca de la presencia de conodontos ordovícicos en Portugal que aparece como datos inéditos de Young (*in* Oliveira *et al.*, 1992: 369). En este trabajo (Oliveira *et al.*, *op. cit.*) se menciona la presencia de conodontos de la Biozona de *A. ordovicicus* en la Fm. Ferradosa de Buçaco. Sin embargo, este dato no alude a la Fm. Ferradosa, sino a los conodontos procedentes de la Fm. Rosan (Península de Crozón, Francia). La confusión parte de la correlación estratigráfica propuesta por Young (1985) entre los materiales de las Formaciones Rosan y Ferradosa. Los primeros se adscriben a la “biozona 10” de conodontos, en base a los estudios realizados por Lindström y Pelhate (1971) y Paris *et al.* (1981) y aunque tal biozona no pudo ser caracterizada en Portugal, Young (1985: p. 121 *vs.* 141) la utiliza como criterio de correlación.

Del Moral (2002a y 2002b) describe e ilustra conodontos del Ordovícico Superior procedentes de cuatro nuevas localidades del Sinclinal de Guadalmez (Guadalmez, Chillón, Alamillo y San Benito), en Sierra Morena oriental. Las colecciones de conodontos obtenidas en estas secciones de la “Caliza Urbana” son características de la Biozona de conodontos de *Amorphognathus ordovicicus* (Kralodvoriense) y pueden vincularse a la Provincia Mediterránea de conodontos del Dominio Nordatlántico durante el Ordovícico Superior.

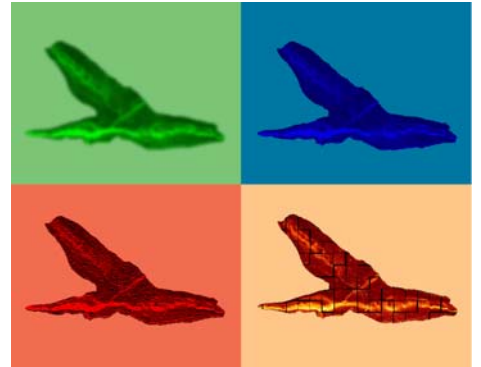
Del Moral *et al.* (2003) y del Moral (2003) refieren la aparición de los primeros conodontos del Ordovícico Superior en la “Unidad calcárea superior” del afloramiento de Portilla de Luna (León, Zona Cantábrica). La asociación obtenida, pese a su deficiente estado de conservación, se adscribe a la Biozona de *A. ordovicicus* (Kralodvoriense), dado que incluye el taxón nominal de la misma.

Uno de los últimos hallazgos, sino el último, de carácter novedoso relacionado con la presencia de conodontos del Ordovícico Superior en la Península Ibérica ha sido la obtención de estos microfósiles en los niveles carbonatados que aparecen a techo de los “Bancos Mixtos”, en dos secciones del Sinclinal de Viso del Marqués (Sierra Morena oriental), referida en del Moral (2004). La asociación descrita se caracteriza por presentar una baja diversidad taxonómica y un estado de conservación tal que no ha permitido la identificación del taxón índice de ninguna de las Biozonas de conodontos del Ordovícico Superior. Del Moral (*op. cit.*), por comparación con las asociaciones descritas por Fuganti y Serpagli (1968) y la posición estratigráfica de los materiales, le asigna una edad Berouniense Superior, que sería equivalente a la base de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* o al techo de la Biozona de *A. superbus*. Estos materiales, corresponden probablemente a las calizas arenosas grises con braquiópodos y crinoides descritas por Fuganti y Serpagli (*op. cit.*) como “Caliza Urbana” (ver capítulo 4).

El análisis taxonómico y tafonómico de las asociaciones de conodontos presentes en la Formación Caliza de Cistoideos llevado a cabo por del Moral (2005) permitió corroborar la datación realizada por Carls (1975) de estos materiales como Ashgill (Kralodvoriense).

La mayor parte de los trabajos mencionados incluyen una breve descripción de los materiales tratados, sin embargo, como se ha comentado anteriormente sólo Hafénrichter (1979) llevó a cabo un análisis pormenorizado de las microfacies que exhiben los carbonatos del Ordovícico Superior en España. A escala local hemos de destacar el análisis microfacial de la Formación Caliza de Cistoideos (Barranco de la Peña, Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) realizado por Vennin *et al.* (1998).

# METODOLOGÍA



---

Recopilación bibliográfica  
Trabajos de campo  
Trabajos de laboratorio  
Trabajos de gabinete  
Siglado y depósito del material

## **2.- METODOLOGÍA**

La metodología que se aplica en las investigaciones relacionadas con los conodontos no difiere de la que se utiliza en cualquiera de las otras disciplinas que constituyen el campo de conocimiento de la Geología, y particularmente de la Paleontología.

Las diferencias más notables con otras ramas de la Geología se establecen en la fase destinada a los trabajos de laboratorio. Las similitudes, por el contrario, se incrementan cuando nos centramos en un campo de estudio, en nuestro caso la Micropaleontología, o el estudio de los restos fósiles de tamaño microscópico, ya que en este campo las técnicas destinadas a su obtención son muy parecidas y sólo difieren en los reactivos químicos empleados, impuestos por la composición del grupo a investigar.

### **2.1.- RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA**

Una vez establecido el objetivo de la investigación se llevó a cabo una exhaustiva recopilación de la bibliografía disponible. La búsqueda de los trabajos existentes se realizó, en gran medida, haciendo uso de las bases de datos de la Biblioteca de la Universidad Complutense, principalmente “Georef”.

Las fuentes bibliográficas consultadas para la elaboración de este trabajo han sido las siguientes:

- La Biblioteca General de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.
- La Biblioteca del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.
- La Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España.
- Internet (bases de datos y publicaciones electrónicas).
- Los fondos especializados propiedad de la Dra. Graciela N. Sarmiento.
- Los fondos especializados propiedad del Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco.

### **2.2.- TRABAJOS DE CAMPO**

Determinados los afloramientos que por su edad y litología pudieran resultar de interés, con la ayuda de la bibliografía consultada y las Hojas Geológicas, escala 1:50.000, ya editadas por el Instituto Geológico y Minero de España, se realizaron diversas campañas de prospección, con el objetivo de determinar *in situ* el estado de los afloramientos y llevar a cabo una revisión de la cartografía existente en las distintas zonas.

Posteriormente, en cada una de las localidades objeto de estudio se levantaron columnas estratigráficas y se procedió al muestreo sistemático de los niveles reconocidos. Se ha intentado que las siglas de las muestras obtenidas reflejen la mayor información posible, por lo que incluyen: la inicial del nombre de la localidad más cercana al afloramiento, la inicial o iniciales de la unidad litoestratigráfica muestreada y un número que indica el nivel estratigráfico.

De cada uno de los niveles individualizados se recogieron de uno a tres kilogramos de material, para su posterior procesado en el laboratorio. Siempre que las condiciones de afloramiento y el estado de la roca lo permitió, el muestreo se llevó a cabo en los planos de estratificación, puesto que al constituir una superficie de interrupción en la sedimentación ofrecen mayores probabilidades de acumulación de restos (Sarmiento, 1993).

## **2.3.- TRABAJOS DE LABORATORIO**

Las tareas de laboratorio comenzaron con la separación de cada una de las muestras obtenidas en campo para tres fines diferentes. La mayor parte del material recogido se utilizó para la obtención de conodontos. Una pequeña cantidad se destinó a la confección de láminas delgadas y el resto se reservó para posteriores investigaciones y como material documental.

En total se han tratado 142 muestras para el estudio micropaleontológico y se han realizado 155 láminas delgadas procedentes de los 23 afloramientos estudiados.

Las tareas de laboratorio se llevaron a cabo en el Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM).

### **2.3.1.- Tratamiento de las muestras para conodontos**

Las técnicas empleadas en Micropaleontología para la extracción de fósiles no varían significativamente de unos grupos a otros, ya que, debido al pequeño tamaño de los restos el procedimiento habitual se basa en el ataque mecánico y/o químico de los materiales en los que están incluidos (Harris y Sweet, 1989). Las mayores diferencias se producen en el tipo de reactivos químicos que se emplean en función de la litología y la naturaleza de los restos que se pretenden obtener.

Dentro del campo de estudio de los conodontos son numerosos los trabajos dedicados a estas cuestiones (p. ej. Collinson, 1963, 1965; Lindström, 1964; Dégardin, 1975; Vrielynck, 1982; Jeppsson *et al.*, 1985; Barnes *et al.*, 1987; Belka *et al.*, 1987, 1989; Burnett y Smith, 1987; Merrill *et al.*, 1987; Stone, 1987; Harris y Sweet, 1989; Pérez Mazarío *et al.*, 1992; Jeppsson y Anehus, 1995; Carls y Slavík, 2005). Tras examinar cada una de las técnicas descritas se optó por aquella que resultase más eficaz y rápida en el tratamiento de materiales carbonatados y rocas con cemento carbonatado.

Como primer paso, las muestras aquí investigadas se lavaron con ayuda de un cepillo de cerdas metálicas para eliminar la pátina de alteración de la roca, y evitar

---

así posibles contaminaciones. Después, los bloques se redujeron de tamaño, utilizando una cizalla hidráulica, con el fin de lograr fragmentos de pequeño tamaño, entre dos y cuatro centímetros de lado, de manera que la superficie de muestra expuesta al ataque químico fuera lo mayor posible.

Posteriormente las muestras fueron introducidas, para su disolución, en cubos de polietileno (Collinson, 1963). Según la sugerencia de Müller (1962) y Jeppsson *et al.* (1985) es conveniente colocar las muestras suspendidas dentro de los cubos para acelerar la reacción y evitar que la arcilla insoluble la inhiba, además Jeppsson *et al.* (*op. cit.*) señalan que esta práctica protege a los conodontos de posibles daños mecánicos por lo que consideramos oportuno seguir dicha recomendación. También resulta apropiado (Stone, 1987) cubrir los cubos, ya que la efervescencia producida por la liberación de CO<sub>2</sub> puede ser muy violenta en rocas ricas en carbonato, al menos durante las primeras horas de procesado, si bien, dado que las muestras se mantuvieron bajo una campana de gases durante todo el tiempo que duró el ataque químico no fue necesario tomar otras precauciones.

La cantidad de roca por cubo puede variar entre 0,5 y 2,5 kg, dependiendo de las necesidades, sin embargo Stone (1987) señala que la cantidad idónea es de 1 a 2 kg. En nuestro caso de las muestras de caliza s.s. se procesaron aproximadamente 2 kg de material, mientras que de las muestras correspondientes a margas y dolomías se trató sólo 1 kg, debido a la mayor resistencia que ofrecen al ataque químico (tabla 2.1). Para que los posteriores análisis de abundancia y diversidad pudieran ser comparados, las muestras se pesaron, utilizando una balanza digital de precisión  $\pm 0,1$  g.

muestra	kg tratados	residuo (g)	muestra	kg tratados	residuo (g)	muestra	kg tratados	residuo (g)
L-CC1	0,865	36,3	FA()-CC4b	0,998	52,9	F(A)-CC45	2,058	3,5
L-CC3	0,835	7,9	F(A)-CC5a	1,016	53,5	F(A)-CC47	1,475	5,8
L-CC5	0,824	21,9	F(A)-CC5b	1,237	100,3	F(A)-CC48	1,666	15,7
L-CC7	1,181	50,3	F(A)-CC6	1,438	38,1	F(A)-CC49	1,245	6,8
L-CC9	1,803	69,0	F(A)-CC7	1,217	8,4	F(A)-CC51	1,090	17,3
L-CC11	1,539	11,1	F(A)-CC8	1,363	4,8	F(A)-CC52	2,039	28,5
L-CC13	1,191	38,1	F(A)-CC10	1,360	4,9	F(A)-CC53	1,701	14,5
L-CC14	0,929	28,9	F(A)-CC11	1,822	5,1	F(A)-CC55	1,535	11,1
L-CC15	1,072	50,1	F(A)-CC13	2,193	9,2	F(A)-CC56	1,614	20,3
L-CC16	0,925	33,6	F(A)-CC15	1,579	2,7	F(A)-CC57	1,387	10,5
L-CC17	1,704	75,8	F(A)-CC17	1,951	12,1	F(A)-CC58	3,576	36,1
L-CC18	0,817	32,6	F(A)-CC19	2,173	15,3	F(B)-CC1	1,836	12,4
L-CC19	1,330	39,6	F(A)-CC20	1,982	21,7	F(B)-CC2	2,026	15,3
L-CC20	1,027	16,4	F(A)-CC21	2,058	10,1	F(B)-CC3	1,955	11,8
L-CC21	1,124	68,8	F(A)-CC23	1,774	4,3	F(B)-CC4	1,888	3
L-CC23	1,242	73,6	F(A)-CC25	1,981	6,9	F(B)-CC5	1,923	3,6
L-CC24	1,467	38,8	F(A)-CC27	1,745	4,7	F(B)-CC6	2,008	12
L-CC25	1,136	22,5	F(A)-CC29	1,751	5,9	F(B)-O1	0,324	2,1
L-CC27	1,403	73,1	F(A)-CC31	1,395	3,7	F(B)-O2	0,309	1,1
L-CC29	1,252	60,7	F(A)-CC33	1,251	4,4	F(B)-O3	0,617	0,9
F(A)-PT3	1,046	51,9	F(A)-CC35	1,372	8,8	F(B)-O4	0,159	0,5
F(A)-CC1a	0,998	52,9	F(A)-CC36	1,374	4,6	F(B)-O5	0,126	0,6
F(A)-CC1b	1,016	53,5	F(A)-CC38	1,585	7	Ar(A)-ON1	0,875	0,4
F(A)-CC1c	1,237	100,3	F(A)-CC39	1,321	10,3	Ar(A)-ON2	0,586	0,2
F(A)-CC1d	1,438	38,1	F(A)-CC41	1,448	9,4	Ar(A)-ON3	1,341	0,6
F(A)-CC3	1,217	8,4	F(A)-CC42	1,463	17,1	Ar(B)-ON1	1,127	2,2
F(A)-CC4a	1,046	51,9	F(A)-CC43	1,556	8,9	Ar(B)-ON2	1,218	74,5

**Tabla 2.1.-** Peso procesado de cada una de las muestras tratadas y peso del residuo sólido insoluble obtenido tras el tratamiento químico de las mismas.

muestra	kg tratados	residuo (g)	muestra	kg tratados	residuo (g)	muestra	kg tratados	residuo (g)
Ar(B)-ON3	1,311	3,2	CC(B)-CU4b	1,794	29	VM(A)-CU4i	2,163	20,4
Ar(C)-ON	1,287	0,8	CC(B)-CU5	2,131	25,1	VM(A)-CU4j	1,404	8,3
Ar(D)-ON	1,015	1,4	H-BM1	1,918	5,4	VM(A)-CU5a	1,654	13,5
P-ON	0,851	49	H-CU1	1,990	15,8	VM(A)-CU5b	0,757	24,4
Ch(A)-ON4	0,479	36,1	H-CU3	0,991	7,8	VM(A)-CU5c	1,239	27,7
Ch(B)-O1	0,140	1,5	H-CU5	1,223	8,8	VM(A)-CU5d	1,130	19
Ch(B)-O2	0,052	1,8	H-CU6	1,705	5,4	VM(A)-CU5e	1,783	78
Ch(B)-O3	0,067	1,8	H-CU7	2,021	9,8	VM(B)-BM7	1,325	9,6
Ch(B)-O4	0,063	0,2	H-CU8	2,414	21,4	VM(B)-CU2	1,055	6,8
Ch(B)-O5	0,333	2	VSC-BM3	1,259	2,6	VM(B)-CU8	1,338	6,5
Ch(B)-O6	0,111	0,7	VSC-CU1	1,232	10	VM(C)-CU26	1,246	18
Ch(B)-O7	0,118	3,1	VSC-CU2	1,243	4	VM(C)-CU29	1,308	16,4
Ch(B)-O8	0,191	5,8	VM(A)-BM3	0,746	7,5	VM(C)-CU32	1,189	11,4
CC(A)-BM2	1,891	71,9	VM(A)-BM5	1,166	16,3	VM(C)-CU39	1,334	7,1
CC(A)-CU2a	2,018	20,4	VM(A)-BM9	2,058	9,4	V-CU	1,117	18,1
CC(A)-CU2b	1,936	6,5	VM(A)-CU1	0,975	38,8	PP-CU1	1,129	22,5
CC(A)-CU2c	2,060	7,7	VM(A)-CU2	0,986	11,7	PP-CU2	0,889	9,2
CC(A)-CU2d	1,958	4,7	VM(A)-CU4a	1,022	10,3	PP-CU5	1,155	16,2
CC(A)-CU3a	2,073	7,6	VM(A)-CU4b	1,224	14	T-CU7	1,242	53,9
CC(A)-CU3b	2,008	7,9	VM(A)-CU4c	1,288	8,8	T-CU8	1,221	26,7
CC(A)-CU4	1,809	8,8	VM(A)-CU4d	0,994	5,8	Al(A)-CU4a	1,410	54,8
CC(B)-BM2	2,135	52	VM(A)-CU4e	1,110	4,5	Al(A)-CU4b	1,036	74,4
CC(B)-CU2	1,885	46	VM(A)-CU4f	1,148	14,7	Al(B)-CU	1,371	64,8
CC(B)-CU3	1,790	14,3	VM(A)-CU4g	1,739	7,5	Al(C)-CU	2,001	16,1
CC(B)-CU4a	2,041	3,9	VM(A)-CU4h	0,988	15,7			

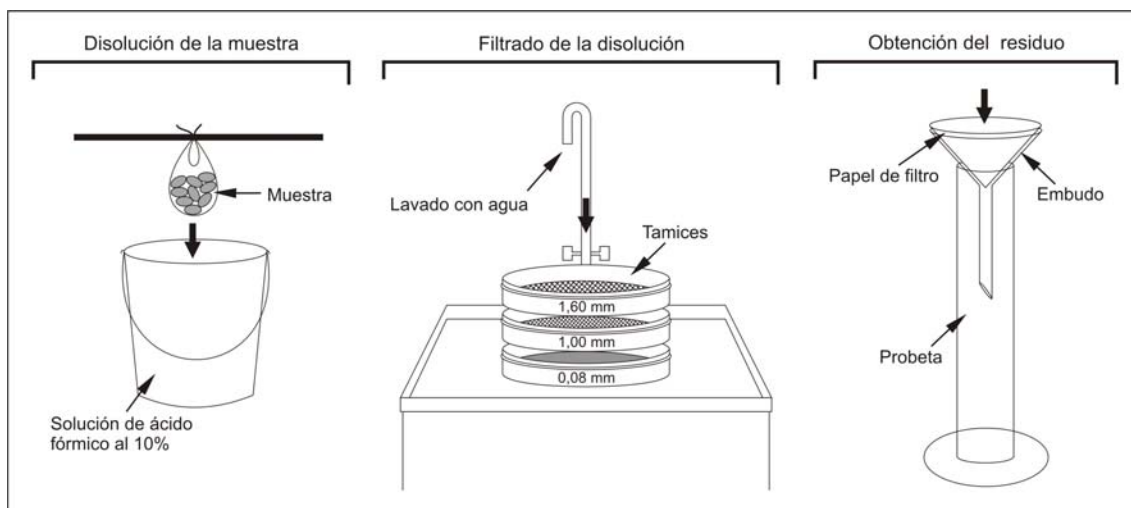
**Tabla 2.1** (continuación).- Peso procesado de cada una de las muestras tratadas y peso del residuo sólido insoluble obtenido tras el tratamiento químico de las mismas.

Los dos ácidos más utilizados para la extracción de conodontos a partir de rocas carbonatadas son el ácido acético y el ácido fórmico. El ácido acético ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) fue propuesto por Saint Clair (1935) como un método para obtener residuos insolubles de rocas calizas, y ha sido utilizado por los especialistas en conodontos al menos desde el trabajo de Graves y Ellison (1941). En la segunda mitad del siglo XX muchos especialistas comenzaron a utilizar ácido fórmico ( $\text{HCOOH}$ ), porque trabaja más rápido que el acético y probablemente es más efectivo cuando el material tiene altas proporciones de arcillas (Ziegler *et al.*, 1971). Otros reactivos, cuyo uso está menos extendido son el ácido monocloroacético ( $\text{ClCH}_2\text{COOH}$ ), señalado como una alternativa más rápida y eficaz para el procesamiento de dolomías y calizas arcillosas (Beckmann, 1952), cuyo uso fue abandonado paulatinamente en favor de los dos anteriores; el ácido clorhídrico (Dorning *in Barnes et al.*, 1987), utilizado para extraer de manera conjunta conodontos y palinomorfos de calizas; y el ácido fluorhídrico (HF) (Orchard, 1987), tradicionalmente utilizado en rocas silíceas.

El uso de estos reactivos no garantiza la conservación de los elementos conodontales. En el caso del ácido acético Jeppsson *et al.* (1985) demostraron que, en algunos casos, media hora en una solución de ácido acético es suficiente para dañar los elementos debido a la producción de acetato cálcico y al cambio de pH. Así, hasta que no se ha formado suficiente acetato cálcico para inhibir la reacción, los propios conodontos pueden resultar atacados. Estos autores (Jeppsson *et al.*, 1985) determinaron que una solución con un 7% de ácido acético y un 2% de acetato cálcico no es agresiva frente al fosfato cálcico y sugieren utilizar una solución formada por ácido acético concentrado al 7%, un 63% de agua y un 30% de la solución filtrada después de la disgregación de muestras previas (“sopa de acetato”).

Respecto al uso del ácido fórmico, que también puede destruir los conodontos (Ziegler *et al.*, 1971), Jeppsson y Anehus (1995) señalaron que la concentración inicial de ácido debe estar por debajo del 15,9%, siendo el porcentaje óptimo un 10,6%, y recomendaron que se añada a la solución carbonato cálcico (20-30 g/litro) y fosfato tricálcico (1,2-0,7 g/litro) para reducir los daños sobre los elementos de fosfato cálcico.

En nuestro caso, las muestras fueron sumergidas, hasta quedar completamente cubiertas, en una solución caliente de ácido al 10% durante un periodo de tres a cinco días, tiempo tras el cual se pueden disgregar aproximadamente 300 g de muestra, dependiendo de la composición de la misma. Posteriormente, las muestras se lavaron para obtener el residuo resultante del ataque (fig. 2.1). Al comienzo de nuestra investigación se utilizó como reactivo el ácido acético, pero posteriormente optamos por el ácido fórmico, ya que acelera la reacción, disminuyendo el tiempo destinado al tratamiento de las muestras. Como la mezcla de ácido acético y fórmico es altamente corrosiva para los conodontos (Rixon, 1976), las muestras que fueron tratadas con ambos reactivos se limpiaron cuidadosamente antes de cambiar un ácido por otro.



**Figura 2.1.-** Representación esquemática de los pasos seguidos para la obtención de los conodontos que integran nuestras colecciones.

Durante el tiempo que utilizamos el ácido acético no se empleó la solución tampón propuesta por Jeppsson *et al.* (1985) puesto que no disponíamos de ningún mecanismo para recuperar la “sopa de acetato”. Tampoco se empleó con el ácido fórmico, porque dada la concentración de ácido utilizada (10%) y el tiempo medio de tratamiento (cuatro días) no se ha observado que resulte agresivo para los elementos conodontales.

El residuo resultante de la disgregación se tamizó (Rixon, 1976) para obtener las fracciones de distinto tamaño. Nosotros hicimos pasar la solución y el residuo por tamices de malla 1,60, 1,00 y 0,08 milímetros, recuperando así los fragmentos de tamaño superior a 1,60 mm (que fueron nuevamente sometidos a la acción del ácido hasta su completa disolución) y eliminando la mayor parte de las arcillas. El tamaño de los tamices se escogió teniendo en cuenta que el intervalo 0,08-1,00

mm es el más idóneo para la búsqueda de conodontos de la edad considerada (Sarmiento, 1993).

Se han descrito numerosas técnicas para separar y concentrar los conodontos basadas en las propiedades físico-químicas de los mismos:

- La separación electromagnética, descrita por primera vez por Dow (1960), se basa en la baja susceptibilidad magnética que presentan los conodontos (diamagnéticos), lo que permite separarlos del resto de materiales del residuo en dos fases. En la primera se separan los componentes ferromagnesianos y en la segunda los componentes paramagnéticos, como la dolomita (Stone, 1987).

- Separación con líquidos densos: La densidad relativa de los conodontos (2,84-3,10) (Ellison, 1944) es mayor que la del resto de minerales comunes en los residuos, por lo que pueden utilizarse líquidos densos, comúnmente bromoformo y tetrabrometano, para concentrarlos. Sin embargo, estas sustancias son altamente tóxicas por lo que su empleo no es recomendable. El politungstato de sodio, es una alternativa no tóxica con un rango de densidad relativa de 1,0 a 3,1 (Merrill, 1987a; Savage, 1988; Pérez-Mazarío *et al.*, 1992).

- Los métodos interfaciales de separación basados en las propiedades lipofílicas de las partículas fosfáticas (Freeman, 1982) han sido adaptados a la concentración de elementos conodontales (Merrill, 1985, 1987b). La idea básica de este método es que, en una mezcla de agua y keroseno, los conodontos tienden a concentrarse en el keroseno. Pese a que se trata de un método de bajo coste y que no implica toxicidad alguna, hemos optado por no aplicarlo dada la lentitud que impone al proceso de extracción.

- La separación magnetohidrostática, introducida por Andres (1985) y descrita por Stone y Saunders (1987), es una técnica basada en la densidad de los conodontos en la que los líquidos densos son reemplazados por una solución paramagnética o una suspensión ferromagnética dentro de un campo magnético no homogéneo.

- Wang (1981) señaló la posibilidad de separar apatito y cuarzo, en función de sus diferentes constantes dieléctricas (7,41-9,45 y 4,27-4,34, respectivamente) mediante la separación dieléctrica de alta frecuencia. Sin embargo, como las constantes de la calcita y la dolomita son muy similares a las del apatito, esta técnica no es útil al trabajar con muestras carbonatadas (Stone, 1987).

En nuestro caso, descartamos los métodos de separación electromagnética, magnetohidrostática y dieléctrica de alta frecuencia porque requieren de aparatos que no estaban a nuestra disposición. El último, además, no resulta de utilidad en muestras carbonatadas. El uso de bromoformo y tetrabromoformo fue desechado por su alta toxicidad, y de politungstato sódico por ser un método caro y lento, que puede generar recristalizaciones en los elementos conodontales (Savage, 1988). Los métodos interfaciales, aunque no revisten riesgos de toxicidad en comparación con los anteriores, son más lentos.

Hemos optado por un método físico basado en la densidad de los conodontos, que, para residuos poco abundantes resulta eficaz y rápido. El detrito obtenido se introdujo en un vaso de precipitados, y utilizando agua a presión se creó una turbulencia que pone en suspensión las partículas más ligeras. Después de unos segundos (suficientes para que decanten las partículas de mayor densidad) se vertió el contenido del recipiente, conservando sólo el material acumulado en el fondo, es decir, las partículas de mayor densidad (entre las que se encuentran los elementos conodontales); añadiendo agua y repitiendo el proceso, consiguiendo eliminar así la mayor parte del material arcilloso y evitando que cristalicen minerales formados por la interacción del ácido y los iones de calcio generados.

Por último, el sedimento obtenido se colocó en un embudo forrado con papel de filtro para eliminar el exceso de agua, y se mantuvo en una estufa de secado a una temperatura media de 80° C (que no afecta al Índice de Alteración del Color de los conodontos) de dos a cinco horas, dependiendo del volumen de residuo.

### **2.3.2.- Realización de láminas delgadas**

El protocolo utilizado para realizar las láminas delgadas, que después servirían de base para caracterizar las microfacies, fue el sugerido y descrito por Miller (1989).

Como primer paso se obtuvo un taco de la muestra, orientado siempre que era posible, con unas dimensiones aproximadas de 2,0 x 4,0 x 1,5 cm, para lo que se empleó una sierra. Una de las caras del taco obtenido se desbastó con carborundo de grano 800 y 1000, de manera consecutiva, para eliminar las posibles marcas de la sierra.

Los tacos se pegaron a cristales de tamaño estándar (28 x 48 x 1,5-1,8 mm) con una mezcla de catalizador y resina (EPOXY MICROTEC) en una proporción 2:1. Con el fin de que la resina solidificase correctamente las muestras se mantuvieron durante una hora bajo presión sobre una placa térmica a 60°C, y dos días más, a temperatura ambiente.

Transcurrido ese tiempo se cortaron los tacos con una sierra y se desbastaron con una corona de diamante hasta obtener un espesor aproximado de la muestra de 70 µm. Para reducir el espesor hasta 40-50 µm se empleó, de manera sucesiva, carborundo de grano 600 y 1000. Aunque el espesor apropiado de las láminas delgadas, para obtener colores de interferencia de primer orden al estudiar los minerales con nícoles cruzados es de 30 µm, optamos por un espesor de entre 40 y 50 µm puesto que las diferencias entre los distintos componentes de las rocas resaltaban más.

Para terminar se pulieron las láminas a 400 r.p.m. durante un minuto, utilizando alúmina de 0,3 µm.

### **2.4.- TRABAJOS DE GABINETE**

Una vez obtenido el residuo insoluble y las láminas delgadas en el laboratorio, comenzaron las tareas de gabinete, que englobaron, en el caso del estudio de los

---

conodontos: el triado, el dibujo con cámara clara de los especímenes y el montaje de ejemplares escogidos para obtener fotografías con microscopio electrónico de barrido (MEB) y los análisis con Rayos X. En el caso del estudio de las láminas delgadas, las tareas de gabinete incluyeron el análisis de las mismas bajo lupa binocular y microscopio petrográfico, y la ilustración consiguiente.

#### **2.4.1.- Triado de las muestras para conodontos e ilustración de los ejemplares**

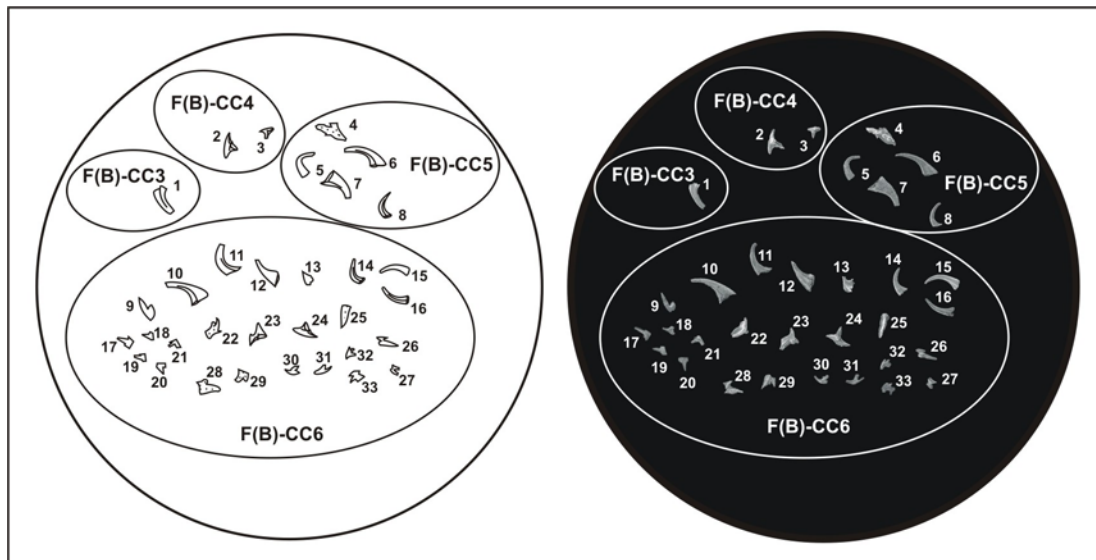
El material recuperado tras el tratamiento químico de las muestras se observó bajo una lupa binocular, con un sistema de cremallera que permitió adecuar los aumentos según las necesidades de observación, utilizando una microbatea de fondo blanco, puesto que los elementos conodontales recuperados tienen coloraciones oscuras. Con la ayuda de un pincel (nº 5/0) embebido en agua, se separaron los conodontos y aquellos fragmentos (fósiles y minerales) que pudieran resultar de interés para inferir las condiciones del medio de sedimentación, así como la existencia de procesos hidrotermales.

Estos elementos se depositaron en celdillas de fondo claro, debidamente identificadas, para su posterior estudio taxonómico y tafonómico, contaje e ilustración.

Para ilustrar los conodontos y conseguir así un apoyo gráfico que facilitase su descripción, se emplearon tres métodos. El primero fue el uso de una cámara clara acoplada a la lupa binocular, con la que se realizaron las descripciones preliminares y las observaciones “tridimensionales” de los elementos.

El segundo método fue la toma de fotografías mediante microscopio electrónico de barrido (MEB), una técnica empleada de manera habitual en la ilustración de microfósiles desde el trabajo de Hay y Sandberg (1967). Las fotografías se realizaron en el Centro de Microscopía Electrónica “Luis Brú” de la Universidad Complutense de Madrid. Los ejemplares se montaron en un cilindro metálico sobre el que previamente se había colocado un material adhesivo conductor de la electricidad. Luego se metalizó la superficie del cilindro con sales de oro y se introdujo en el microscopio. Los elementos conodontales se fotografiaron individualmente, obteniéndose también en algunos casos fotografías de detalle de la ornamentación y de las evidencias de procesos tafonómicos. Como referencia se consideró conveniente tomar una fotografía de todo el cilindro, que junto con el esquema realizado durante el montaje del mismo permite identificar fácilmente los ejemplares fotografiados (fig. 2.2).

Repetsky y Brown (1982) sugirieron utilizar una película de grafito en lugar de sales de oro para cubrir el cilindro, puesto que permite la posterior observación del color, o características tales como la distribución de la materia blanca, de los elementos previamente fotografiados. Sin embargo, en el Centro de Microscopía Electrónica “Luis Brú” también hemos realizado análisis composicionales de los conodontos utilizando la Espectroscopía de Dispersión de Rayos-X (EDS), por lo que es preferible utilizar las sales de oro puesto que el grafito podría falsear los datos obtenidos para el carbono.



**Figura 2.2.-** Ejemplo del esquema y fotografía del cilindro F, realizados para la correcta identificación de los ejemplares figurados.

Con el objeto de ilustrar los diferentes valores del Índice de Alteración del Color de los conodontos observados en los conodontos de nuestra colección se tomaron fotografías a color, utilizando un microscopio de alta resolución con cámara fotográfica incorporada.

#### **2.4.2. Caracterización e ilustración de microfacies**

El estudio de las láminas delgadas se realizó con un microscopio Zeiss 47 30 36, trabajando con los objetivos x4 y x10.

Las fotografías de las mismas se obtuvieron mediante el empleo de una lupa binocular con cámara fotográfica analógica incorporada (Wild Photomakroskop M400) y un microscopio petrográfico con cámara digital (Leica DMLP).

Debido al comportamiento diferencial que mostraron las calizas y las dolomías frente al tratamiento químico referido anteriormente y al fácil reconocimiento de ambos carbonatos bajo el microscopio y la lupa binocular, no se consideró necesario proceder a la tinción con alizarín rojo de las láminas delgadas.

#### **2.5.- SIGLADO Y DEPÓSITO DEL MATERIAL**

La colección de conodontos obtenida durante el desarrollo de nuestra investigación se encuentra depositada en el Museo Geominero del Instituto Geológico y Minero de España.

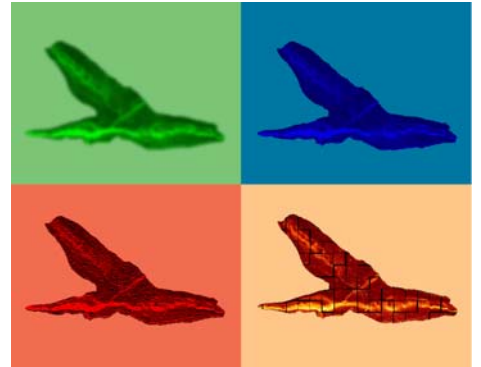
A cada ejemplar figurado se le ha asignado un código que incluye las siglas MGM (Museo Geominero de Madrid), separado mediante guiones del número de ejemplar y la letra "O", que indica que forma parte de la colección del Ordovícico. Este es el código con el que quedarán los ejemplares en depósito. Sin embargo, para evitar la pérdida de información se ha añadido, entre corchetes, las siglas de la sección de procedencia y la unidad litoestratigráfica, esta última seguida de un

número que indica el tramo y una letra que hace referencia al cilindro en el que puede encontrarse el ejemplar ilustrado.

Igualmente, se han depositado en este centro: los portaobjetos que contienen todos los ejemplares no fotografiados que integran nuestras colecciones, las láminas delgadas realizadas para el análisis de las microfacies, un taco de roca y los residuos insolubles procedentes del tratamiento químico de cada una de las muestras. El registro de este material se ha llevado a cabo con criterios estratigráficos, asignando a cada horizonte una sigla.

Junto con este material se ha incluido una copia de la Tesis Doctoral y de las fotografías obtenidas con el microscopio electrónico de barrido.

# ESTRATIGRAFÍA



---

Introducción  
Cordillera Ibérica  
Sierra Morena oriental  
Columnas y descripciones estratigráficas  
Otras localidades muestreadas

---

## 3.- ESTRATIGRAFÍA

### 3.1.- INTRODUCCIÓN

Un estudio de las características propuestas, análisis conjunto de las microfacies y las asociaciones de conodontos, no puede llevarse a cabo sin realizar, de manera previa, el levantamiento de las columnas estratigráficas en aquellos afloramientos susceptibles de ello.

El marco litoestratigráfico que hemos adoptado, para cada uno de los grandes dominios paleogeográficos incluidos en nuestra investigación, queda recogido de manera sintética en la figura 3.1.

### 3.2.- CORDILLERA IBÉRICA

Los contrastes existentes entre las Ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica en aspectos tanto litoestratigráficos, como secuenciales, han sido puestos de manifiesto en los últimos años por diversos autores (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002; Herranz Araújo *et al.*, 2003; Pieren *et al.*, 2004; Álvaro *et al.*, 2004) y nos obligan a tratar ambos sectores de manera independiente.

#### 3.2.1.- Generalidades sobre la sucesión ordovícica

##### 3.2.1.a.- Rama Aragonesa

En este sector aparece registrada la sucesión más completa para el Ordovícico de la Cordillera Ibérica. Comienza con la Formación Borrachón (300-900 m), una sucesión de limonitas y pizarras con algunas intercalaciones arenosas, en cuya parte media-superior se localiza, en base a datos paleontológicos (Shergold y Sdzuy, 1991), el límite Cámbrico-Ordovícico. Siguiendo el marco litoestratigráfico propuesto por Wolf (1980) para el Ordovícico Inferior y Medio, la sucesión continúa con las areniscas y cuarcitas de la Formación Deré (420-850 m), de edad Tremadociense, en las que se han descrito braquiópodos linguliformes, trilobites y acritarcos; y las areniscas, limonitas y pizarras de la Formación Santed (200-950 m), en cuya parte media se localiza el límite Tremadociense-Arenigiense. La unidad de tránsito entre el Ordovícico Inferior y Medio es la Formación Cuarcita Armoricana (450-650 m), de edad Arenigiense. Esta formación se ha subdividido en tres miembros (Wolf, 1980): un Miembro Inferior (100-150 m) de cuarcitas masivas; un Miembro Medio (100-1.500 m) de areniscas, limonitas y cuarcitas impuras; y un Miembro Superior (250-350 m) de gruesos bancos de cuarcitas.

Por encima, se dispone disconforme la Formación Castillejo (150-320 m), de edad Oretaniense superior temprano-Dobrotiviense superior tardío, en la que se han identificado tres miembros (Villas, 1983, 1985): el Miembro Marité (1-20 m) correspondiente a pizarras con intercalaciones de hierro oolítico (Carls, 1975); y los miembros Alpartir (~100 m) y Sierra (~150 m), constituidos por pizarras y areniscas, y diferenciados por el predominio de pizarras en el primero y de areniscas en el segundo.

		ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA		ZONA CENTROIBÉRICA	
		CORDILLERA IBÉRICA		SIERRA MORENA ORIENTAL	
		RAMA ARAGONESA	RAMA CASTELLANA		
SILÚR.	LLANDOVERY	Fm. Bádernas	Fm. Bádernas	Pizarras negras graptolíticas	
	HIRNANTIENSE	Fm. Los Puertos	Fm. Los Puertos	Fm. Criadero	
ORDOVICICO SUPERIOR	KRALODVORIENSE	Fm. Caliza de Cistoideos	Mb. Rebolarejo	Fm. Orea	Fm. Chavera
			Mb. La Peña		
	BEROUNIENSE	Fm. Fombuena	Mb. Huerva	Fm. San Marcos	"Bancos Mixtos"
			Mb. Piedra del Tormo		
DOBROTVIENSE	Fm. Castillejo	Mb. Sierra		"Cuarcita Botella"	
ORDOVICICO MEDIO	ORETANIENSE	Fm. Castillejo	Mb. Alpartir		"Pizarras Guindo"
			Mb. Marité	Fm. Villar del Salz	Fm. El Caño
ORDOVICICO INFERIOR	ARENIGIENSE	Fm. Cuarcita Armoricana	Fm. Cuarcita Armoricana	Fm. Pochico	
		Fm. Santed	Fm. Santed	Fm. Cuarcita Armoricana	
		Fm. Dere	Fm. Santed	"Capas intermedias" / "Serie púrpura"	
CAMB.	TREMADOCIENSE	Fm. Borrachón	?		

**Figura 3.1.-** Cuadro litoestratigráfico comparativo entre las Ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental. Adaptada de Pieren *et al.* (2004) con referencias previas.

La Formación Fombuena (58-120 m), de edad Berouniense medio-superior, y por lo tanto primera unidad del Ordovícico Superior, comienza con una discontinuidad relacionada con la Discordancia Sárdica s.s. (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004). Villas (1983) individualizó dos miembros dentro de esta unidad: el Miembro Piedra del Tormo (8-10 m), constituido por pizarras margosas fosilíferas, en cuya base aparece un nivel de hierro oolítico, y el Miembro Huerva (50-110 m) formado por una alternancia de pizarras y areniscas.

La Formación Caliza de Cistoideos (0-50 m), de edad Kralodvoriense, es la única unidad carbonatada que aparece registrada dentro de la secuencia ordovícica.

La Formación Orea (0-20 m), de edad Hirnantense, se dispone discordante sobre la unidad infrayacente y está constituida por pizarras, areniscas y diamictitas de origen glaciomarino (p. ej. Carls, 1975; Robardet, 1981; Fortuin, 1984). La Formación Los Puertos, en la que se sitúa, paleontológicamente, el límite Ordovícico-Silúrico (Gutiérrez-Marco y Storch, 1998), está constituida por cuarcitas y areniscas de tonos blanquecinos.

### **3.2.1.b.- Rama Castellana**

La sucesión ordovícica en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, comprende unidades litoestratigráficas similares a las descritas en la Rama Aragonesa para el Ordovícico Inferior (fig. 3.1). Sin embargo, en esta área la unidad más antigua que aflora corresponde a la Formación Santed (450 m), de edad Arenigiense inferior, representada por cuarcitas y pizarras. Dentro de la Cuarcita Armoricana (espesor medio: 350 m), de edad Arenigiense medio y superior, se reconocen dos secuencias: la inferior presenta hacia base un marcado carácter cuarcítico apareciendo hacia techo areniscas con intercalaciones pizarrosas; la secuencia superior corresponde a cuarcitas estratificadas en bancos gruesos.

La siguiente unidad es la Formación Villar del Salz (150-350 m), Oretaniense inferior-Dobrotiviense inferior, constituida por micrograuvacas y pizarras, con intercalaciones de areniscas. La Formación San Marcos (40-165 m), Dobrotiviense superior-Berouniense superior, corresponde a areniscas con una intercalación intermedia de pizarras, esta unidad fue interpretada por Villena (1976) como el miembro inferior de la unidad suprayacente que describiremos a continuación, pero los estudios de Herranz Araújo *et al.* (2003) la han concedido entidad de Formación.

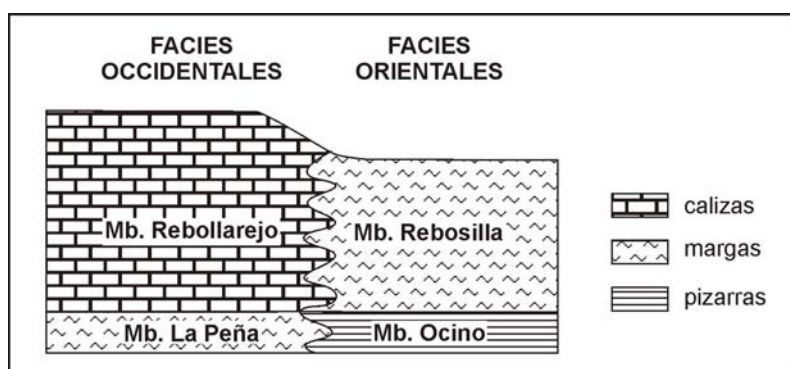
La Formación Ojos Negros (10-90 m), de edad Kralodvoriense, es el equivalente lateral a la Formación Caliza de Cistoideos en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, sin embargo, en esta región los materiales aparecen completamente dolomitizados.

Las formaciones Orea y Los Puertos, presentan, en ésta área, las mismas características que en la Rama Aragonesa, sin embargo los espesores varían entre 0 y 50 m, en la primera, y entre 1 y 50 m, en la segunda.

### 3.2.2.- Fm. Caliza de Cistoideos (Rama Aragonesa)

Dereims (1898) mencionó por primera vez la Caliza de Cistoideos (*calcaires à Cystidés*) y comparó la fauna de trilobites y cistoideos con la registrada para el Ordovícico Superior en la Montaña Negra (Francia). Con posterioridad, Lotze (1929) correlacionó la Caliza de Cistoideos con el Ashgillense (Kralodvoriense + Hirnantense) y reconoció un cambio lateral de facies dentro de esta unidad; proponiéndose (Hafenrichter, 1979, 1980) los términos Rebollarejo y Rebosilla para identificar cada una de estas facies.

Hammann (1992) dividió la Formación Caliza de Cistoideos en cuatro miembros (fig. 3.2): los miembros La Peña y Rebollarejo en el área occidental y los miembros Ocino y Rebosilla, en la zona oriental. De estos, el Mb. Ocino está constituido por pizarras; los miembros La Peña y Rebosilla por margas fosilíferas y el Mb. Rebollarejo por calizas masivas, interpretadas como montículos bioconstruidos (Vennin *et al.*, 1998).



**Figura 3.2.-** Unidades litoestratigráficas de la Fm. Caliza de Cistoideos y relación de sus facies. Adaptada de Hammann (1992).

Esta unidad es la más fosilífera de las registradas durante el Ordovícico en la Cordillera Ibérica, sin embargo, frecuentemente se encuentra dolomitizada, por lo que los fósiles y las estructuras sedimentarias no siempre se conservan. Los grupos fósiles reconocidos en estos materiales incluyen: briozoos, equinodermos (Chauvel *et al.*, 1975; Chauvel y Le Menn, 1979), braquiópodos (Villas, 1983, 1985), ostrácodos, conodontos (Carls, 1975; Sarmiento, 1993), moluscos y trilobites (Owens *et al.*, 1990; Hammann, 1992).

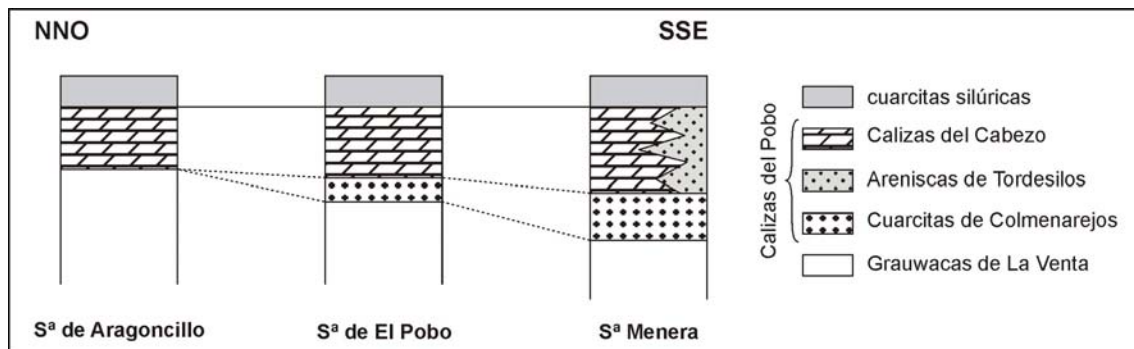
Las diferencias de espesor que presenta esta unidad son debidas, principalmente, a la erosión sufrida por estos materiales y que está relacionada con la glaciación que tuvo lugar a finales del Ordovícico (Carls, 1975).

Por su edad, la Fm. Caliza de Cistoideos puede ser correlacionada, dentro de la Península Ibérica, con la "Caliza Urbana", de la Zona Centroibérica; la Fm. La Aquiana, del Sinclinal de Peñalba (Asturias); la Fm. Caliza de Pelmatozoos, de la Zona de Ossa-Morena; la Fm. Porto de Santa Anna, del Sinclinal de Buçaco; la Fm. Estana, de los Pirineos Centrales; la Fm. El Baell, de la Cordillera Costero-Catalana y con parte de los materiales carbonatados que aparecen en la Cordillera Cantábrica, como las calizas de Portilla de Luna (del Moral, 2003).

### 3.2.3.- Fm. Ojos Negros (Rama Castellana)

Lotze (1929) asignó al Ashgilliense un paquete calcáreo con abundantes cistoideos, briozoos y braquiópodos, por analogía con los depósitos registrados en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Medio siglo después Villena (1976) definió informalmente la Formación Calizas del Pobo a partir de los afloramientos registrados en las sierras de Aragoncillo, El Pobo y Menera.

Según Villena (1976) la Fm. Calizas del Pobo se divide en tres miembros: el Miembro Cuarcitas de Colmenarejos (0-140 m), inferior y de carácter detrítico, formado por cuarcitas y areniscas; el Miembro Calizas del Cabezo (0-200 m), constituido por calizas y dolomías blancas con superficies pardas ferruginosas, y el Miembro Areniscas de Tordesilos, que representaría un cambio lateral de facies entre las calizas del Cabezo y un conjunto arenisco-pizarroso observable en S<sup>a</sup> Menera (fig. 3.3).



**Figura 3.3.-** Variaciones litoestratigráficas laterales observadas, dentro de la Fm. Calizas del Pobo, por Villena (1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Posteriormente Rondeel *et al.* (1984) describieron, en el Macizo de Nevera, la Formación Peña Blanca que incluiría, a techo, un miembro carbonatado de aproximadamente 12 metros de espesor.

Herranz Araujo *et al.* (2003) denominaron como Fm. Ojos Negros a un conjunto, de edad Kralodvoriense, formado por una alternancia de pizarras verdes con volcanoclásticos y margas fosilíferas (0-15 m) y una gruesa unidad de dolomías (10-90 m) y describieron la presencia de pelmatozoos, trilobites, braquiópodos, briozoos, cistoideos, ostrácodos y conodontos en los macizos de Aragoncillo, Nevera y Tremedal, donde las margas basales y las dolomías resultan fosilíferas. Al igual que ocurre en la Rama Aragonesa, el techo de la unidad carbonatada corresponde a una superficie de erosión o a un *paleokarst* (Herranz Araujo *et al.*, 2003). Según Herranz Araujo *et al.* (*op. cit.*) los materiales que constituyen esta unidad experimentan lateralmente un cambio de facies entre las dolomías, depositadas en zonas de plataforma o en áreas elevadas, y las margas, de zonas más externas (*offshore*) o profundas.

Pieren *et al.* (2004) revisaron las unidades informales definidas previamente (Lotze, 1929; Villena, 1976; Rondeel *et al.*, 1984) proponiendo varias unidades litoestratigráficas nuevas, que sustituyen o agrupan a las anteriores. Así, la Formación San Marcos reuniría a las “Alternancias del Caradoc o del Ashgill”, la

“Arenisca de Tordesilos” y la “Cuarcita de Colmenarejos” (antiguo miembro basal de las “Calizas del Pobo”) y la Fm. Ojos Negros equivaldría a las “Calizas del Ashgill” (*pro parte*) y a las “Calizas del Cabezo” (anteriormente considerado el Miembro superior de las Calizas del Pobo).

### **3.3.- SIERRA MORENA ORIENTAL**

#### **3.3.1.- Generalidades sobre la sucesión ordovícica**

Al igual que ocurre en la Cordillera Ibérica, en Sierra Morena se pueden diferenciar dos sectores en función de sus características estructurales, sedimentológicas y paleontológicas: la Zona Centroibérica en el centro-oeste y la Zona de Ossa-Morena en el sureste (Sarmiento, 1993). Los afloramientos investigados en este trabajo se localizan en el primero de ellos, por lo que no creemos necesario detenernos en las características del segundo.

Los materiales ordovícicos en el sector considerado se disponen discordantes sobre un basamento de edad Proterozoico-Cámbrico Inferior. Esta discordancia, de tipo angular, se corresponde con la discontinuidad Toledánica o Ibérica (Lotze, 1956; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004).

La secuencia es eminentemente clástica y de espesor variable en cada megaestructura, si bien se reconoce una gran homogeneidad de facies que permite distinguir tres grandes conjuntos: uno inferior de carácter arenoso (Arenigiense); uno intermedio de naturaleza lutítica con algunos episodios arenosos a techo (Oretaniense-Dobrotiviense); y uno superior en el que predominan las alternancias lutítico-arenosas aunque incluye otras litologías que se describen más adelante (Berouniense-Hirnantense) (San José *et al.*, 1992; Sarmiento, 1993; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002; entre otros).

La sucesión se inicia con la “Serie púrpura” (0-250 m), posiblemente de edad Arenigiense basal (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004), y constituida por conglomerados, areniscas y pizarras. Por encima, se dispone la Formación Cuarcita Armoricana (200-400 m), de edad Arenigiense medio, representada en este sector por ortocuarcitas blancas con laminación cruzada y trazas de *Cruziana*. La Formación Pochico (150 m), de edad Arenigiense medio y superior, corresponde a una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras (fig. 3.1).

Las “Pizarras del Río” (300-350 m), de edad Arenigiense terminal a Dobrotiviense basal, están constituidas por pizarras oscuras. A ésta unidad le sigue una alternancia de areniscas y pizarras que constituye la Formación El Caño (200 m) y un paquete de pizarras grises fosilíferas, conocidas como “Pizarras Guindo” (70 m). La última unidad del Ordovícico Medio es la “Cuarcita Botella” (120 m), formada por potentes bancos de cuarcitas, en cuyo techo se sitúa el límite con el Berouniense (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004).

El registro del Ordovícico Superior fosilífero comienza con las “Pizarras Cantera” (15-100 metros), constituidas por pizarras que, en su tercio inferior, pueden presentar un nivel conglomerático con cantos fosfáticos, que indica una

interrupción en la sedimentación (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004). Sobre éstas se disponen los “Bancos Mixtos” (150-200 m) del Berouniense medio-superior, en los que alternan pizarras y arenas. Por encima se dispone un nivel carbonatado fosilífero discontinuo conocido como “Caliza Urbana” (0-40 m), de edad Kralodvoriense. El límite entre esta última unidad y los materiales suprayacentes representa una disconformidad relacionada con el mismo evento glacioeustático descrito para la Cordillera Ibérica (Robardet, 1981). La Formación Chavera (100 m) corresponde a pizarras y grauvacas con cantos de origen glaciomarino (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004, con referencias previas). El registro ordovícico del sector centro-occidental de la Zona Centroibérica termina con la Formación Criadero (20-50 metros), constituida por potentes bancos de ortocuarcitas en cuya parte superior se localiza el límite Ordovícico-Silúrico (fig. 3.1).

### 3.3.2.- “Bancos Mixtos”

El término “Bancos Mixtos”, adoptado de la terminología minera de El Centenillo (Jaén), fue acuñado por Tamain (1967, 1972) para referirse a un potente paquete (150-200 m), principalmente clástico, en el que se alternan bancos centi a decimétricos de pizarras, areniscas, cuarcitas, rocas volcánicas y lumaquelas calcáreas. Tamain (*op. cit.*) incluyó, como techo de esta unidad, un paquete calcáreo, la “Caliza Urbana”, que trataremos de manera independiente por considerarse una unidad con entidad propia.

El aspecto más llamativo y también el más reseñado de los “Bancos Mixtos” (p. ej. Tamain, 1967, 1972; Gutiérrez-Marco y Rábano, 1987; Palero, 1991; Sarmiento, 1993) es la existencia, en la parte alta de la unidad, de bancos de carácter lumaquéllico conocidos, en conjunto, como “Lumaquelas terminales”. Éstas corresponden a areniscas y areniscas calcáreas con gran cantidad de restos fósiles y una potencia total de entre 5 y 10 metros.

Estos niveles han proporcionado hasta el momento una rica y variada fauna que incluye trilobites (Hamman, 1976; Gutiérrez-Marco y Rábano, 1987), braquiópodos, briozoos (Hafenrichter, 1979), equinodermos (Chauvel y Meléndez, 1986), moluscos (gasterópodos, cefalópodos, bivalvos), graptolitos (Hamman, 1976; Gutiérrez-Marco y Rábano, 1987, con referencias previas), conodontos (Hafenrichter, 1979; Sarmiento, 1993) e ichnofósiles.

Algunas formas de trilobites y braquiópodos identificadas han permitido datar estos materiales. Concretamente, los braquiópodos encontrados en las “Lumaquelas terminales” corresponden a la biozona de *Svobodaina havliceki* definida por Villas (1985) en materiales infrayacentes a la Formación Caliza de Cistoideos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) y asignada al Bohdaleciense (Beroun superior), según la escala bohémica.

Considerados desde un punto de vista sedimentológico, Portero *et al.* (1988) interpretan los “Bancos Mixtos” como parte de una megasecuencia de somerización, depositada en una plataforma poco profunda, con complejos de barras y canales y sometida al influjo de las tormentas.

Los “Bancos Mixtos” equivalen parcialmente a las “Capas con *Orthis*” definidas por Butenweg (1968); mientras que su correspondencia es total con las “Alternancias con *Orthis*” descritas en diferentes regiones de Sierra Morena (Richter, 1967; Kettel, 1968; Hafenrichter, 1979).

### **3.3.3.- “Caliza Urbana”**

Esta unidad recibe su nombre del Pozo Urbana (mina de Los Guindos) situado en la Sierra de La Carolina (Henke, 1926) y originalmente fue asignados al techo de los “Bancos Mixtos” (Tamain, 1967).

Está constituida por calizas fosilíferas impuras de color gris, calcarenitas, margas y dolomías que se presentan en lentejones de espesor y extensión lateral variables. Como única particularidad litológica al sur de Viso del Marqués (Ciudad Real), donde se han analizado tres secciones, la caliza incluye intercalaciones de carácter detrítico. Esta característica fue señalada por Fuganti y Serpagli (1968), Hafenrichter (1979) y Sarmiento (1993), entre otros. Por otra parte, en algunos puntos la caliza contiene mineralizaciones filonianas de esfalerita-galena (p. ej. Palero y Martín-Izard, 1988; Palero, 1991) que le confieren una tonalidad azulada.

Muchos autores han estimado la potencia de esta unidad en torno a los 5 y 40 metros (p. ej. García Sansegundo *et al.*, 1987; Palero, 1991; Sarmiento, 1993), si bien en algunas localidades podría alcanzar los 200 metros (Gutiérrez-Marco, com. pers.) y en determinadas zonas, como el Sinclinal de Guadalmez, la explotación de estos materiales para la obtención de cal ha reducido, incluso destruido totalmente, los afloramientos (del Moral, 2002a).

Dentro de la asociación faunística que caracteriza a estos materiales se han descrito briozoos, ostrácodos, braquiópodos, pelmatozoos, poríferos, cefalópodos, gasterópodos, trilobites, corales, si bien, a excepción de los cistoideos (Tamain, 1972; Gutiérrez-Marco, 2001) y conodontos (Fuganti y Serpagli, 1968; Sarmiento, 1990, 1993) los restantes grupos aún no han sido objeto de estudios pormenorizados.

Las dataciones más precisas son las que se han realizado a partir de conodontos. Así, Fuganti y Serpagli (1968) atribuyeron una edad Ashgill inferior (de la escala regional británico-avalónica) a la “Caliza Urbana”. Esta edad fue posteriormente confirmada por el hallazgo de *Heliocrinites cf. rouvillei* (Tamain, 1972). Sarmiento (1993) asignó estos materiales a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*, que comprende desde el Pusgilliense hasta el Hirnantense británicos.

### **3.4.- COLUMNAS Y DESCRIPCIONES ESTRATIGRÁFICAS**

En este epígrafe se describen, de manera sistemática, todos los afloramientos en los que se ha llevado a cabo la caracterización de microfacies y el estudio micropaleontológico. La división de cada una de las secciones estudiadas se ha realizado en base a las unidades, formales e informales, identificadas en las distintas áreas (fig. 3.1). La subdivisión de cada una de éstas en tramos se ha efectuado atendiendo a los requerimientos del muestreo.

El nombre asignado a cada una de las secciones corresponde a la localidad más cercana a las mismas. Pese a que en buena medida las secciones incluidas en nuestra investigación, ya habían sido citadas por autores previos, hemos creído conveniente darles una denominación propia, con el fin de homogeneizar y simplificar, en lo posible, la referencia a las mismas dentro del conjunto de este trabajo.

A continuación se describen en detalle las columnas estratigráficas levantadas. Todas ellas incluyen un esquema que muestra su situación dentro del mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica y del mapa topográfico a escala 1:50.000 al que pertenecen. También se ha incluido una fotografía del afloramiento y una representación del mismo. La leyenda utilizada es común a todas las columnas (fig. 3.4).

<b>LEYENDA</b>		
<p><b>LITOLOGÍAS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Dolomías</li> <li> Calizas dolomíticas</li> <li> Calizas</li> <li> Calizas arenosas</li> <li> Margocalizas</li> <li> Margas</li> <li> Pizarras margosas</li> <li> Pizarras</li> <li> Alternancia pizarras/arenas</li> <li> Areniscas</li> <li> Areniscas calcáreas</li> <li> Cuarzitas</li> <li> Conglomerado</li> <li> Tramo semicubierto</li> <li> Tramo cubierto</li> </ul> <p><b>TEXTURAS EN CARBONATOS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><b>Wst</b> <i>wackestone</i></li> <li><b>Pst</b> <i>packstone</i></li> <li><b>Gst</b> <i>grainstone</i></li> <li><b>Rst</b> <i>rudstone</i></li> <li><b>Bst</b> <i>boundstone</i></li> <li><b>Cst</b> <i>cementstone</i></li> </ul>	<p><b>ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Estratificación cruzada </li> <li>Laminación paralela </li> <li>Laminación oblicua </li> <li>Ripples </li> <li>Estratificación hummocky </li> <li>Estructuras de deslizamiento </li> <li>Estromatactis </li> </ul> <p><b>CONTENIDO PALEONTOLOGICO</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Braquiópodos </li> <li>Braquiópodos fosfáticos </li> <li>Briozoos </li> <li>Conodontos </li> <li>Espículas de esponjas </li> <li>Gasterópodos </li> <li>Graptolitos </li> <li>Moluscos s.l. </li> <li>Ortocerátidos </li> <li>Ostrácodos </li> <li>Pelmatozoos </li> <li>Trilobites </li> </ul>	<p><b>CONTENIDO PALEOICHOLOGICO</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Bioturbación </li> <li>Ichnofósiles s.l. </li> </ul> <p><b>ESTRUCTURAS TECTÓNICAS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Falla </li> </ul> <p><b>OTROS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Oolitos ferruginosos  (Fe)</li> <li>Intraclastos </li> <li>Extraclastos </li> <li>"Dropstones" </li> <li>Granos de cuarzo  (Qtz)</li> <li>Sulfuros </li> <li>Rombos de dolomita </li> <li>Cementos radioaxiales de Calcita <b>CFR</b></li> <li>Disconformidad </li> <li>Punto de muestreo </li> </ul>

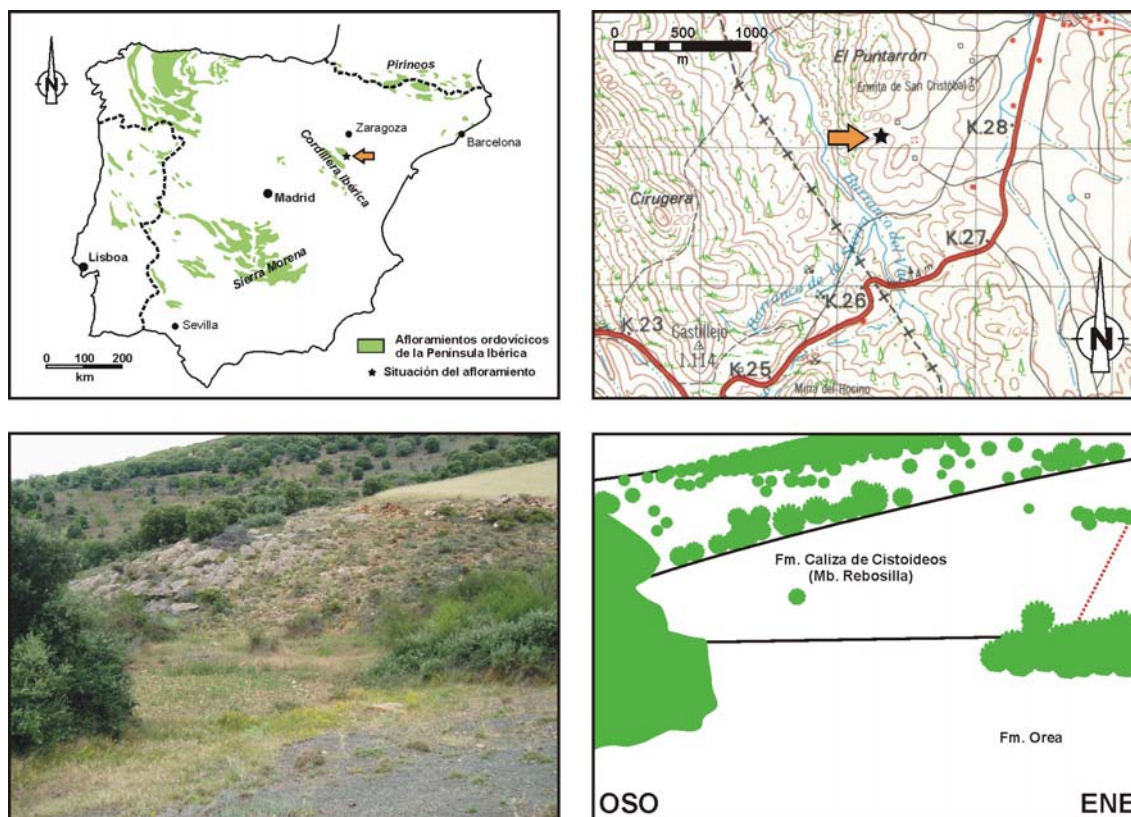
**Figura 3.4.-** Leyenda de las columnas estratigráficas.

### 3.4.1.- Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica

#### Sección de Luesma (Zaragoza)

Esta sección se localiza a 750 metros, en dirección suroeste, de la Ermita de San Cristóbal, 400 metros al este del Barranco del Val (fig.3.5). Numerosos autores han estudiado distintos aspectos de esta sección (Carls, 1975; Hafenrichter, 1979-

perfil IV; Hafenrichter 1980-sección Rebosilla; Villas, 1985-sección L2; Owens *et al.*, 1990-sección Luesma y Hammann, 1992-sección L2).



**Figura 3.5.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Luesma.

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 466 (Moyuela)

Coordenadas UTM de la base: **30TXL54355810**

Potencia total: 39 m (fig. 3.7).

**Techo del Miembro Huerva (Formación Fombuena).** 3,00 m. Alternancia de pizarras y areniscas de grano muy fino a fino. Aparece muy cubierto (fig. 3.6.A).

**Cubierto.** 2,4 m.

**Formación Caliza de Cistoideos.** 26,06 m. Las variaciones litológicas que se aprecian en la vertical nos han permitido individualizar los dos miembros definidos en esta unidad por Hammann en 1992 (fig. 3.2). Para su estudio micropaleontológico se ha dividido en 35 tramos.

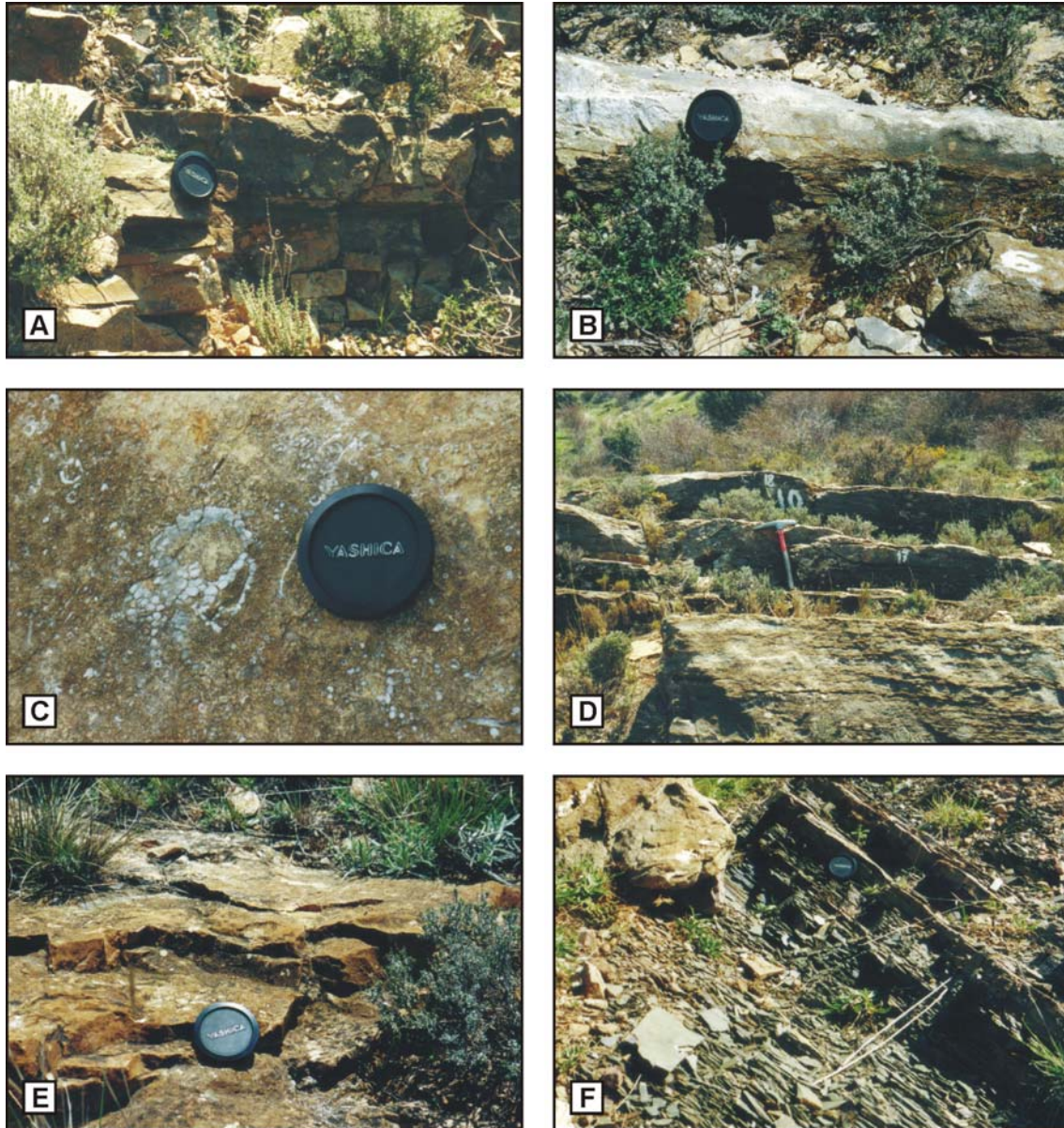
**Miembro Ocino.** Tramos 1-10. 5,32 m. Pizarras margosas de tonos verde oliva, finamente laminadas. Tramo semicubierto, en el que los asomos corresponden a material con una mayor proporción de carbonato. Los grupos fósiles identificados son equinodermos, briozoos y braquiópodos.

**Miembro Rebosilla.** Tramos 11-35. 20,74 m. Los primeros diez metros (tramos 11-29) corresponden a margas de tonos ocre (fig. 3.6.D), si bien dos de estos tramos (11 y 19) pasan a techo a calizas grises s.s. (fig. 3.6.B). El contenido fósil incluye mayoritariamente equinodermos (fig. 3.6.C), siendo

también comunes los briozoos. Otros restos que aparecen en menor proporción son braquiópodos y gasterópodos.

Los últimos diez metros (tramos 30-35) aparecen muy cubiertos, correspondiendo los asomos a niveles dolomitizados, con los típicos colores anaranjados (fig. 3.6.E)

**Base de la Formación Orea.** 7,5 m. Pizarras negras finamente laminadas (fig. 3.6.F) con niveles centimétricos de areniscas grauváquicas intercalados.



**Figura 3.6.-** Fotografías de campo de la sección de Luesma. **A:** Tramos arenosos del Miembro Huerva de la Formación Fombuena; **B:** Techo del nivel L-CC11; **C:** Detalle del tramo L-CC21 en el que se aprecia la abundancia de restos de equinodermos, con distinto grado de desarticulación; **D:** Aspecto de campo de los tramos L-CC23 a L-CC25; **E:** Material dolomítico a techo de la Formación Caliza de Cistoideos; **F:** Pizarras de la Formación Orea.

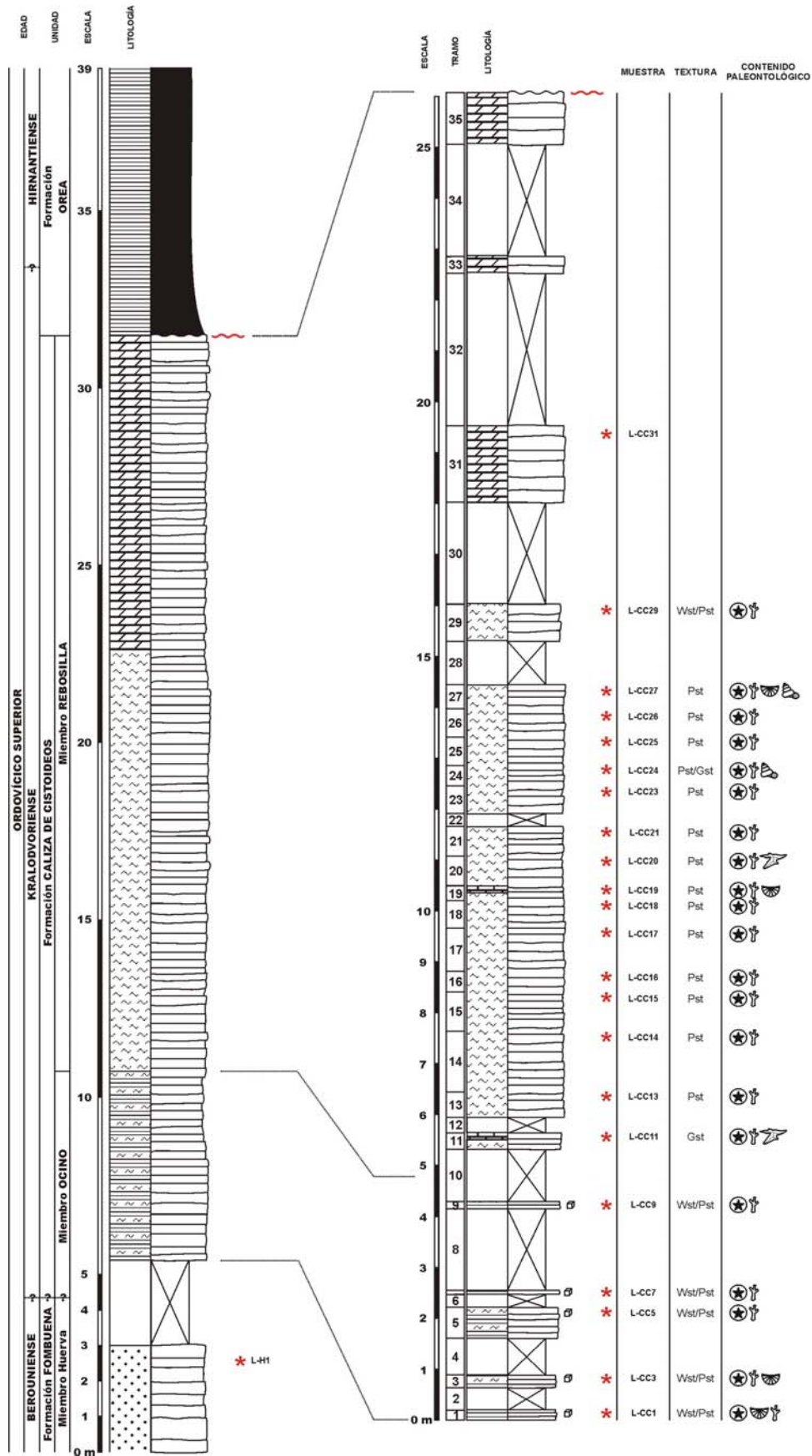
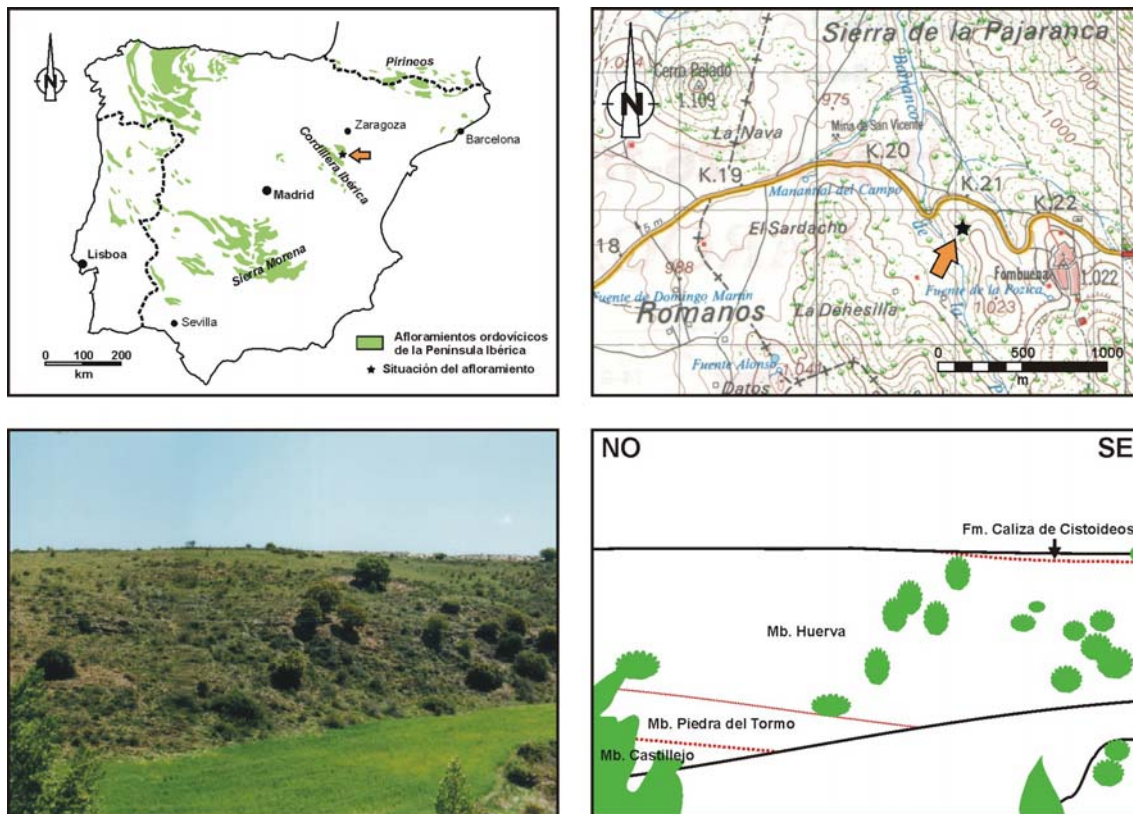


Figura 3.7.- Sección Luesma: columna estratigráfica.

## Sección A de Fombuena (Zaragoza)

Geográficamente se encuentra entre los kilómetros 20 y 21 de la carretera Badules-Luesma, 750 metros al noroeste de la localidad de Fombuena, al este del Barranco de La Peña (fig. 3.8). Esta sección ha sido estudiada con anterioridad por Carls (1975), Hafenrichter (1979-perfil V; 1980-sección Rebollarejo), Villas (1983-sección Piedra del Tormo), Owens *et al.* (1990-sección Rebollarejo) y Hammann (1992-localidad F1), entre otros.



**Figura 3.8-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Fombuena (A).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 465 (Daroca)

Coordenadas UTM de la base: **30TXL51055690**

Potencia total: 70 m (fig. 3.11).

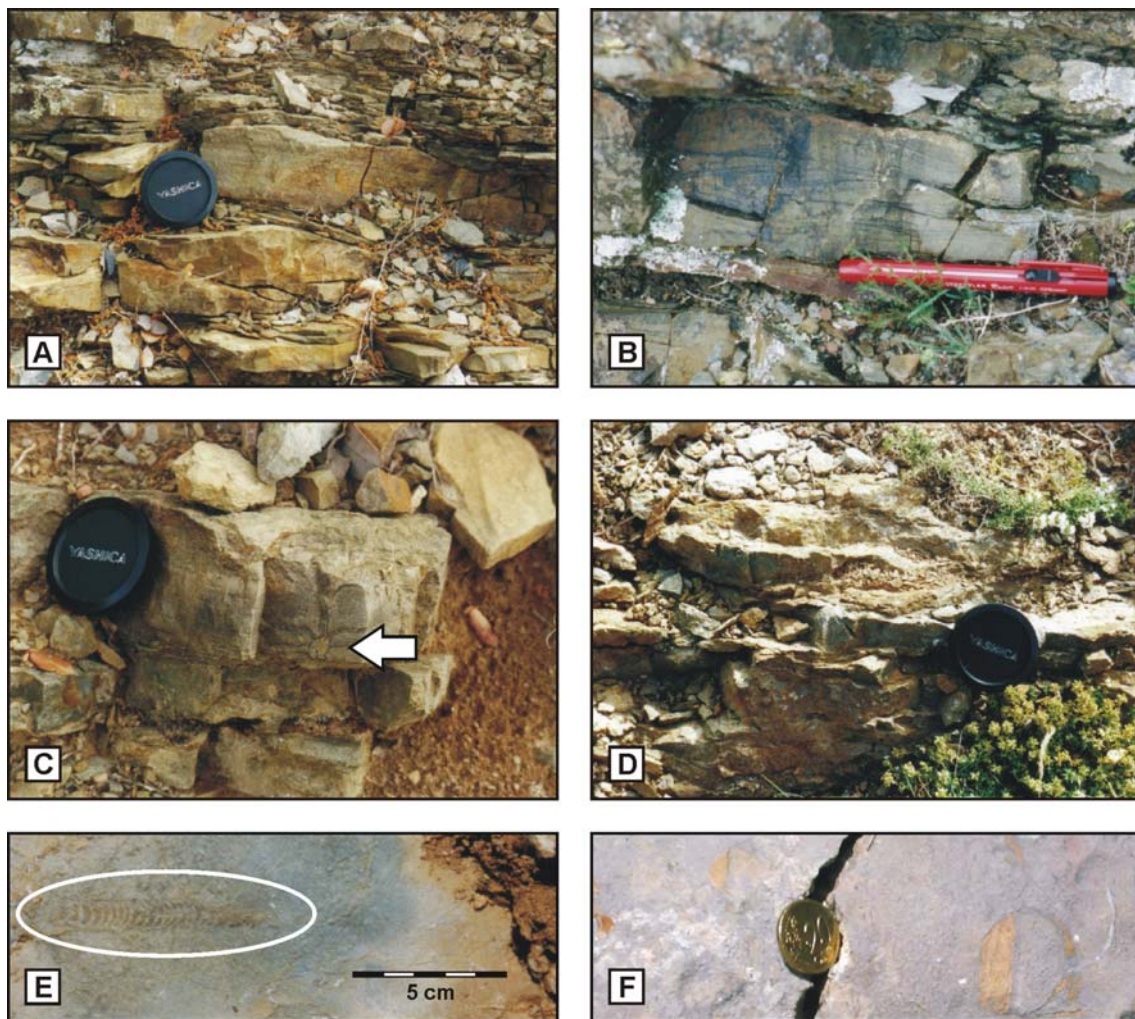
**Techo del Miembro Huerva (Formación Fombuena).** 6,80 m. Alternancia de pizarras y areniscas de grano fino con estratificación cruzada, en bancos centimétricos (figs. 3.9.A y 3.9.B). A techo de los bancos de arenisca se observan bioturbaciones (fig. 3.9.C).

**Formación Caliza de Cistoideos.** 46,95 m. Se han indentificado los dos miembros definidos para la unidad (Hammann, 1992). Además, para su estudio micropaleontológico, se ha dividido en 59 tramos.

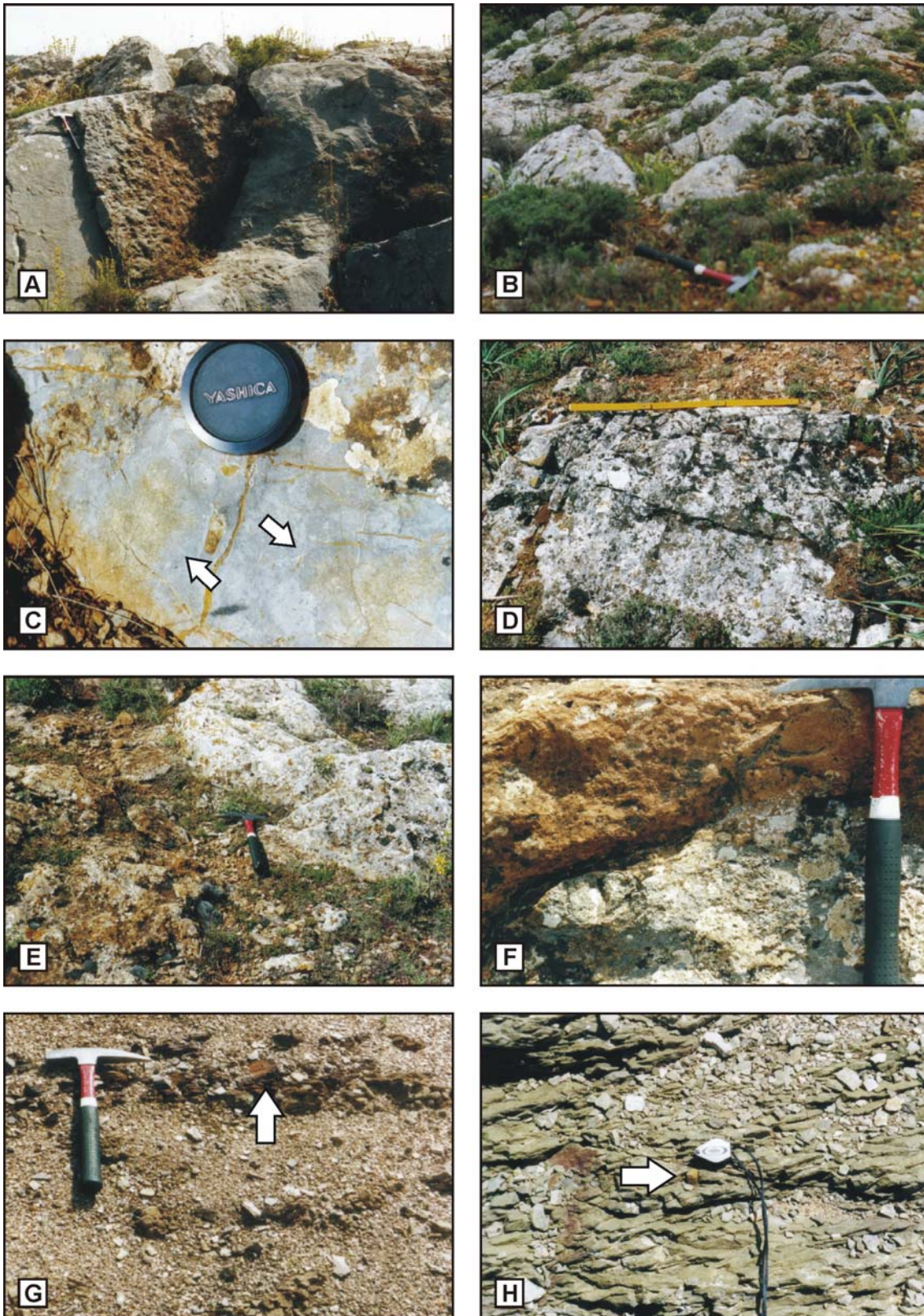
**Miembro La Peña.** 7,5 m. Tramo 1. Margas de tonos ocres muy fosilíferas (fig. 3.9.D). A base aparece un nivel con oolitos ferruginosos retrabajados. El contenido fósil aumenta hacia techo del tramo, destacando los briozoos, ramificados y masivos, cistoideos y braquiópodos. Aparece muy cubierto.

**Miembro Rebollarejo.** 39,45 m. Tramos 2-59. Corresponde a calizas de tonos grisáceos (figs. 3.10.A y 3.10.B), dispuestas en bancos de morfología lenticular con espesor y desarrollo lateral variables. El contenido fósil incluye mayoritariamente briozoos (fig. 3.10.C), y en menor proporción equinodermos, trilobites y braquiópodos. Aparece diaclasada (fig. 3.10.D). A techo de uno de los tramos (F(A)-CC5) aparece un nivel de concentración de nautiloideos ortoconos (fig. 3.9.E) y tecas de cistoideos, que pueden presentar rellenos geopetales (fig. 3.9.F). El tramo finaliza con zonas dolomitizadas selectivamente de morfología irregular (figs. 3.10.E y 3.10.F).

**Base de la Formación Orea.** 13,75 m. Pizarras negras (fig. 3.10.G) con cantos de caliza de tamaño centimétrico y granos de cuarzo dispersos (fig. 3.10.H). En la base aparece un nivel de 30 centímetros de cuarcitas de grano medio. Se dispone disconforme sobre la unidad infrayacente.



**Figura 3.9.-** Fotografías de campo de la sección A de Fombuena. **A:** Pizarras y areniscas con estratificación cruzada *hummocky* del Miembro Huerva de la Formación Fombuena; **B:** Detalle de la estructura interna de los bancos de arenisca del Miembro Huerva; **C:** Detalle de la bioturbación que aparece a techo de algunos bancos arenosos del Miembro Huerva; **D:** Margas del Miembro La Peña de la Formación Caliza de Cistoideos; **E:** Resto de nautiloideo; **F:** Relleno geopetal a techo del nivel F(A)-CC5.



**Figura 3.10.-** Fotografías de campo de la sección A de Fombuena (continuación). **A:** Aspecto de los tramos basales del Miembro Rebollarejo; **B:** Aspecto de los tramos superiores; **C:** Colonias de briozoos (tramo F(A)-CC48); **D:** Diaclasado de las calizas; **E:** Zonas dolomitizadas a techo de la caliza; **F:** Detalle de la variación de coloración; **G:** Pizarras de la Formación Orea, en las que se aprecia un canto de caliza dolomitizada; **H:** Detalle de los cantos de caliza incluidos en las pizarras.

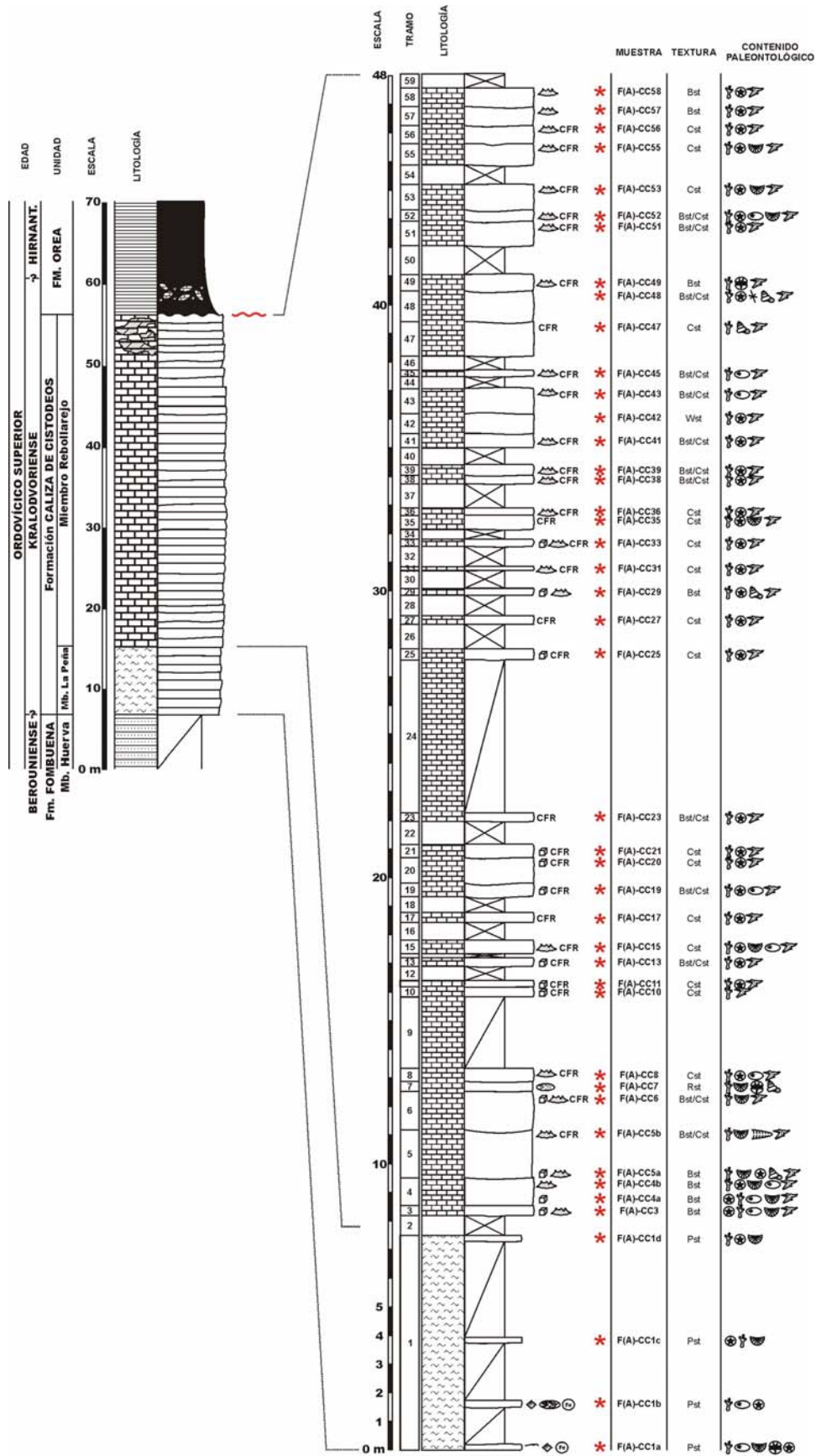
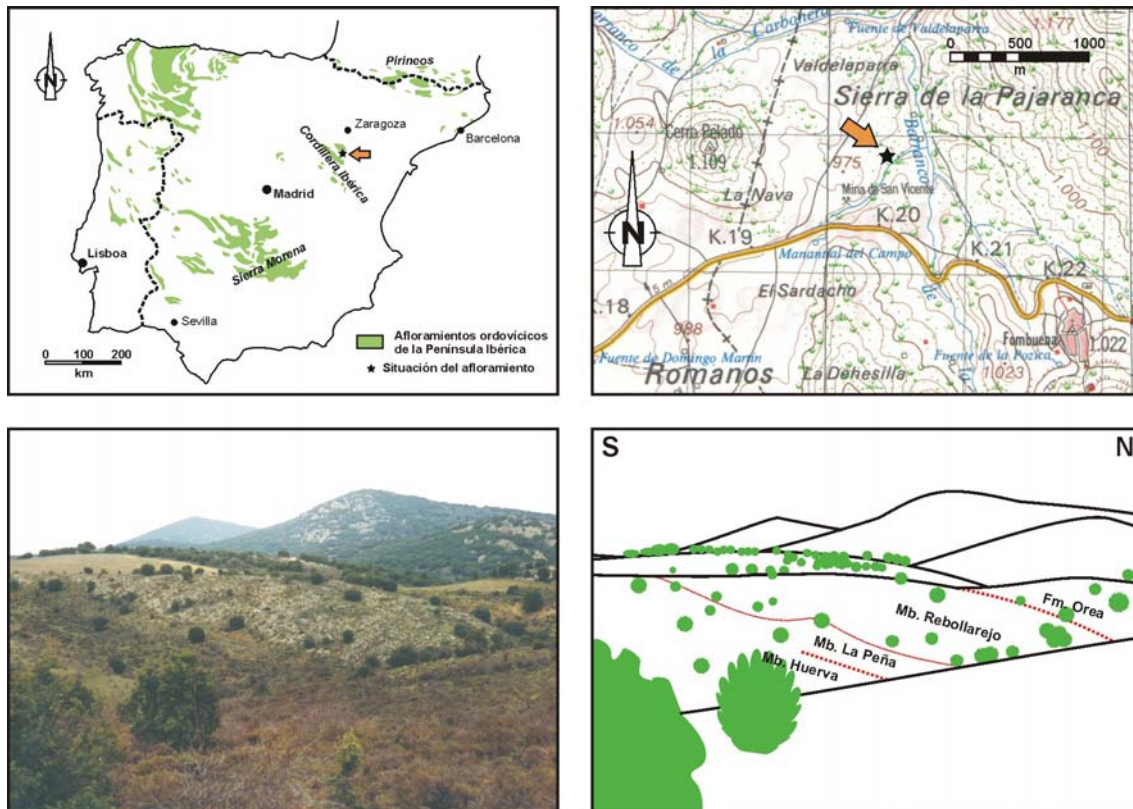


Figura 3.11.- Sección A de Fombuena: columna estratigráfica.

## Sección B de Fombuena (Zaragoza)

Se localiza 500 metros al norte del kilómetro 20 de la carretera que une las localidades de Badules y Luesma, 500 metros al oeste del Barranco de La Peña, cercana a la mina de San Vicente (fig. 3.12). Kolb (1978) realizó un análisis pormenorizado de este afloramiento.

La sección se ha levantado para su comparación con la sección A de Fombuena, muy próxima a ella.



**Figura 3.12-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Fombuena (B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 465 (Daroca)

Coordenadas UTM de la base: **30TXL50405785**

Potencia total: 61,72 m (fig. 3.14).

**Techo del Miembro Huerva de la Formación Fombuena.** 1,77 m. Areniscas de tonos verde oliva con tamaño de grano fino (fig. 3.13.A). Presenta estratificación cruzada y una alta proporción de material arcilloso.

**Cubierto.** 3,30 m.

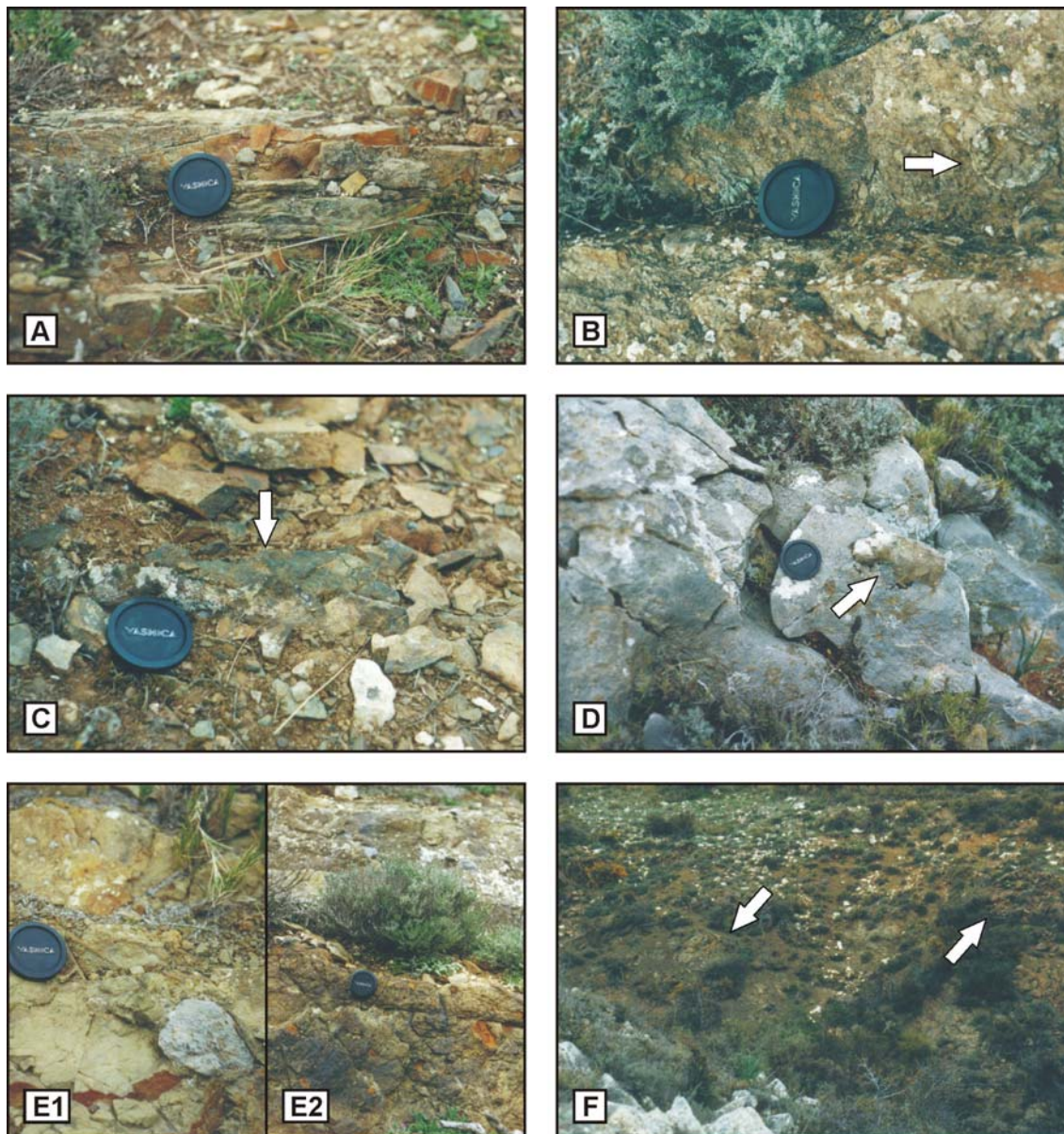
**Formación Caliza de Cistoideos.** 46,65 m. Se ha subdividido en tres tramos:

**Miembro La Peña.** 12,11 m. Margas de tonos ocres con una alta concentración de colonias masivas y ramificadas de briozoos y fragmentos de equinodermos (fig. 3.13.B). En la base se ha identificado un nivel de oolitos ferruginosos, con un espesor de 60 centímetros (fig. 3.13.C).

**Cubierto.** 2,54 m.

**Miembro Rebollarejo.** 32 m. Calizas grises dispuestas en bancos de espesor variable. Macroscópicamente se observan colonias de briozoos y equinodermos, estilolitos, rellenos arcillosos de cavidades kársticas (fig. 3.13.D) y zonas dolomitizadas, estas últimas principalmente a techo.

**Base de la Formación Orea.** +10 m. Pizarras negras. A partir de los 6 metros aparecen cantos dispersos de caliza, tanto inalterada como dolomitizada, de tamaño centimétrico (fig. 3.13.E), granos de cuarzo y artejos de equinodermos. Macroscópicamente se observan estructuras de deslizamiento subacuático (*slumps*) (fig. 3.13.F).



**Figura 3.13.-** Fotografías de campo de la sección B de Fombuena. **A:** Areniscas del Miembro Huerva; **B:** Margas del Miembro La Peña; **C:** Nivel de oolitos ferruginosos a base del Miembro La Peña; **D:** Calizas del Miembro Rebollarejo con paleokarstificaciones; **E:** Cantos de caliza, inalterada (E1) y dolomitizada (E2), incluidos en las pizarras de la Formación Orea; **F:** Estructuras de flexodeslizamientos en niveles arenosos de la Formación Orea.

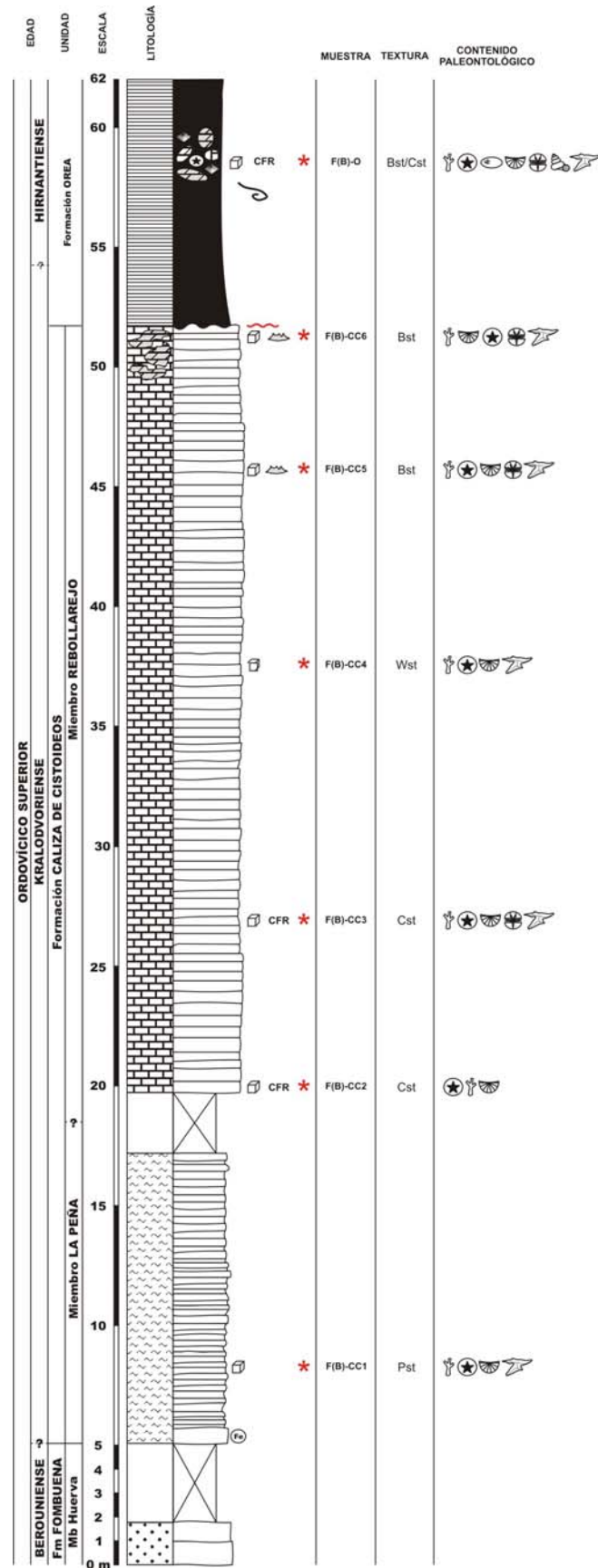
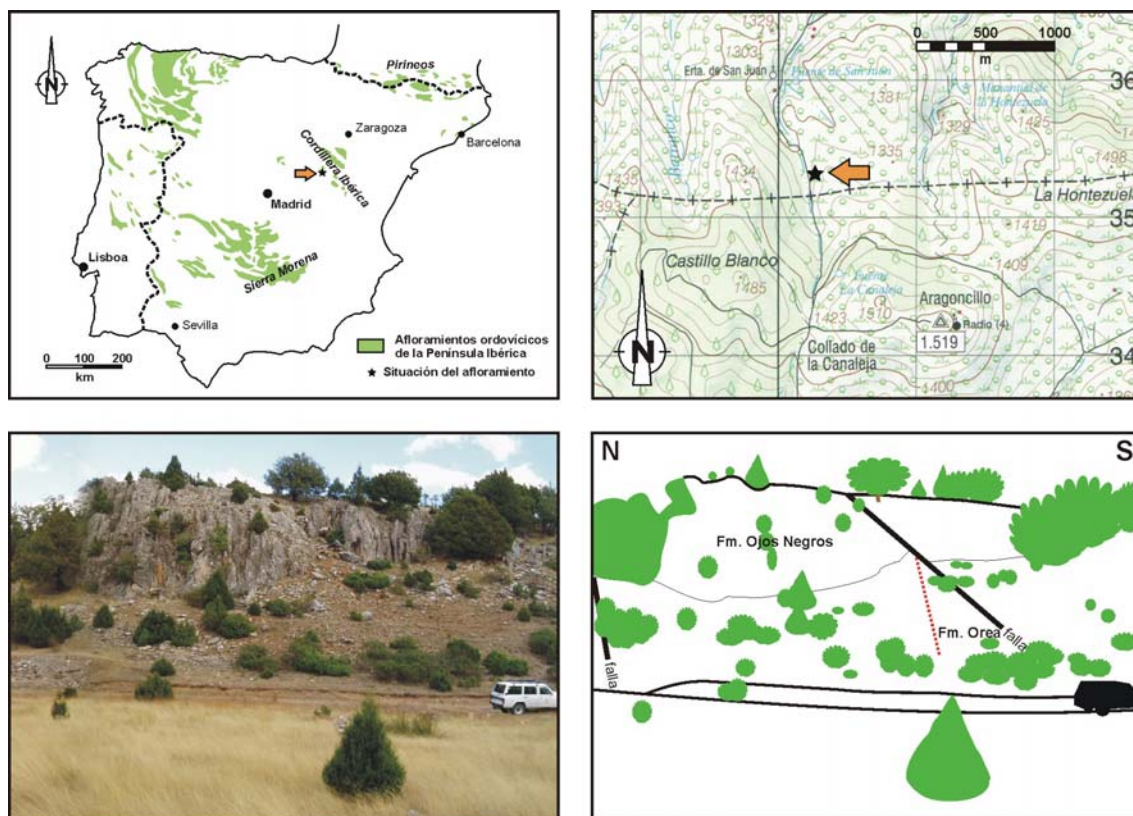


Figura 3.14.- Sección B de Fombuena: columna estratigráfica.

### 3.4.2.- Rama Castellana de la Cordillera Ibérica

#### Sección A de Aragoncillo (Guadalajara)

La sección se halla tres kilómetros al norte de la localidad de Aragoncillo, 1.400 metros al noroeste del vértice geodésico que lleva el mismo nombre (fig. 3.15).



**Figura 3.15.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Aragoncillo (A).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 489 (Molina de Aragón)

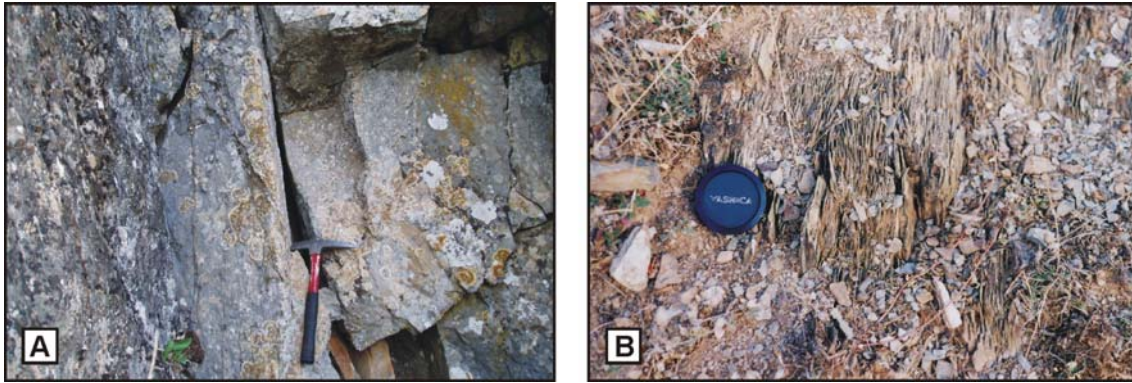
Coordenadas UTM de la base: **30TWL80253530**

Potencia total: 35 m (fig. 3.17).

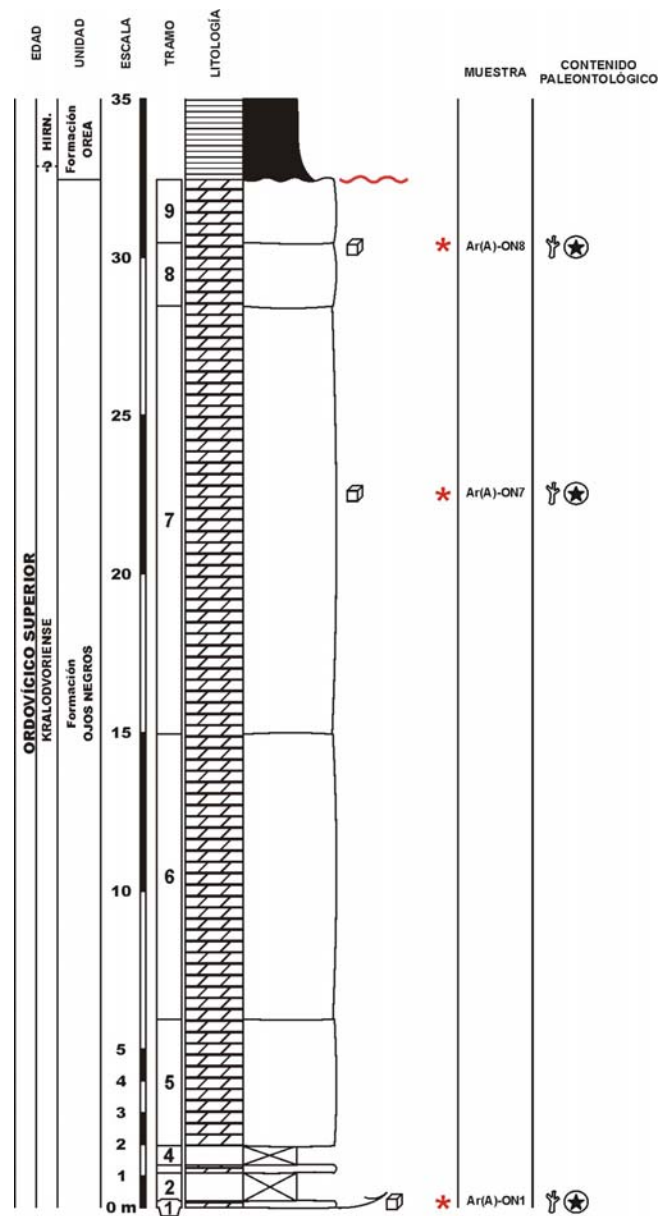
El límite inferior corresponde a una falla.

**Formación Ojos Negros.** 32,52 m. Incluye dolomías marmóreas de tonos grises (fig. 3.16.A), dispuestas en bancos gruesos con contactos netos, marcados por niveles milimétricos más arcillosos. Se reconocen algunos “fantasmas” de briozoos y equinodermos.

**Formación Orea.** +2,48 m. Corresponde a pizarras marrones finamente laminadas (fig. 3.16.B).



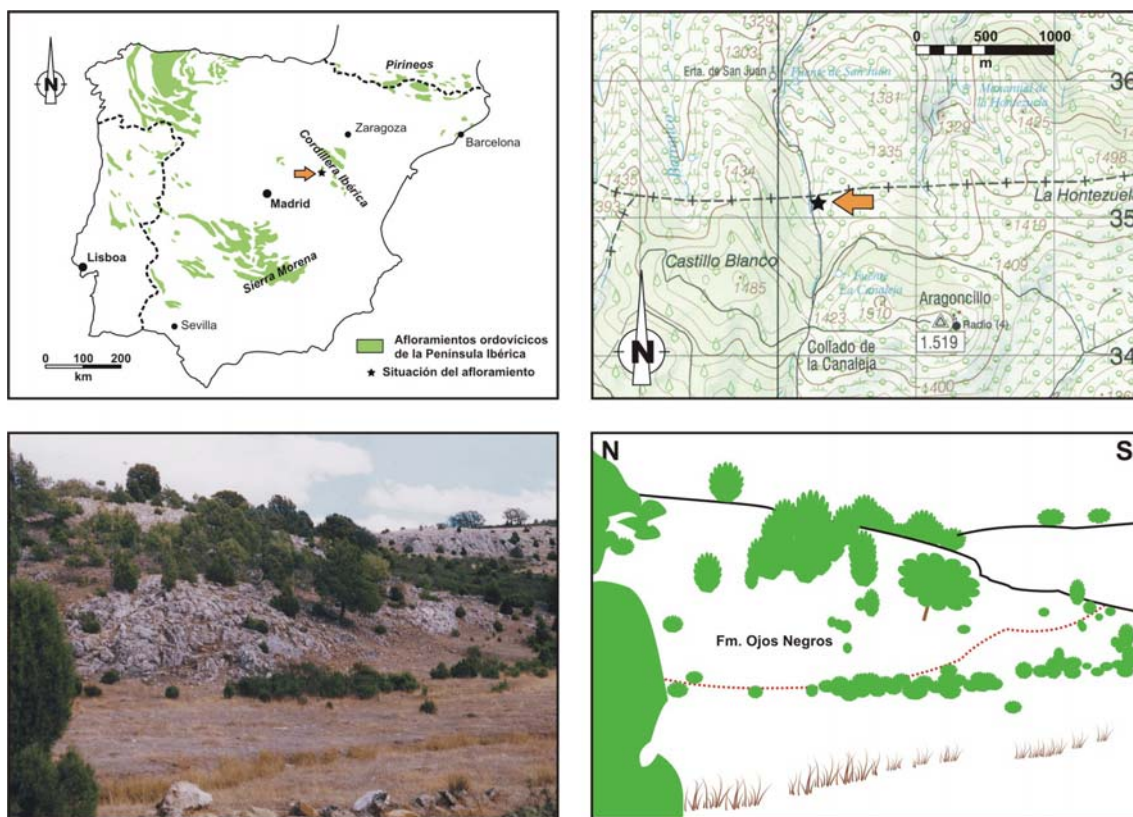
**Figura 3.16.-** Fotografías de campo de la sección A de Aragoncillo. **A:** Dolomías de la Formación Ojos Negros; **B:** Pizarras de la Formación Orea.



**Figura 3.17.-** Sección A de Aragoncillo: columna estratigráfica.

## Sección B de Aragoncillo (Guadalajara)

Se ubica 2,9 kilómetros al norte de Aragoncillo, 100 metros al sur de la sección anterior (fig. 3.18). Este afloramiento está incluido en el trabajo de Hafenrichter (1979-perfil VII).



**Figura 3.18.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Aragoncillo (B).

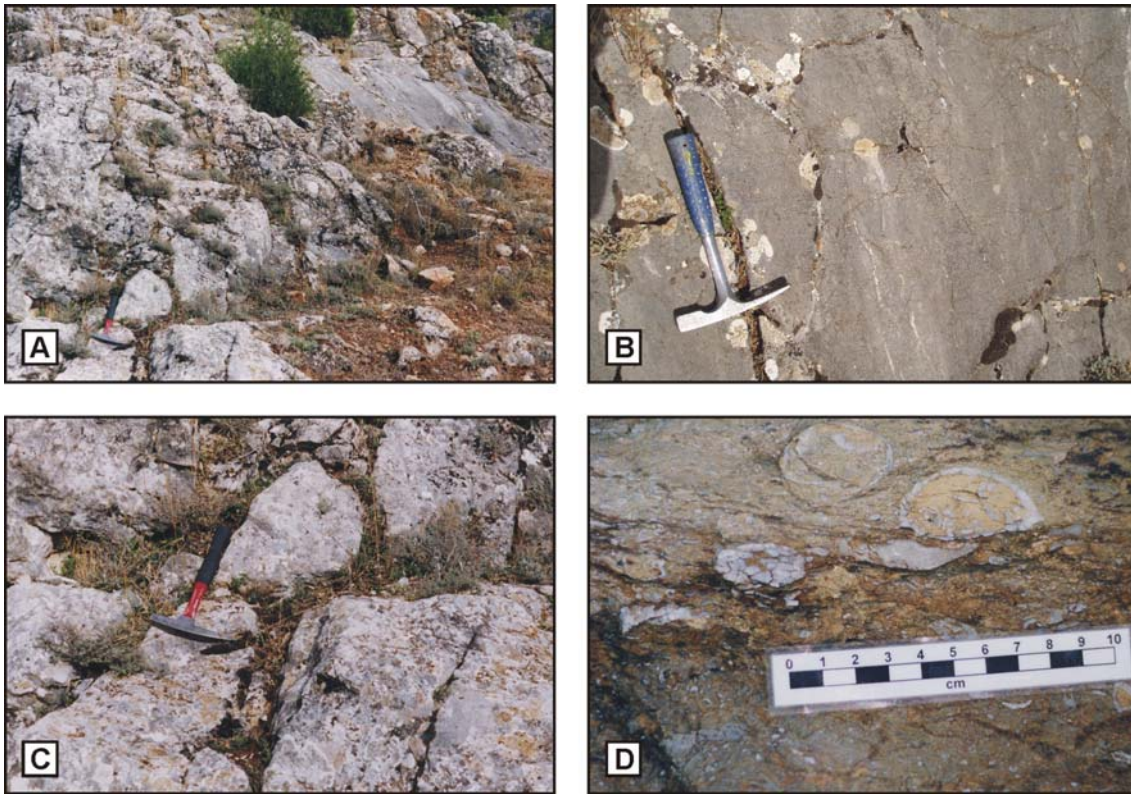
Hoja topográfica a escala 1:50.000: 489 (Molina de Aragón)

Coordenadas UTM de la base: **30TWL80303510**

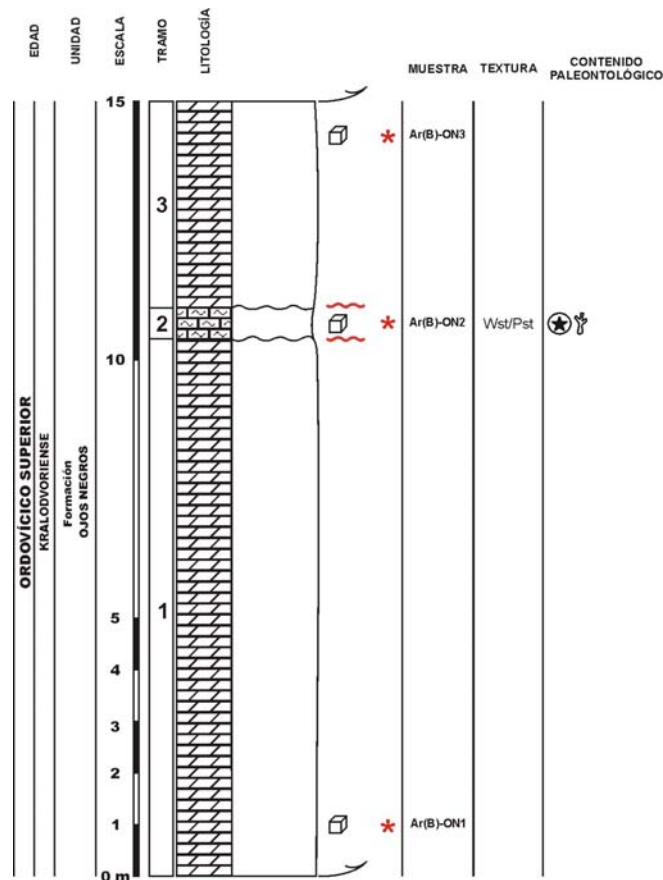
Potencia total: 15 m (fig. 3.20).

**Formación Ojos Negros.** 15 m. Corresponde a dolomías de tonos grises (figs. 3.19.A a 3.19.C), dispuestas en potentes bancos con contactos netos. Se ha reconocido un nivel intermedio de margas ocreas con abundantes restos de equinodermos (fig. 3.19.D).

Los límites superior e inferior corresponden a fallas.



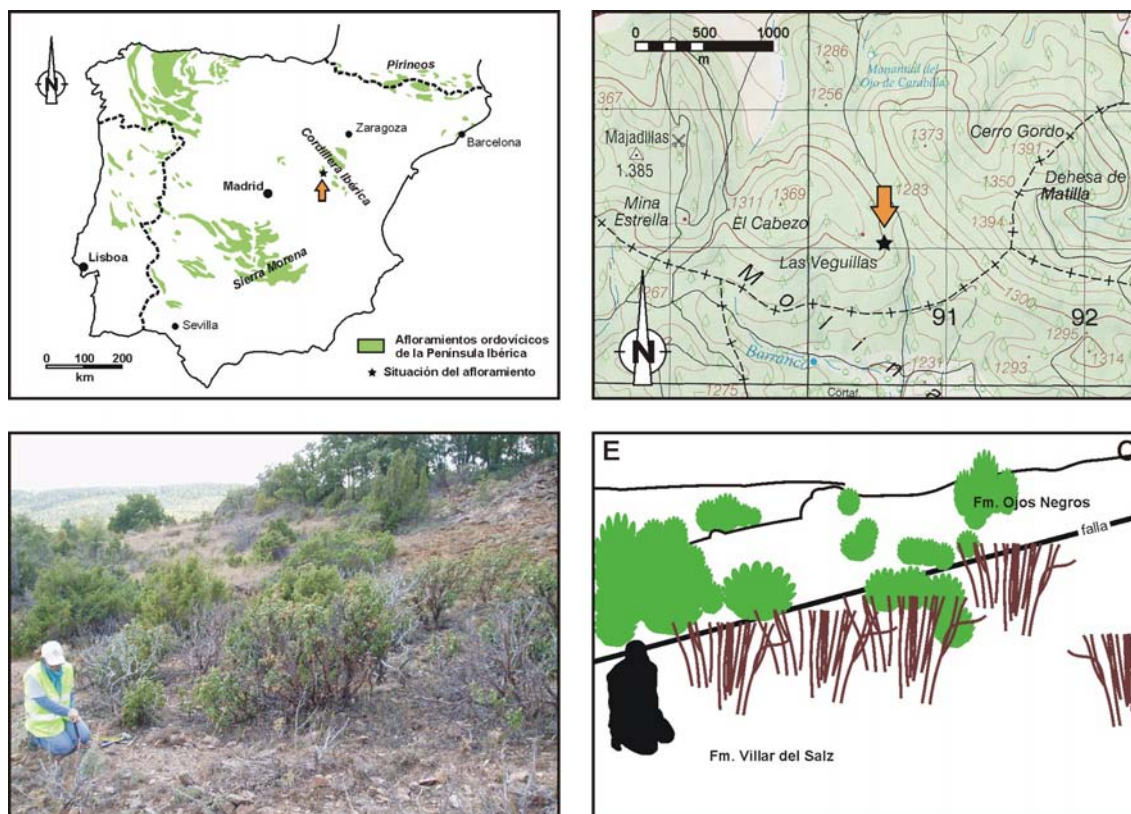
**Figura 3.19.-** Fotografías de campo de la sección B de Aragoncillo. **A-C:** Dolomías de la Formación Ojos Negros; **D:** Nivel Ar(B)-ON2, de naturaleza margosa con tecas de equinodermos.



**Figura 3.20.-** Sección B de Aragoncillo: columna estratigráfica.

### Sección de Pardos (Guadalajara)

Se sitúa a 2,77 kilómetros de la localidad de Pardos en dirección sur; 900 metros al norte del Barranco de los Danzantes; 1,9 kilómetros al este-sureste del vértice geodésico Majadillas (fig. 3.21).



**Figura 3.21.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Pardos.

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 489 (Molina de Aragón)

Coordenadas UTM de la base: **30TWL90553105**

Potencia total: 30 m (fig. 3.23).

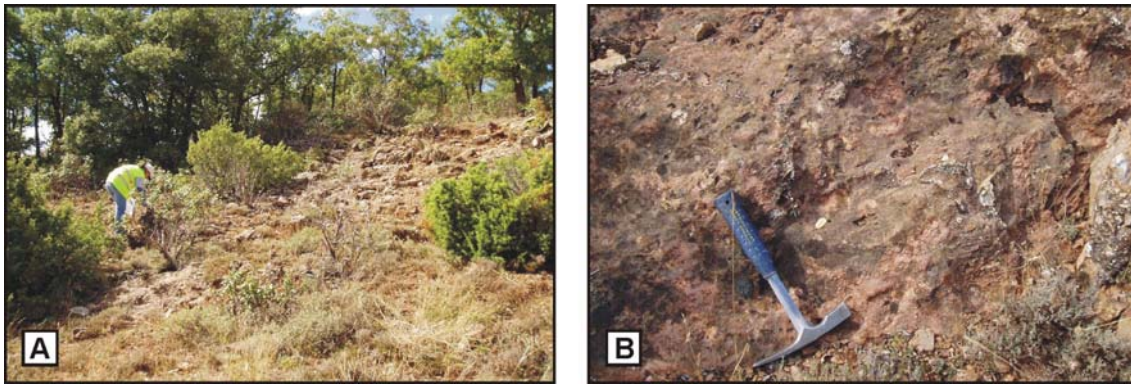
**Techo de la Formación Villar del Salz.** +2,5 m. Alternancia de pizarras y areniscas de grano fino en bancos de potencia decimétrica.

El contacto con la unidad suprayacente corresponde a una falla y supone una laguna estratigráfica del Berouniense.

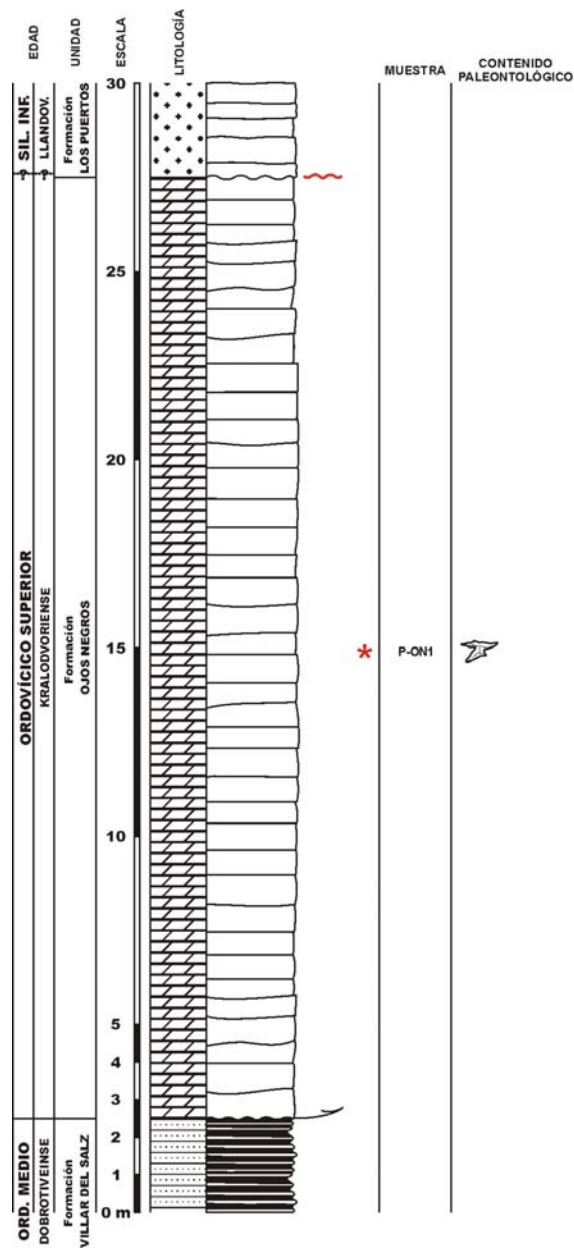
**Formación Ojos Negros.** 25 m. Dolomías de colores pardo-anaranjados y aspecto sacaroideo, que se disponen en bancos de potencia métrica con contactos netos (figs. 3.22.A y 3.22.B).

**Base de la Formación Los Puertos.** +2,5 m. Ortocuarzitas blancas de grano fino a medio, dispuestas en potentes bancos que presentan estratificación cruzada de gran escala.

El contacto con la unidad infrayacente corresponde a una disconformidad, representando la laguna estratigráfica, al menos a parte del Hirnantiense, dada la ausencia de las pizarras que constituyen la Fm. Orea.



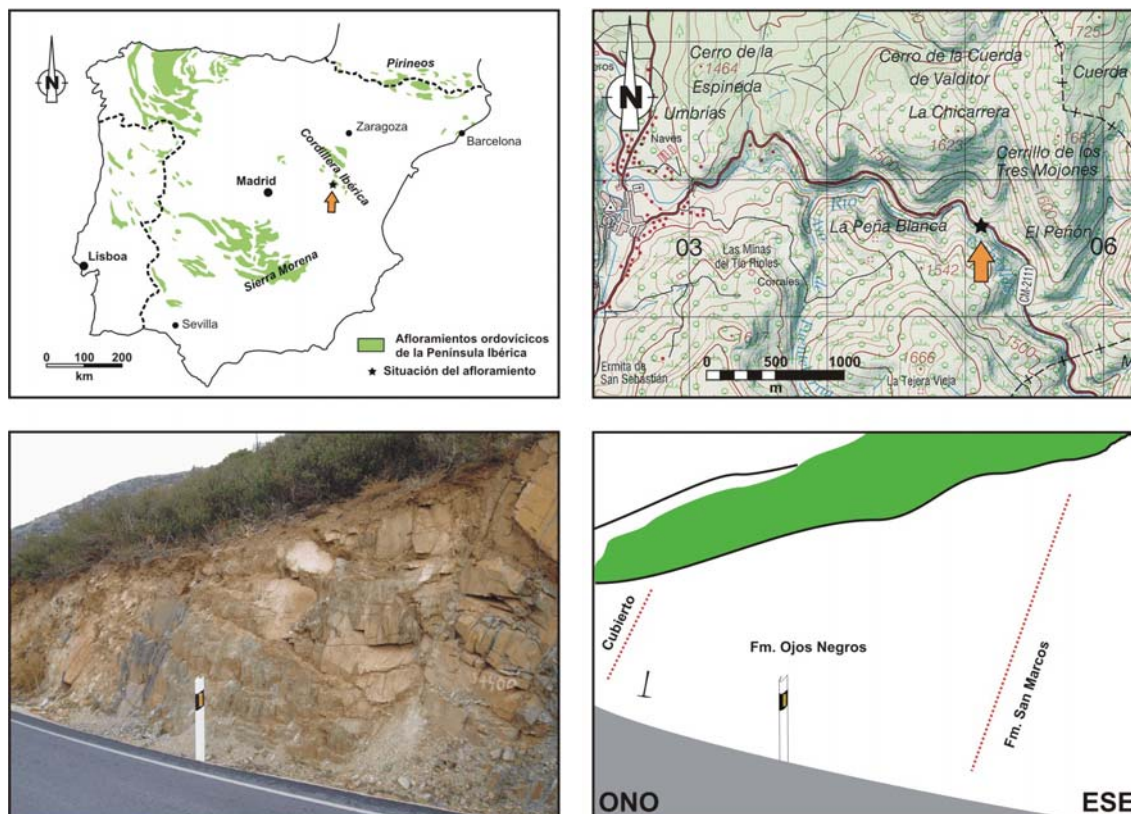
**Figura 3.22.**- Fotografías de campo de la sección de Pardos. **A:** Dolomías de la Formación Ojos Negros; **B:** Detalle de las dolomías.



**Figura 3.23.**- Sección de Pardos: columna estratigráfica.

## Sección A de Checa (Guadalajara)

El afloramiento investigado se encuentra 2,7 kilómetros al este de la localidad de Checa, entre los kilómetros 3 y 4 de la carretera CM-2111 (fig. 3.24). Entre los autores que han estudiado esta sección con anterioridad destaca Hafenrichter (1979-perfil IX).



**Figura 3.24.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Checa (A).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 540 (Checa)

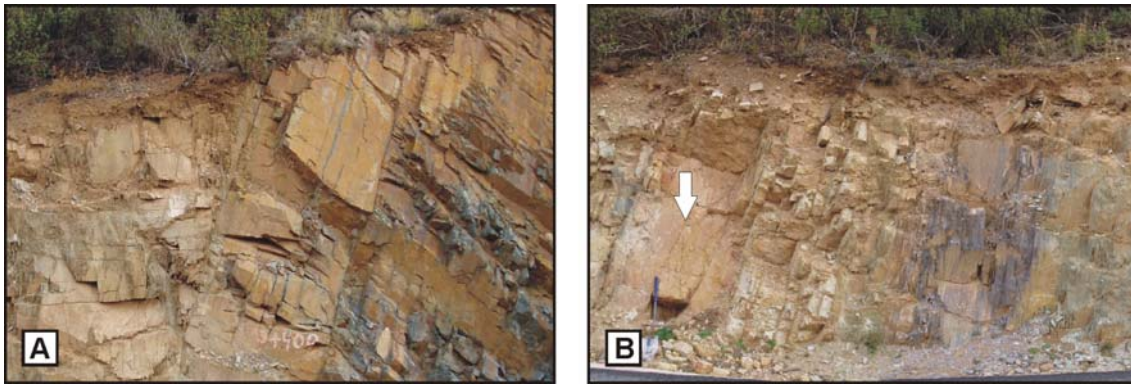
Coordenadas UTM de la base: **30TXK05129365**

Potencia total: 15 m (fig. 3.26).

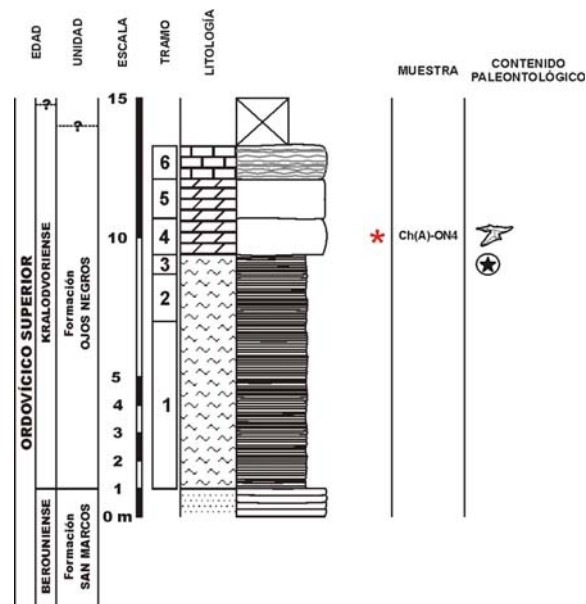
**Techo de la Formación San Marcos.** +1 m. Areniscas de grano fino y tonos pardos, dispuestas en bancos de potencia variable, con contactos netos (fig. 3.25.A).

**Formación Ojos Negros.** 12,3 m. Margas, dolomías y calizas. Los materiales margosos, que aparecen hacia base, presentan una variación de color en la vertical desde tonos violetas a verdes (fig. 3.25.B), lo que nos ha permitido individualizar tres niveles. Las dolomías de tonos anaranjados (fig. 3.25.B) aparecen dispuestas en potentes bancos, con contactos netos.

**Cubierto.** +1,7 m.



**Figura 3.25.-** Fotografías de campo de la sección A de Checa. **A:** Areniscas de la Formación San Marcos; **B:** Margas y dolomías de la Fm Ojos Negros, la flecha indica el punto de muestreo.



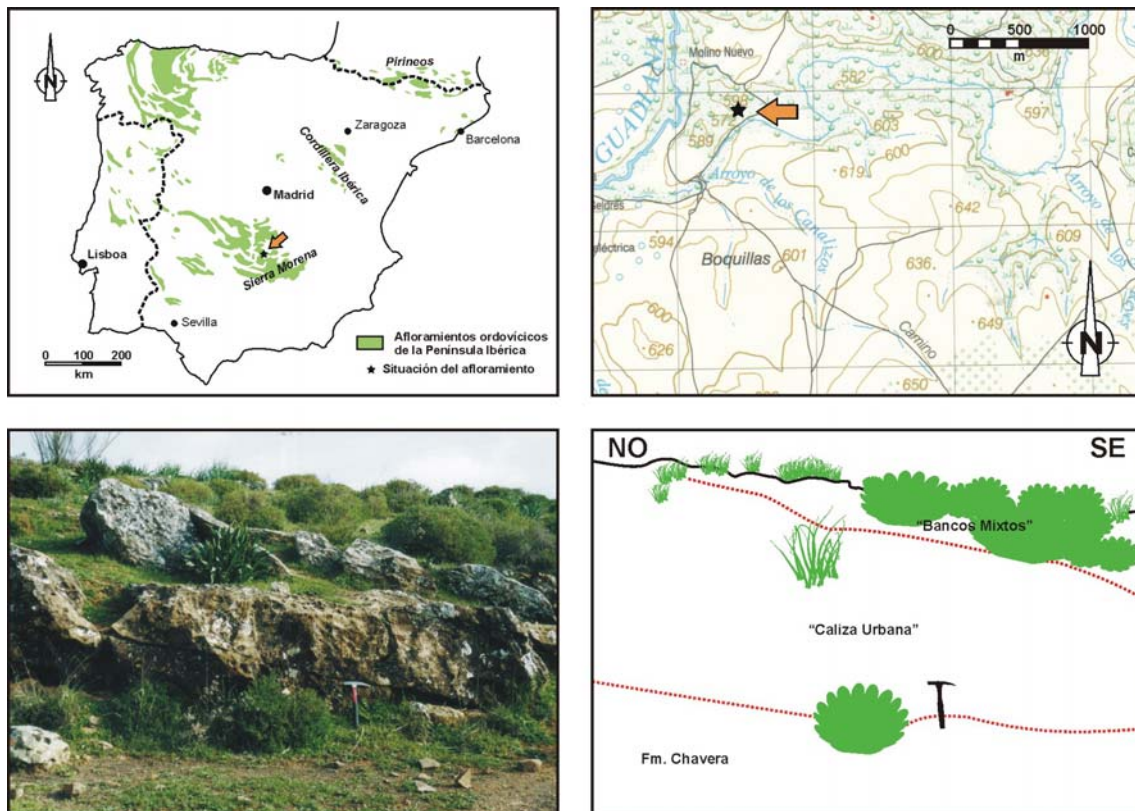
**Figura 3.26.-** Sección A de Checa: columna estratigráfica.

### 3.4.3.- Sierra Morena oriental

#### Sección A Corral de Calatrava (Ciudad Real)

Se localiza cuatro kilómetros al norte de la localidad de Corral de Calatrava, a unos 100 metros del río Jabalón, en dirección noroeste (fig. 3.27). Esta sección ha sido incluida en los trabajos de Hafenrichter (1979-perfil XVII) y Sarmiento (1990-perfil A; 1993-perfil CO-A).

Se trata de una sección complementaria de la sección Corral de Calatrava (B), por lo que sólo se han estudiado los tramos correspondientes al techo de los “Bancos Mixtos” y la “Caliza Urbana”.



**Figura 3.27.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Corral de Calatrava (A).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 784 (Ciudad Real)

Coordenadas UTM de la base: **30SVJ06400585**

Potencia total: 19 m (fig. 3.29).

**Techo de los “Bancos Mixtos”.** +12,9 m. Alternancia de pizarras y areniscas de grano fino con cemento calcáreo. Nueve metros por debajo del techo aparece un nivel carbonatado de 90 centímetros con una importante acumulación de braquiópodos (fig. 3.28.A). El tramo aparece bastante cubierto.

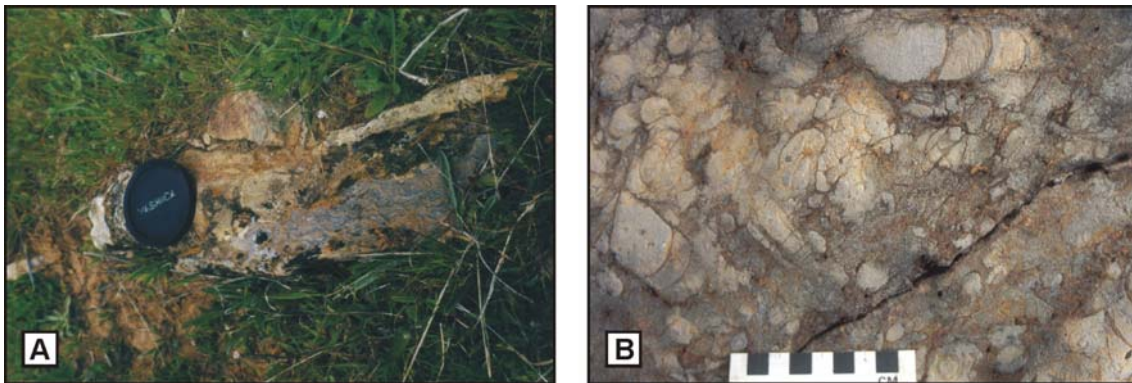
**“Caliza Urbana”.** 3,07 m. Para su estudio micropaleontológico se ha subdividido en cuatro tramos.

El primero de estos tramos corresponde a un conglomerado polimíctico de 10 cm de potencia, formado por cantos de caliza, cantos fosfáticos, y en menor proporción cantos de areniscas y cuarcitas, con tamaños comprendidos entre 2 y 6 centímetros.

Por encima aparecen calizas grises (tramos 2 y 3), dispuestas en dos bancos gruesos, y dolomías (tramo 4). A techo del nivel 3 se ha observado la existencia de un nivel de concentración de nautiloideos (fig. 3.28.B).

Los contactos entre los distintos niveles individualizados para este tramo son netos, mientras que los límites con los tramos infra y suprayacentes corresponden a superficies erosivas.

**Formación Chavera.** +3,03 m. Pizarras negras. En la parte inferior presenta un alto contenido en arenas.



**Figura 3.28.**- Fotografías de campo de la sección A de Corral de Calatrava. **A:** Nivel carbonatado de los “Bancos Mixtos”; **B:** Nivel de concentración de nautiloideos a techo del nivel CC(A)-CU3.

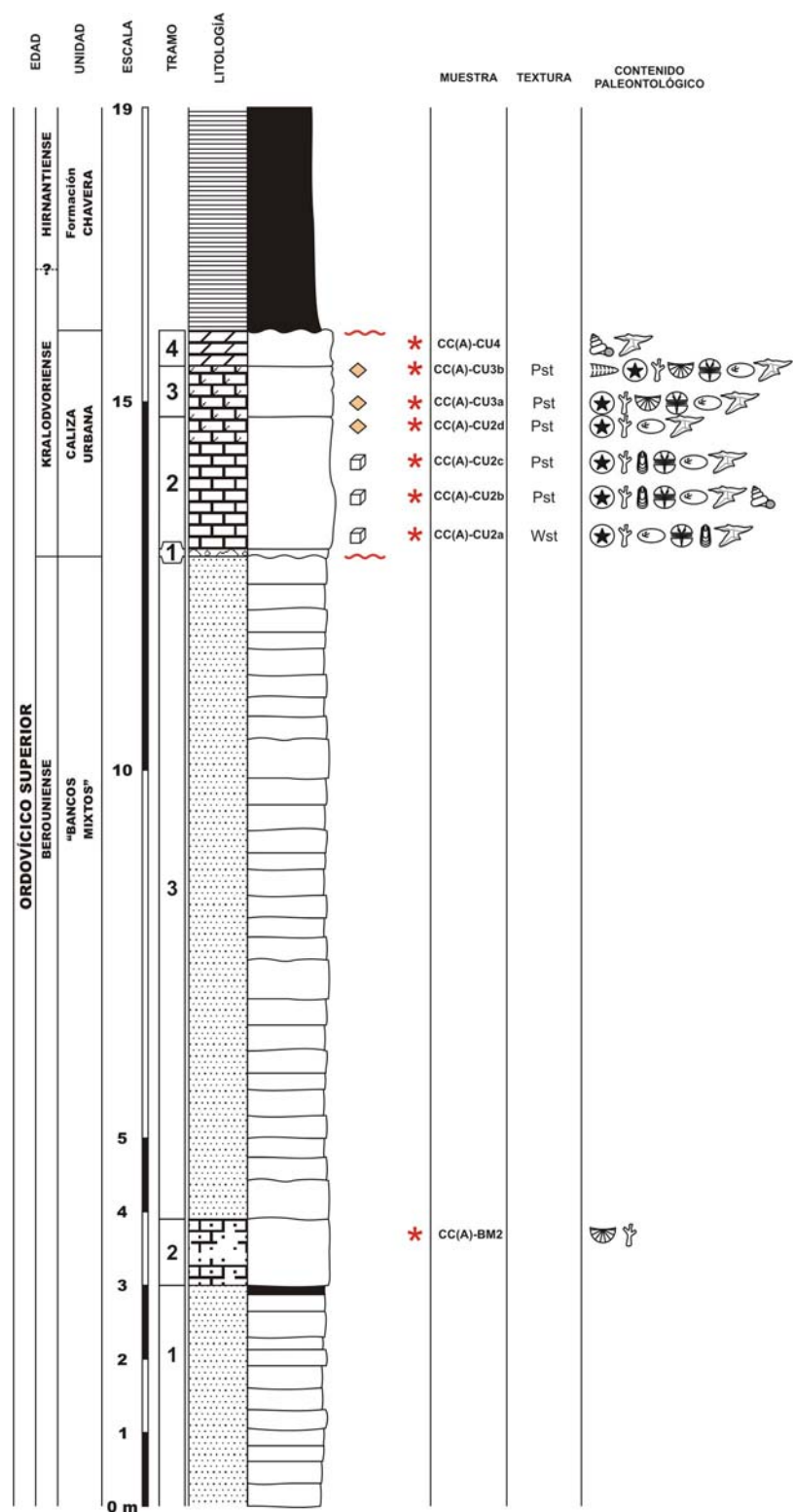
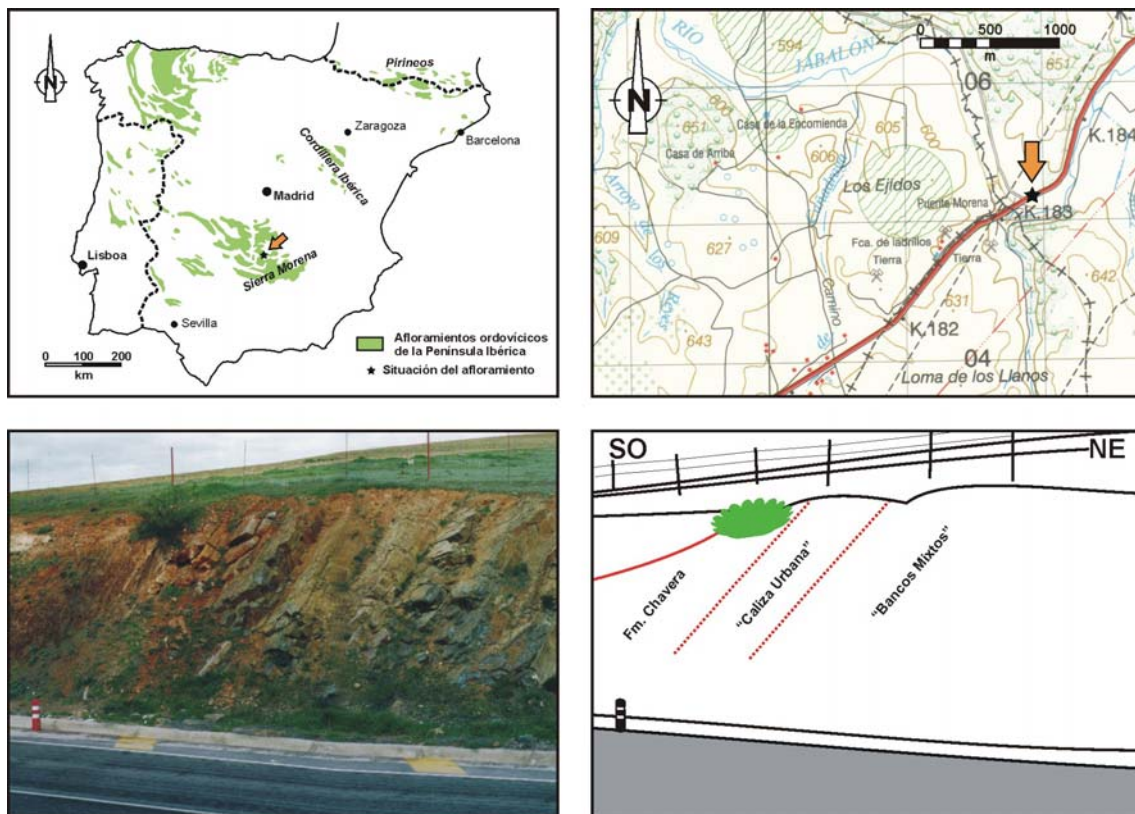


Figura 3.29.- Sección A de Corral de Calatrava: columna estratigráfica.

## Sección B Corral de Calatrava (Ciudad Real)

El corte estudiado se encuentra entre los kilómetros 183 y 184 de la N-420 (Ciudad Real-Puertollano), 250 metros al NE del Puente Morena, que cruza el río Jabalón (fig. 3.30). Como en el caso anterior, este afloramiento ha sido previamente estudiado por Hammann (1976: 38), Hafenrichter (1979-perfil XVII) y Sarmiento (1990-perfil B; 1993-perfil CO-B), entre otros.

Se trata de una secuencia continua, a excepción de una pequeña falla inversa de poca relevancia, y abarca materiales con una edad comprendida entre el Ordovícico Medio y el Silúrico Inferior, si bien se describen solamente los tramos muestreados.



**Figura 3.30.**- Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Corral de Calatrava (B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 784 (Ciudad Real)

Coordenadas UTM de la base: **30SVJ11900520**

Potencia total: 15 m (fig. 3.32).

**“Bancos Mixtos”**. +11,9 m. Se han identificado 3 tramos:

**Tramo 1.** +2 m. Alternancia de pizarras y areniscas con cemento calcáreo parcialmente fosilíferas.

**Tramo 2.** 0,9 m. Areniscas calcáreas con braquiópodos (figs. 3.31.A y 3.31.B).

**Tramo 3.** 9,0 m. Alternancia de pizarras y areniscas con cemento calcáreo en las que abundan los restos de braquiópodos (fig. 3.31.C).

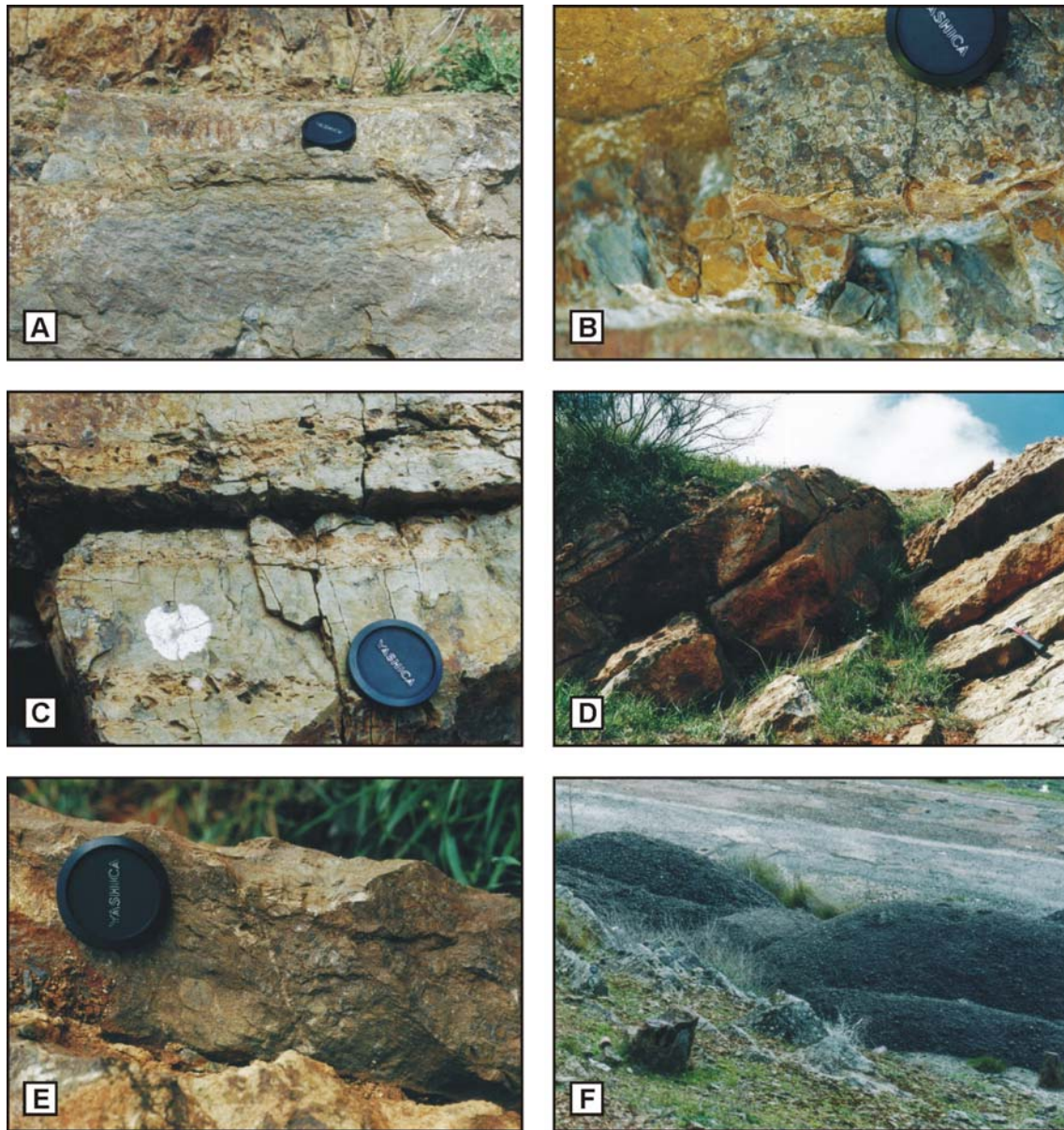
Los contactos entre los distintos niveles son netos. El límite con el siguiente tramo corresponde a una superficie erosiva.

**“Caliza Urbana”.** 1,6 m. En la base aparece el nivel conglomerático polimíctico (tramo 1), ya descrito para la sección A de Corral de Calatrava.

Por encima, se registran de calizas grises dispuestas en cuatro bancos (tramos 2-5) de potencia decimétrica, los contactos entre ellos son netos, siendo la base y el techo de los estratos ondulados (fig. 3.31.D).

Un aspecto relevante es la presencia de un nivel de concentración de ortocerátidos a techo del nivel 4 (fig. 3.31.E).

**Base de la Formación Chavera.** +1 m. Pizarras negras en cuya base aparecen intercalaciones arenosas (fig. 3.31.F). El contacto con el tramo infrayacente corresponde a una disconformidad.



**Figura 3.31.-** Fotografías de campo de la sección B de Corral de Calatrava. **A:** Tramo CC(B)-BM2; **B:** Detalle del tramo; **C:** Niveles de concentración de braquiópodos en las areniscas de techo de los “Bancos Mixtos”; **C:** Afloramiento de la “Caliza Urbana”; **D:** Nivel de concentración de nautiloideos a techo del nivel CC(B)-CU4; **F:** Pizarras de la Formación Orea.

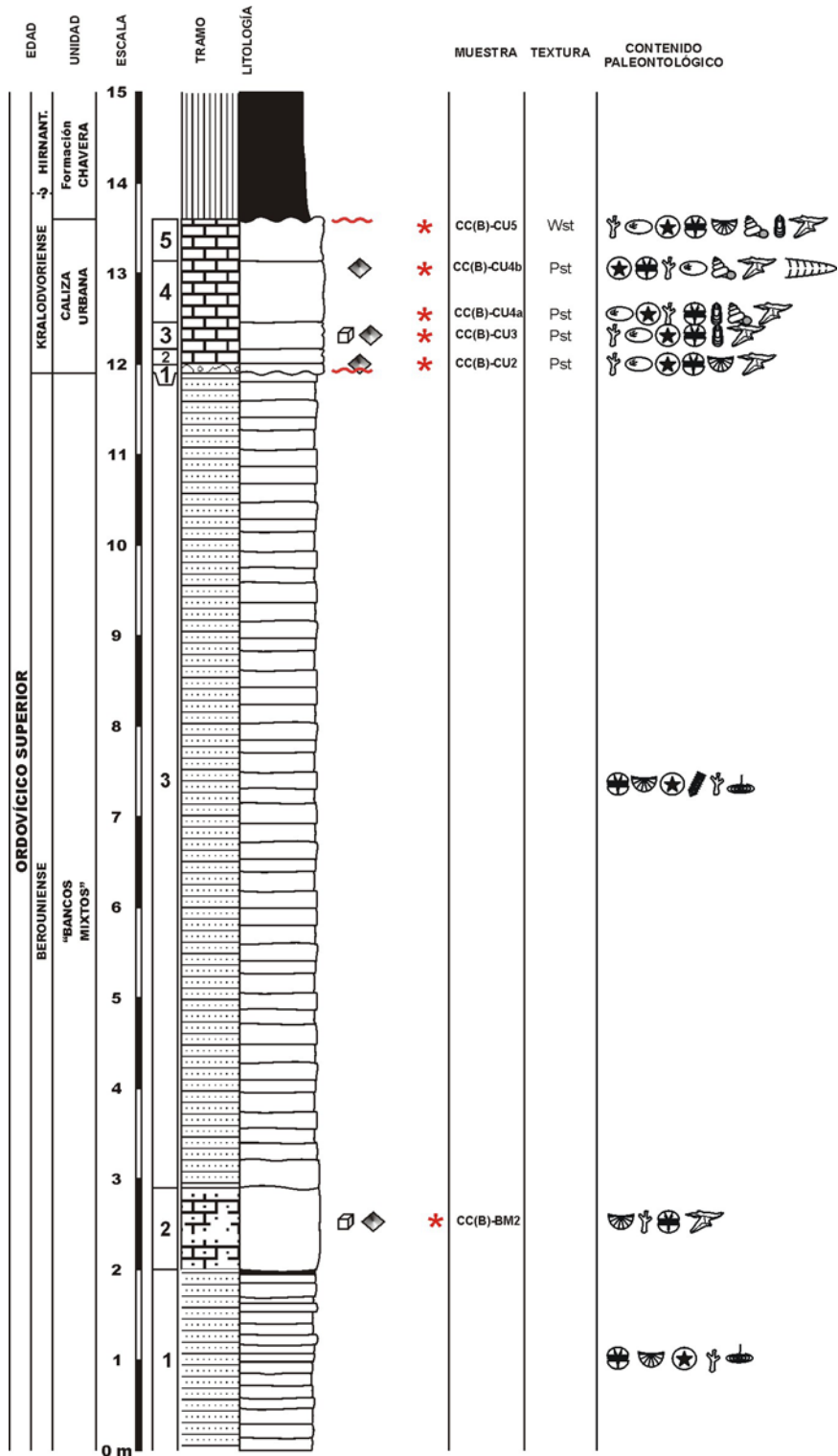
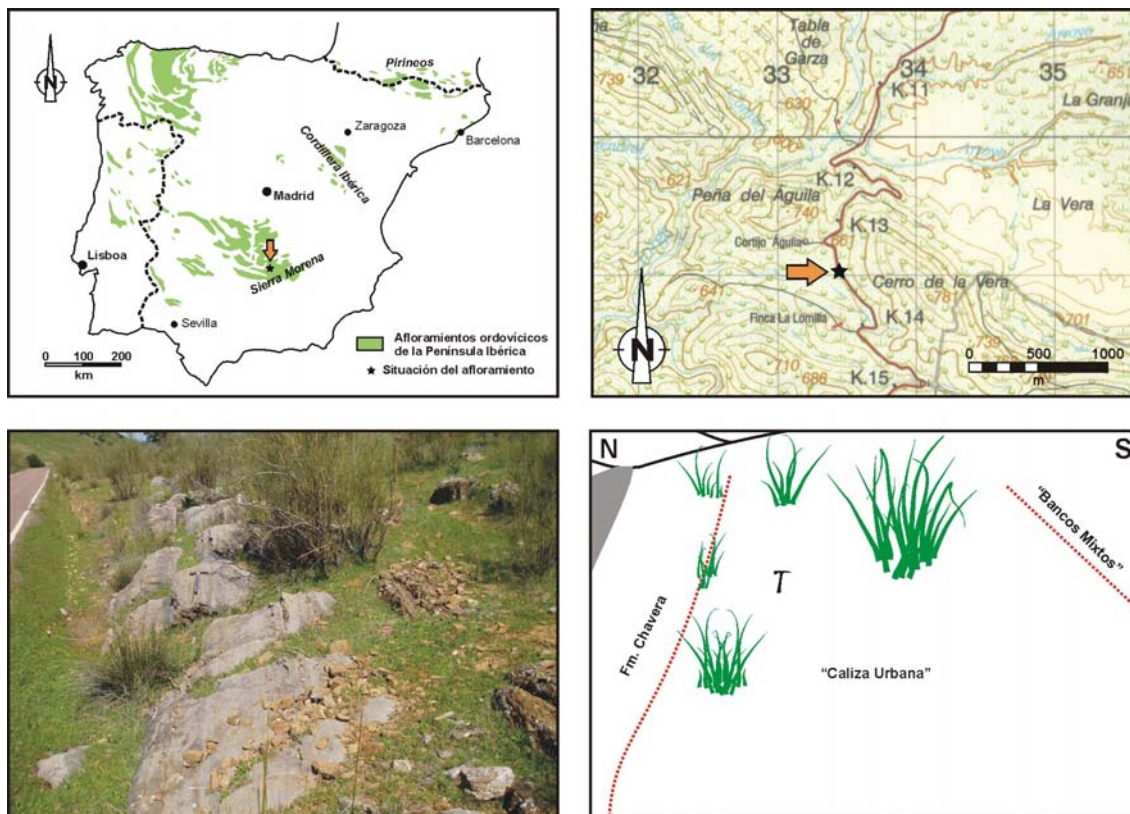


Figura 3.32.- Sección B de Corral de Calatrava: columna estratigráfica.

### Sección de Huertezuelas (Ciudad Real)

La sección de Huertezuelas se localiza entre los kilómetros 13 y 14 de la carretera CR-P5041 que une las localidades de Huertezuelas y Calzada de Calatrava, al SE del Cortijo del Águila (fig. 3.33). Esta sección está incluida en los trabajos de Hafenrichter (1979-perfil-XV), Palero y Martín-Izard (1988) y Sarmiento (1993-perfil Huertezuelas-A), entre otros autores.



**Figura 3.33.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Huertezuelas.

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 837 (Viso del Marqués)

Coordenadas UTM de la base: **30SVH33456905**

Potencia total: 6 m (fig. 3.35).

**Techo de los “Bancos Mixtos”**. +0,50 m. Corresponde a areniscas calcáreas fosilíferas (figs. 3.34.A y B). El límite con el tramo superior es neto.

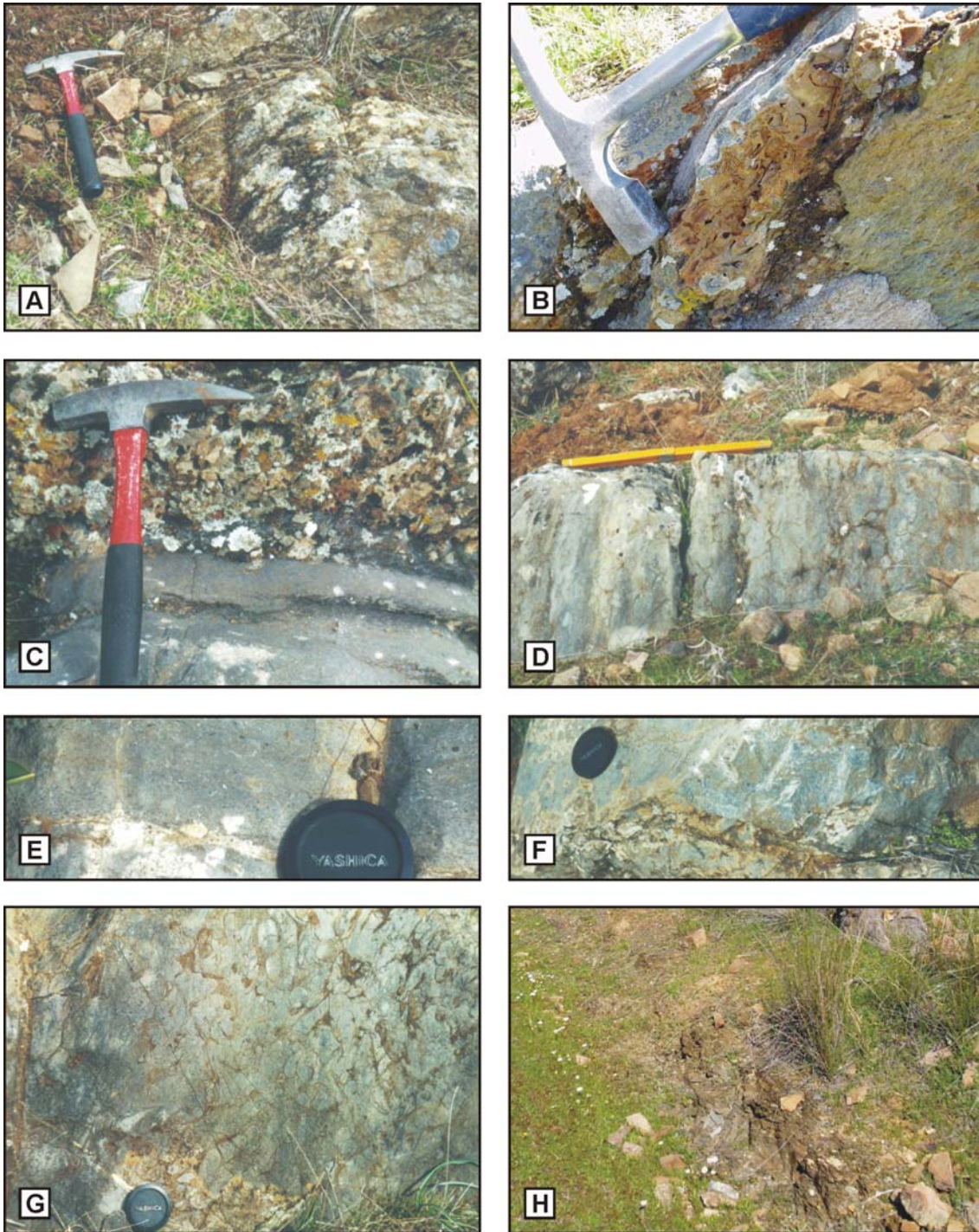
**“Caliza Urbana”**. 3,5 m. En función de las observaciones de campo hemos podido dividirla en ocho tramos.

En la parte inferior (tramos 1 a 4) aparecen tramos de areniscas calcáreas y margas de tonos pardos (fig. 3.34.C).

La mitad superior corresponde a calizas de tonos azulados (fig. 3.34.D-F), dispuestas en bancos de potencia decimétrica (tramos 5 a 8), con contactos netos y ondulados. Las observaciones realizadas en campo nos han permitido identificar restos de briozoos, equinodermos y braquiópodos, y a techo del nivel 3 un nivel de concentración de ortocerátidos (fig. 3.34.G).

El límite con los materiales suprayacentes corresponde a una discontinuidad erosiva.

**Base de la Formación Chavera.** +1,56 m. Pizarras de tonos pardo grisáceos muy astillosas (fig. 3.34.H).



**Figura 3.34.-** Fotografías de campo de la sección Huertezuelas. **A:** Lumaquela calcárea de los “Bancos Mixtos”; **B:** Detalle de las lumaquelas calcáreas; **C:** Tramos 3 y 4 de la “Caliza Urbana”; **D:** Tramos H-CU5 a H-CU8; **E:** Tramo H-CU6; **F:** Tramo H-CU8, obsérvese la coloración azul de las calizas; **G:** Nivel de concentración de nautiloideos a techo del nivel H-CU7; **H:** Aspecto de las pizarras de la Formación Chavera.

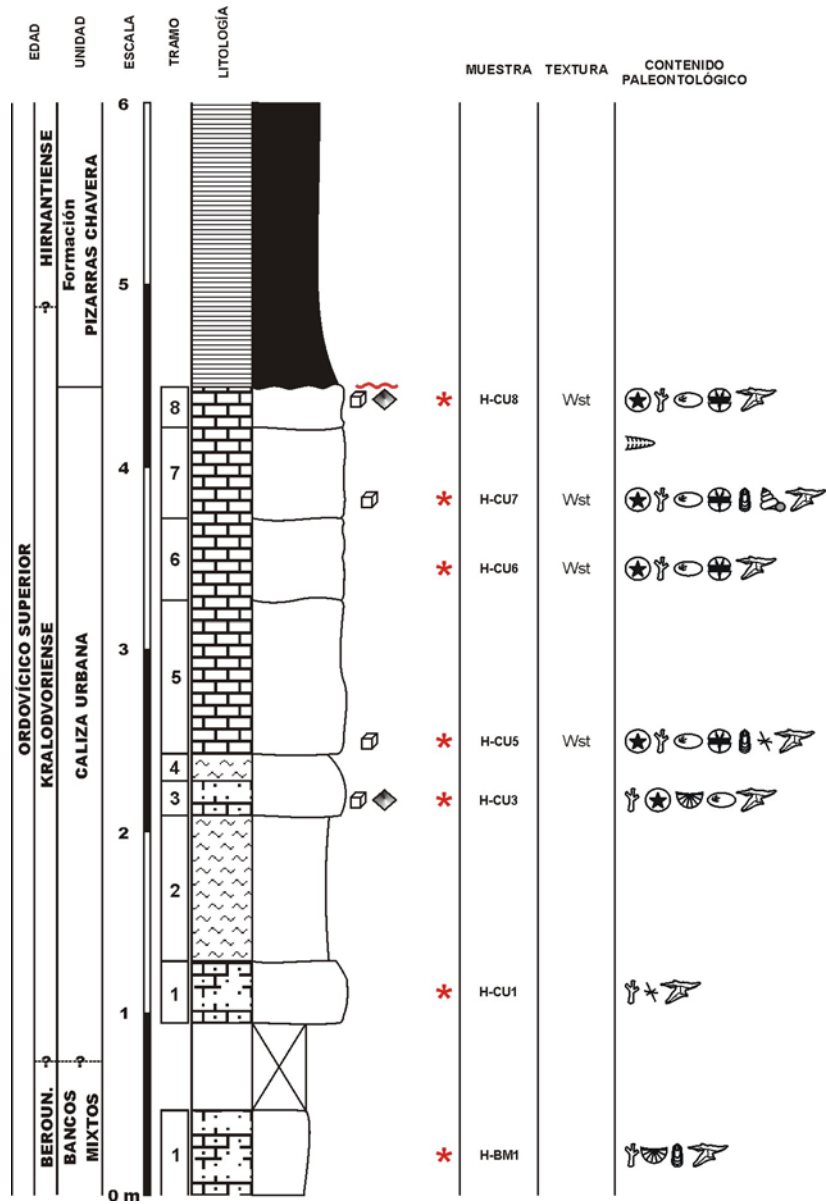
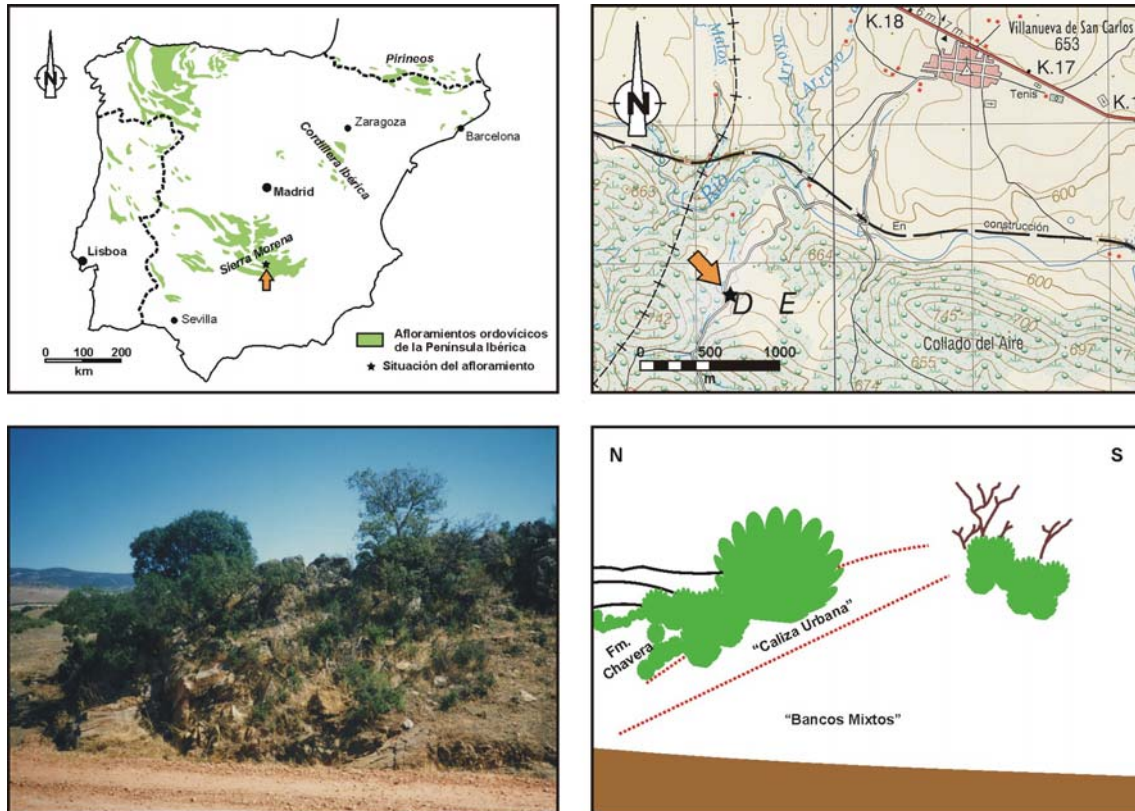


Figura 3.35.- Sección de Huertezuelas: columna estratigráfica.

### Sección de Villanueva de San Carlos (Ciudad Real)

La sección se ubica 2,5 kilómetros al suroeste de la localidad de Villanueva de San Carlos, siguiendo el camino rural que cruza el río Ojailén (fig. 3.36).



**Figura 3.36.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Villanueva de San Carlos.

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 836 (Mestanza)

Coordenadas UTM de la base: **30SVH19027375**

Potencia total: 10 m (fig. 3.38).

**Techo de los "Bancos Mixtos"**. +3,30 m. Se han diferenciado dos tramos en función de su litología. El primero de ellos (tramo 1) corresponde a areniscas de grano fino y tonos pardos, dispuestas en bancos de potencia decimétrica (fig. 3.37.A).

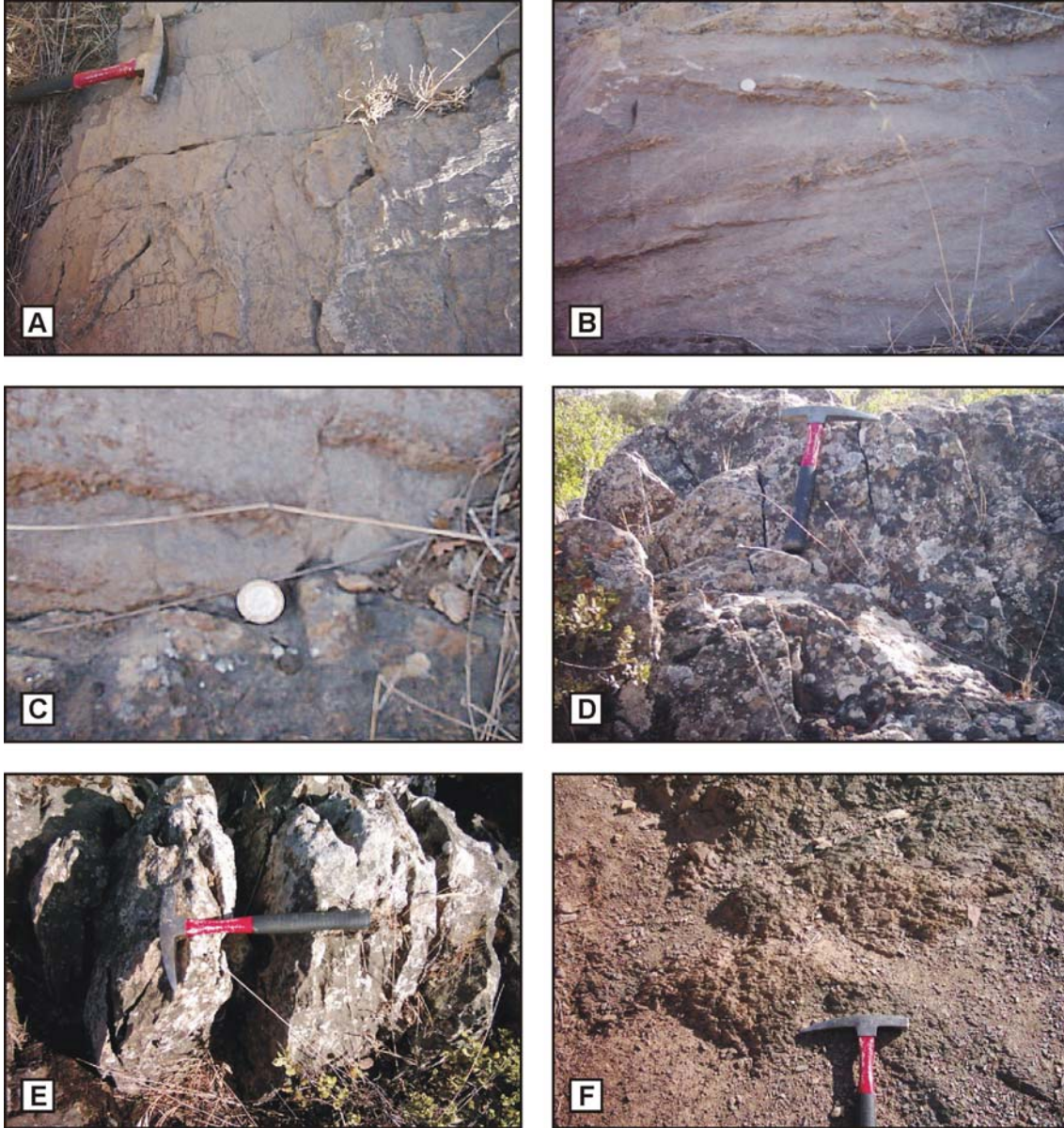
Le suceden 2,30 metros de areniscas calcáreas de tonos grisáceos y aspecto masivo (tramo 2). Contienen abundantes restos de braquiópodos, incluso se han identificado briozoos discoides *in situ*. Destaca la estratificación cruzada dentro de las estructuras sedimentarias (fig. 3.37.B).

Los contactos entre los diferentes bancos identificados corresponden a superficies erosivas (fig. 3.37.C).

**"Caliza Urbana"**. 4,70 m. También se ha dividido en dos tramos dadas las diferencias litológicas observadas. En la parte inferior aparece un banco margoso de potencia métrica (tramo 1).

Por encima se registra un tramo de calizas grises (tramo 2) dispuestas en bancos gruesos con braquiópodos y briozoos removidos (figs. 3.37.D y 3.37.E). El límite con los materiales suprayacentes corresponde a una discontinuidad erosiva.

**Base de la Formación Chavera.** +2,00 m. Pizarras oscuras (fig. 3.37.F). El resto de la unidad aparece muy cubierta.



**Figura 3.37.-** Fotografías de campo de la sección Villanueva de San Carlos. **A:** Areniscas de los “Bancos Mixtos”, tramo VSC-BM1; **B:** Lumaquela de braquiópodos, tramo VSC-BM2, en la que se aprecia laminación oblicua entrecortada; **C:** Contacto erosivo entre dos de los bancos identificados; **D:** Calizas de la unidad “Caliza Urbana”; **E:** Detalle de las calizas; **F:** Pizarras de la Formación Chavera.

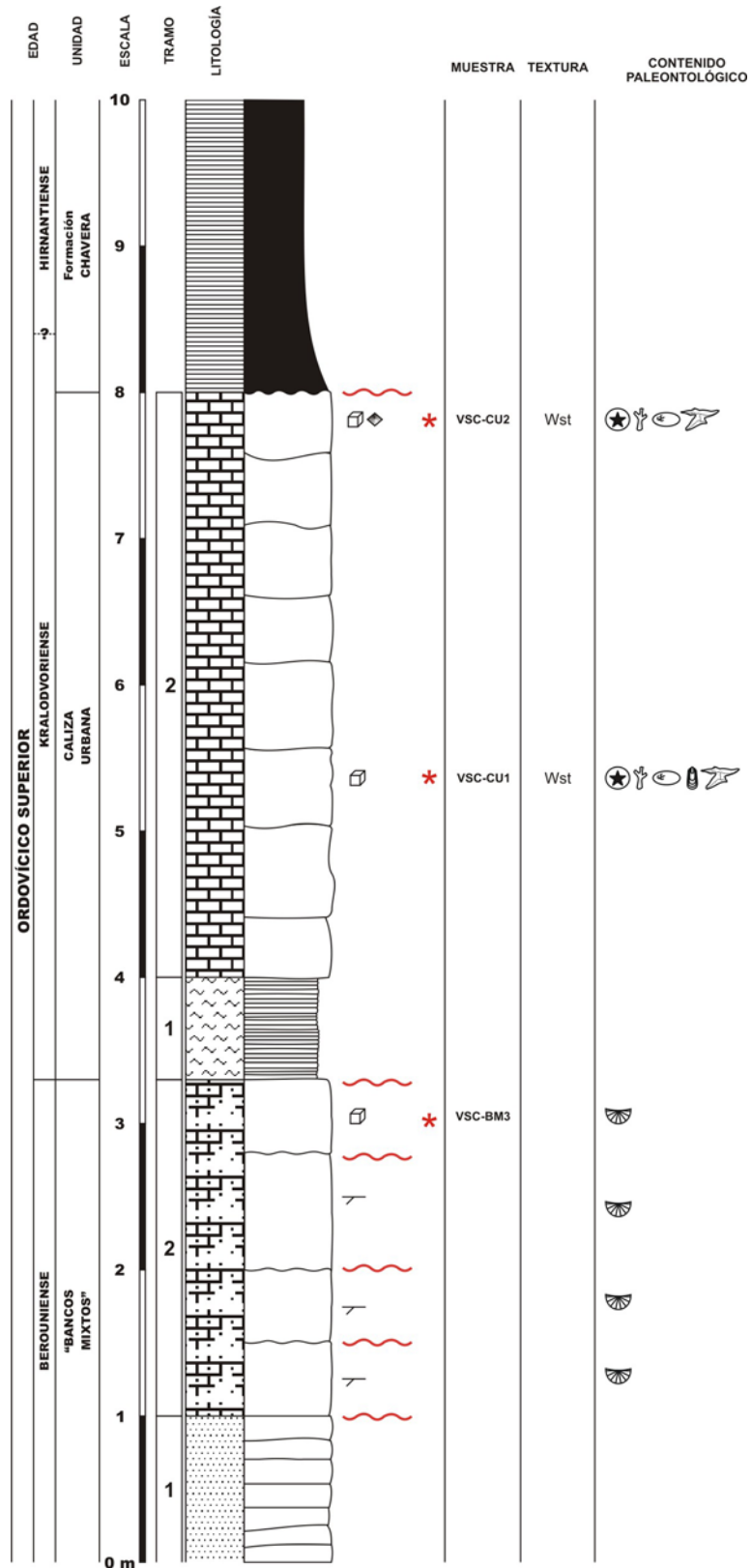
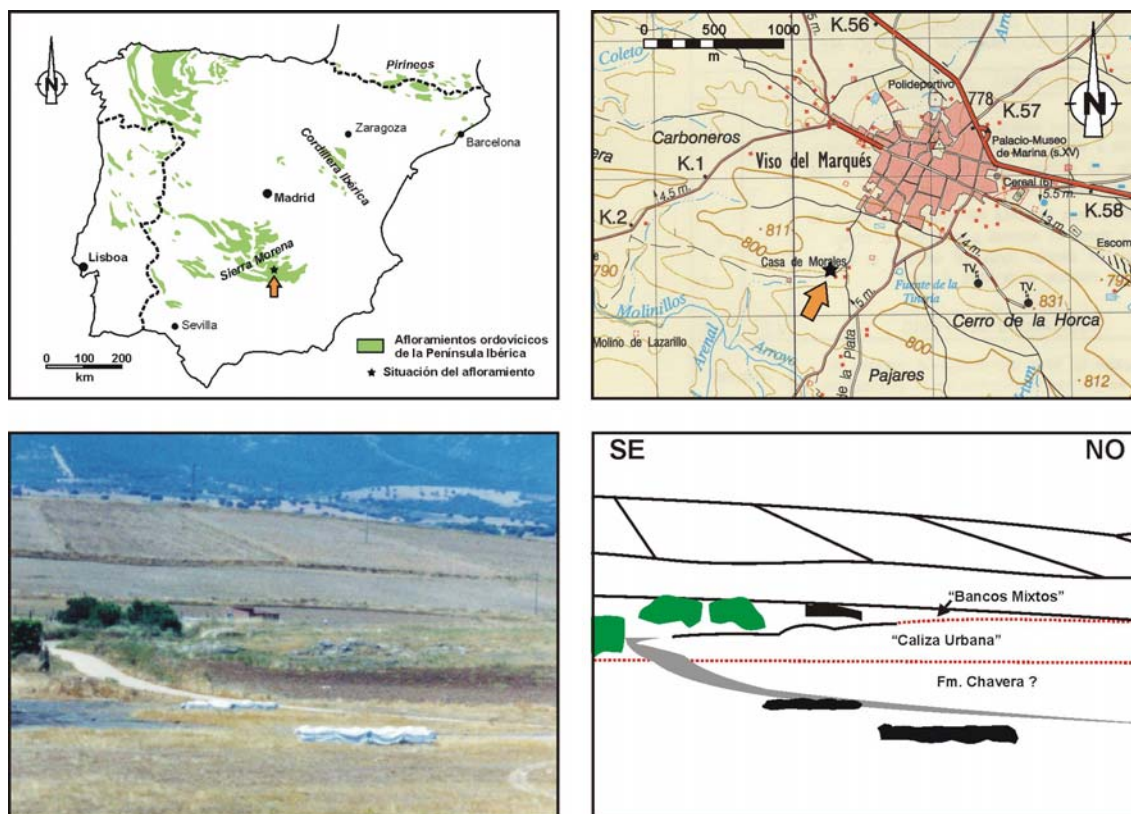


Figura 3.38.- Sección de Villanueva de San Carlos: columna estratigráfica.

## Sección A de Viso del Marqués (Ciudad Real)

Se halla 1,1 kilómetros al suroeste de la localidad de Viso del Marqués, en las inmediaciones de la denominada Casa de Morales, en el flanco sur del Sinclinal de Viso del Marqués (fig. 3.39). Trabajos anteriores han incluido este afloramiento (p. ej. Fuganti y Serpagli, 1968 y Hafenrichter, 1979-perfiles XIVA-XIVB).



**Figura 3.39.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Viso del Marqués (A).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 837 (Viso del Marqués)

Coordenadas UTM de la base: **30SVH50306395**

Potencia total: 60 m (fig. 3.41).

**Techo de los “Bancos Mixtos”.** +21,36 m. Aparece muy cubierto. Se trata de una alternancia de areniscas puras de grano fino (tramos 1, 7, 11 y 13) y areniscas calcáreas. Los tramos 3 y 5 corresponden a lumaquelas de braquiópodos (fig. 3.40.A).

**“Caliza Urbana”.** 31,4 m. En función de las características litofaciales se han individualizado cinco tramos.

**Tramo 1.** 8,40 m. Pizarras margosas verdes con briozoos. El tránsito con el nivel suprayacente es gradual.

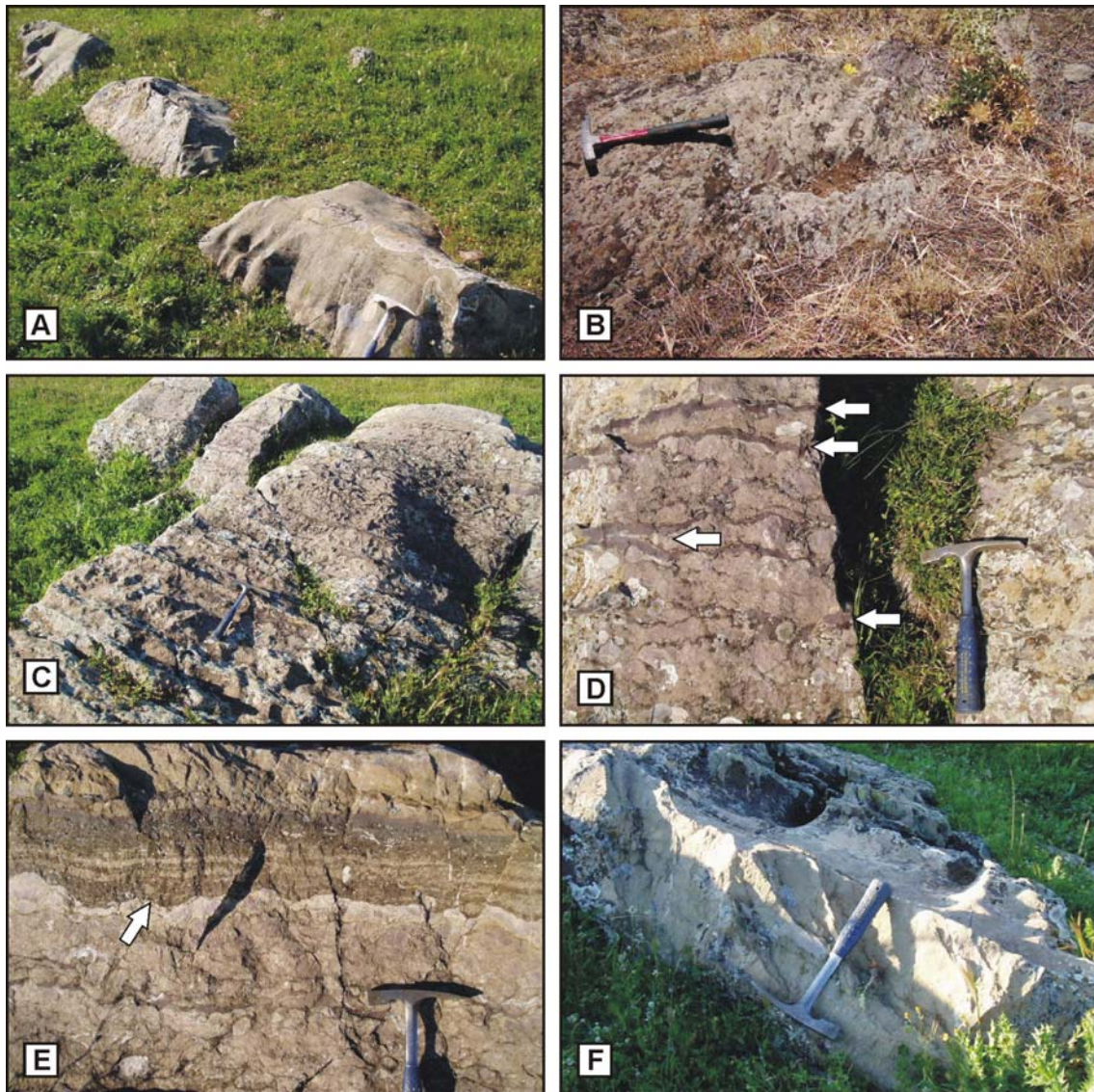
**Tramo 2.** 4,84 m. Pizarras margosas violetas finamente estratificadas con algunas intercalaciones de areniscas de grano muy fino (fig. 3.40.B). Se han identificado braquiópodos, briozoos ramificados y masivos, y placas columnares de pelmatozoos.

**Tramo 3.** 0,35 m Cubierto.

**Tramo 4.** 10,56 m Calizas de tonos violáceos con intercalaciones de areniscas de grano fino y tonos burdeos (fig. 3.40.C). Los contactos entre el material carbonatado y detrítico son erosivos (fig. 3.40.D). Dentro de las calizas abundan los restos de briozoos y equinodermos, también se han identificado a techo de algunos bancos posibles estromatolitos (fig. 3.40.E). En función del contenido en detríticos se han diferenciado calizas s.s. y calizas arenosas.

**Tramo 5.** 7,25 m Dolomías de tonos pardos por alteración superficial, blanquecinas en fractura fresca (fig. 3.40.F).

**Cubierto.** +7,00 m. Se trata de un campo de cultivo, aunque los fragmentos de roca corresponden mayoritariamente a pizarras. Posible Formación Chavera.



**Figura 3.40.-** Fotografías de campo de la sección A de Viso del Marqués. **A:** Lumaquela de braquiópodos (VM(A)-BM5); **B:** Pizarras margosas de tonos burdeos (nivel VM(A)-CU2); **C:** Calizas arenosas, tramo 4 de la “Caliza Urbana”; **D:** Intercalaciones de areniscas en los materiales calcáreos; **E:** Niveles de posibles estromatolitos; **F:** Detalle de los tramos dolomitizados que aparecen a techo.

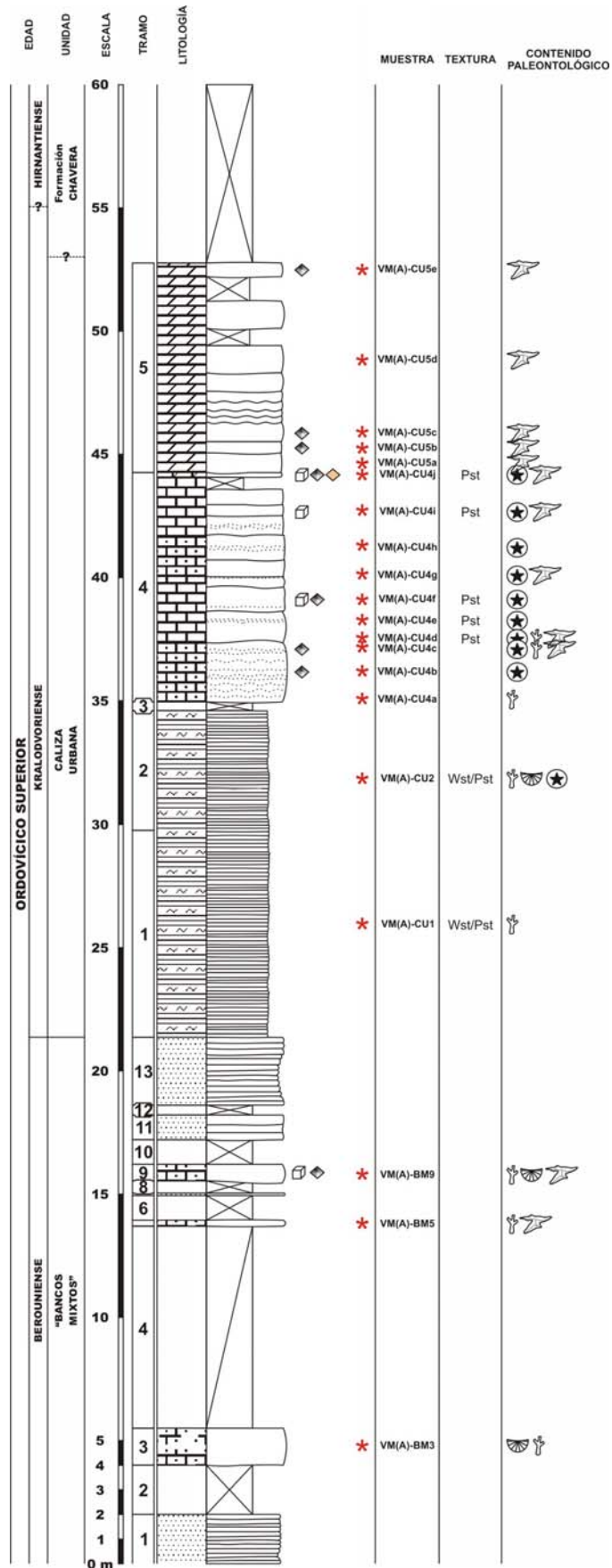
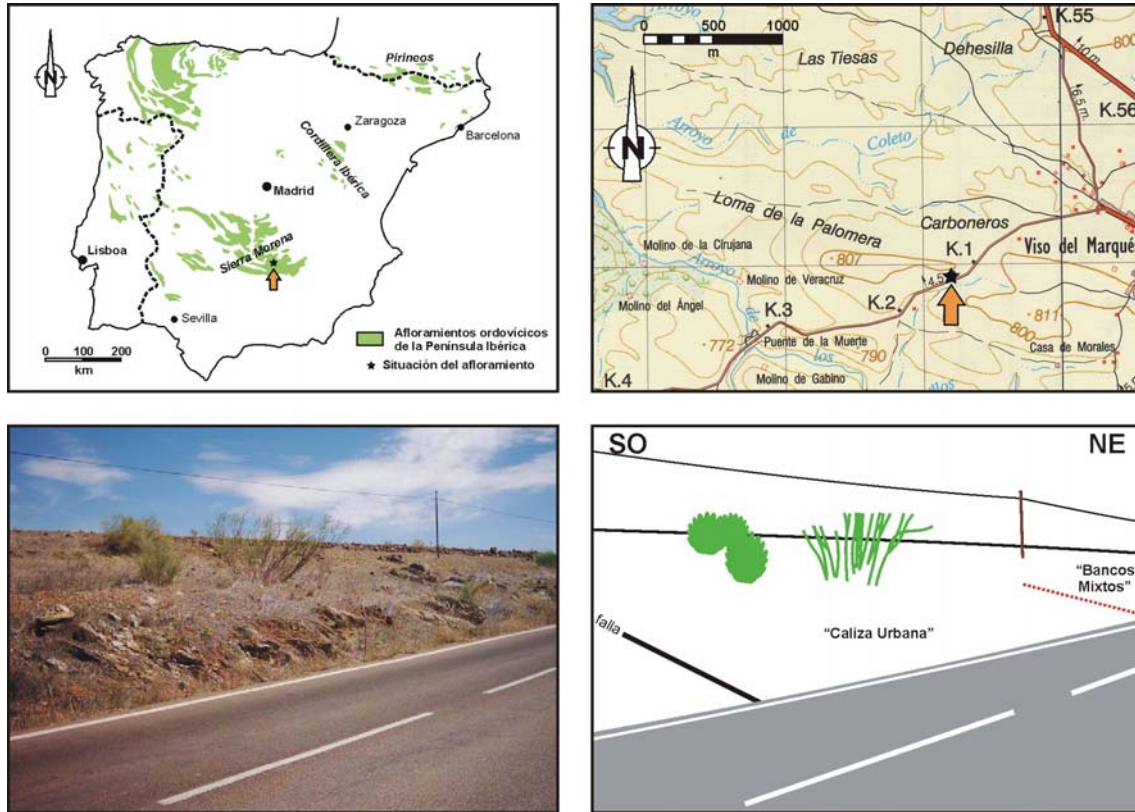


Figura 3.41.- Sección A de Viso del Marqués: columna estratigráfica.

## Sección B de Viso del Marqués (Ciudad Real)

Se localiza en el PK-1 de la carretera que une Viso del Marqués con San Lorenzo de Calatrava; 1,9 kilómetros al oeste-suroeste de la primera localidad. En el flanco norte del sinclinal homónimo (fig. 3.42).



**Figura 3.42.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Viso del Marqués (B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 837 (Viso del Marqués)

Coordenadas UTM de la base: **30SVH49206390**

Potencia total: 33,37 metros (fig. 3.44).

**Parte superior de los “Bancos Mixtos”.** 16,25 m. Se han individualizado nueve tramos:

**Tramo 1.** 4,00 m. Lumaquela calcárea de braquiópodos en bancos de potencia decimétrica, con contactos sinuosos.

**Tramo 2.** 1,00 m. Areniscas de grano fino.

**Tramo 3.** 2,00 m. Cubierto.

**Tramo 4.** 0,25 m. Lumaquela calcárea de braquiópodos (*Sbovodaina hauliceki*), con tonalidades azul-verdosas.

**Tramo 5.** 0,10 m. Areniscas con *ripples* de corriente.

**Tramo 6.** 2,50 m. Semicubierto. Corresponde a areniscas con lumáquelas de braquiópodos intercaladas.

**Tramo 7.** 0,30 m. Areniscas calcáreas de tonalidad azul con braquiópodos (fig. 3.43.A).

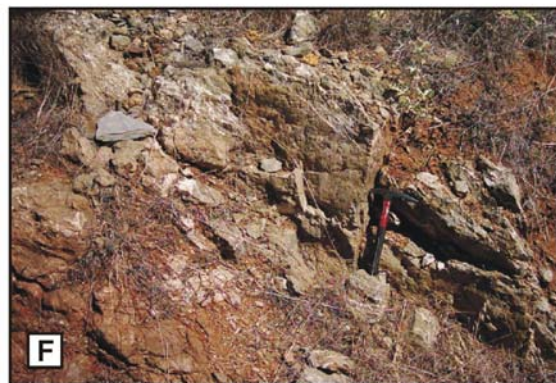
**Tramo 8.** 0,70 m Cubierto.

**Tramo 9.** 5,40 m Areniscas bioturbadas, finamente estratificadas y con contactos sinuosos.

**Cubierto.** 5,00 m.

**“Caliza Urbana”.** 12,12 m. En la base se ha identificado un nivel de margas pardas (nivel VM(B)-CU1) de potencia métrica (fig. 3.43.B). Por encima de estos materiales, aparecen registradas calizas de tonos blanquecinos, con contactos netos y ondulados. Las características de afloramiento de los materiales carbonatados s.s. varían en la vertical, así el primer paquete (tramo 2) corresponde a calizas masivas, en bancos de potencia métrica (fig. 3.43.C); los siguientes tramos (4, 6, 8, 10 y 11) corresponden a bancos decimétricos menos compactos (figs. 3.43.D y 3.43.E); y el paquete terminal (tramo 12) se encuentra muy tectonizado, observándose estrías de falla (fig. 3.43.F). Intercalado entre los bancos calizos aparece un nivel decimétrico de margas ricas en restos de crinoideos (tramo 7).

El techo de la secuencia corresponde a un contacto mecánico.



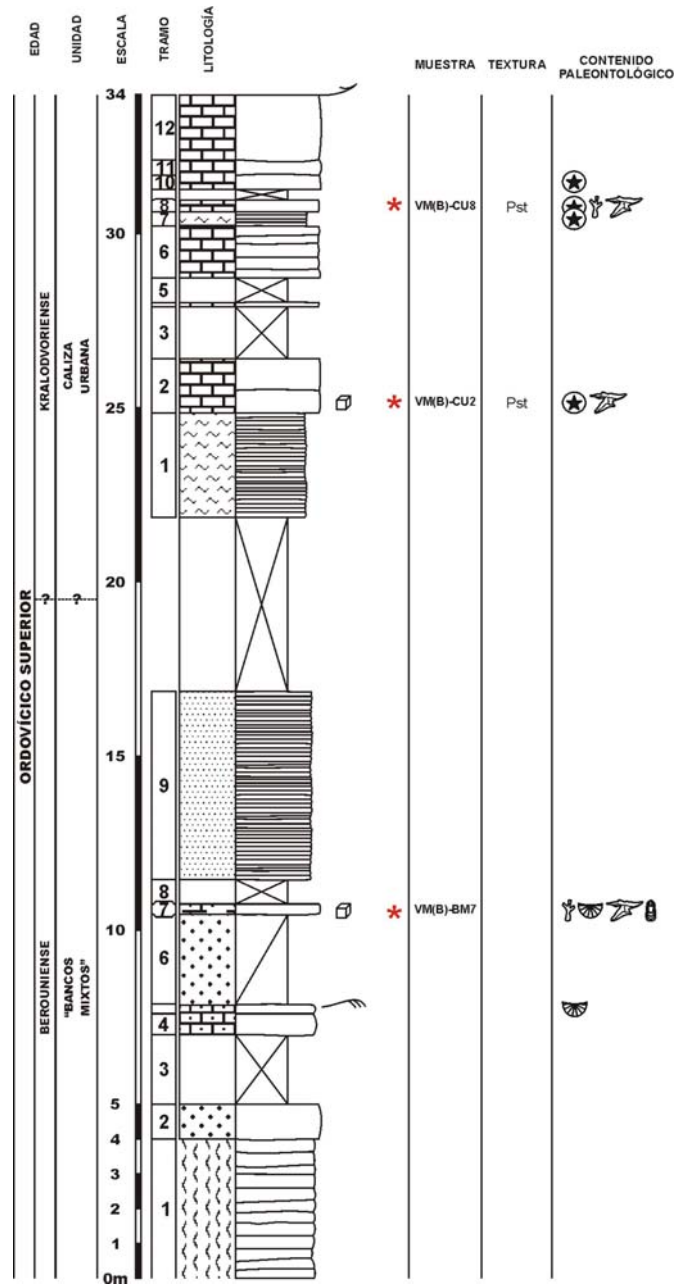
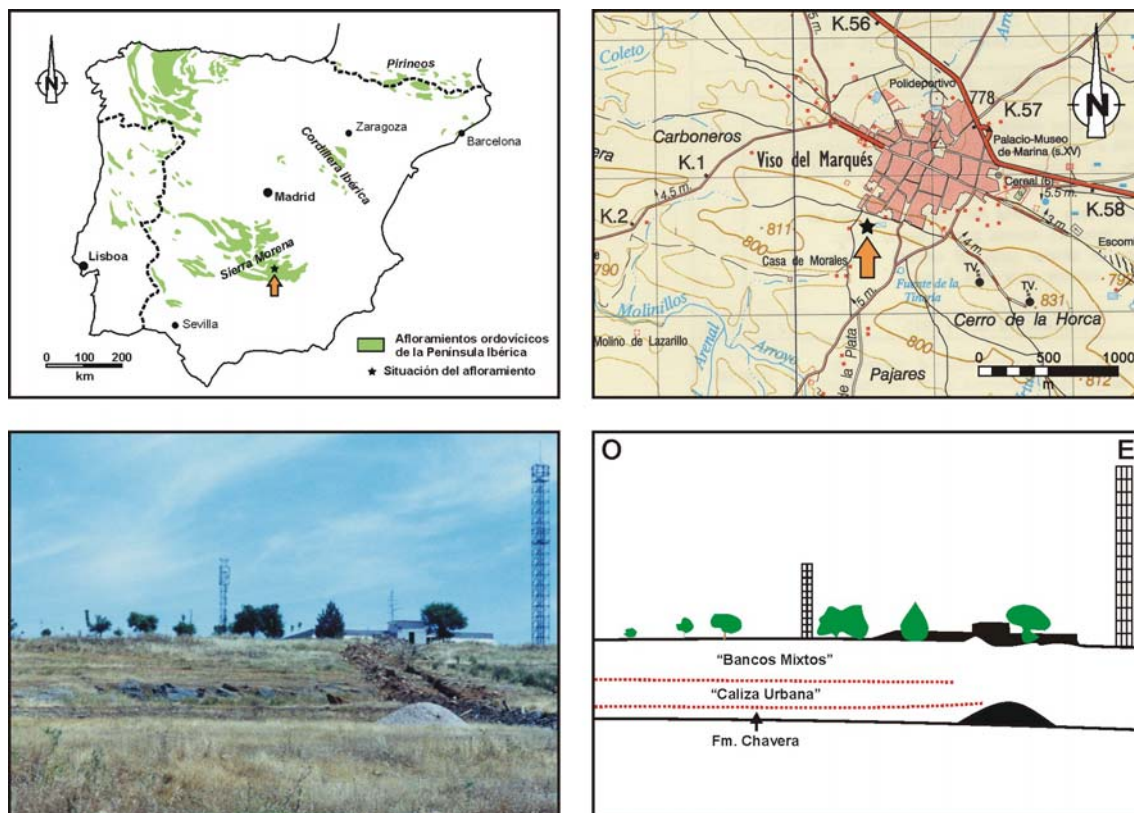


Figura 3.44.- Sección B de Viso del Marqués: columna estratigráfica.

← **Figura 3.43.-** Fotografías de campo de la sección B de Viso del Marqués. **A:** Intercalación calcárea en los “Bancos Mixtos”, nivel VM(B)-BM7; **B:** Margas pardas a base de la “Caliza Urbana”; **C:** Nivel de calizas masivas [VM(B)-CU2]; **D:** Niveles 6-8 de la “Caliza Urbana”; **E:** Niveles 10-11 de la “Caliza Urbana”; **F:** Nivel VM(B)-CU12.

### Sección C de Viso del Marqués (Ciudad Real)

Muy próxima a las anteriores, se encuentra 800 metros al suroeste de Viso del Marqués, cerca del depósito de agua; en el flanco norte del Sinclinal de Viso del Marqués (fig. 3.45).



**Figura 3.45.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Viso del Marqués (C).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 837 (Viso del Marqués)

Coordenadas UTM de la base: **30SVH50506360**

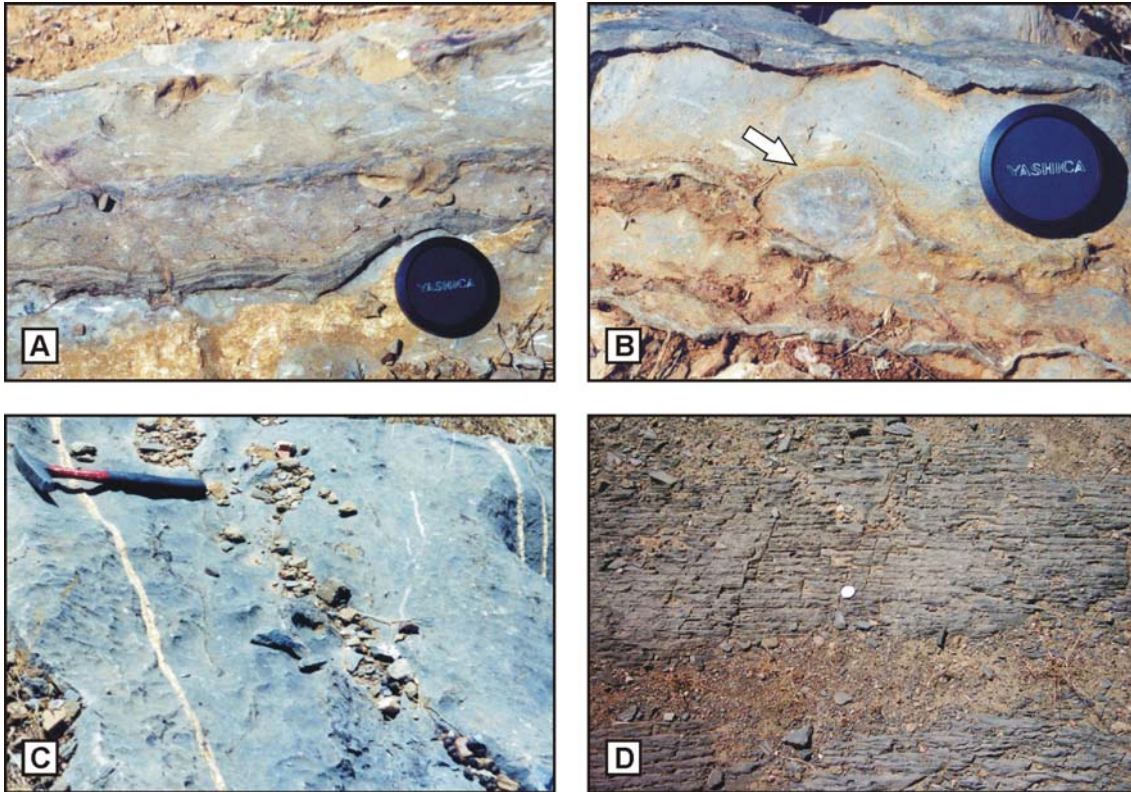
Potencia total: 13,72 m (fig. 3.47).

Base cubierta

**“Caliza Urbana”.** 11,75 m. Calizas de tonos grisáceos con contactos ondulados. En la mitad inferior de la unidad aparecen intercaladas areniscas de grano fino y tonos verdosos (fig. 3.46.A), los contactos entre estas y las calizas corresponden a superficies erosivas. Se han identificado restos de briozoos (fig.3.46.B) y equinodermos. En la mitad superior la proporción de niveles arenosos es menor (fig. 3.46.C).

**Cubierto.** 0,97 m.

**Base de la Formación Chavera.** +1 m. Pizarras marrones (fig. 3.46.D).



**Figura 3.46.-** Fotografías de campo de la sección C de Viso del Marqués. **A:** Intercalaciones arenosas dentro de la “Caliza Urbana”; **B:** Detalle de uno de los niveles de la “Caliza Urbana” en el que se aprecia un resto de briozoo; **C:** Niveles superiores de la “Caliza Urbana”; **D:** Pizarras de la Formación Chavera.

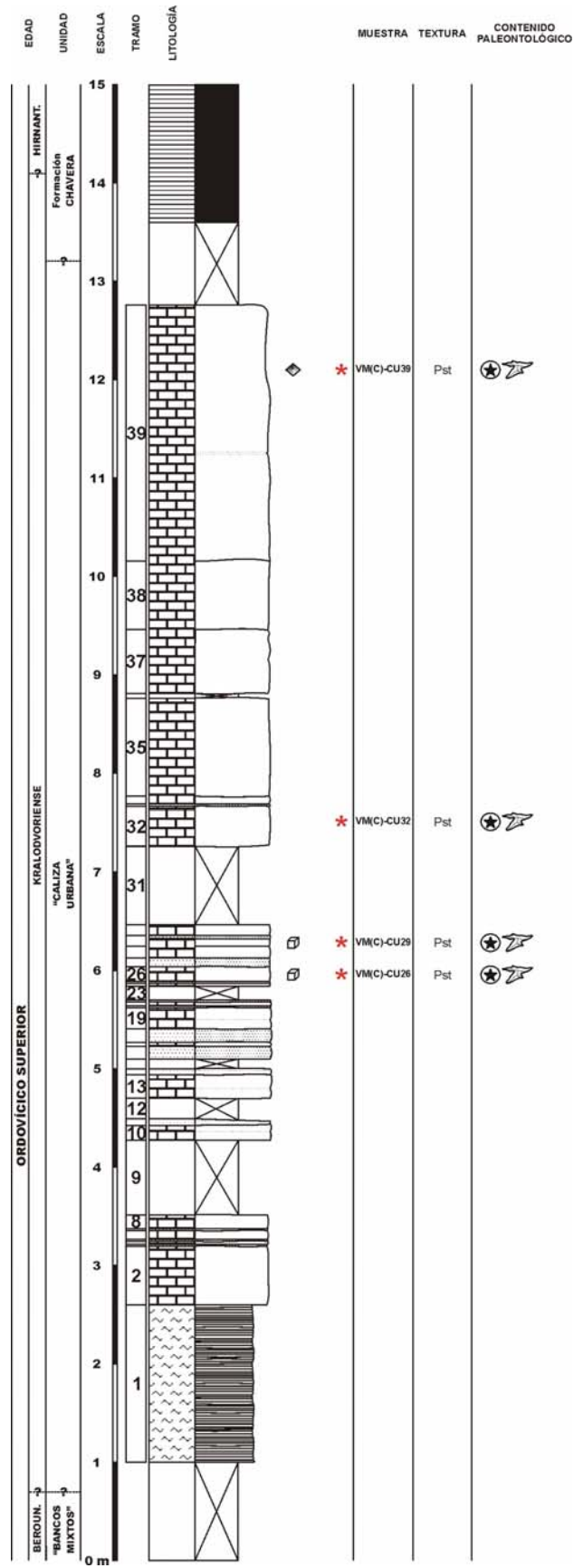
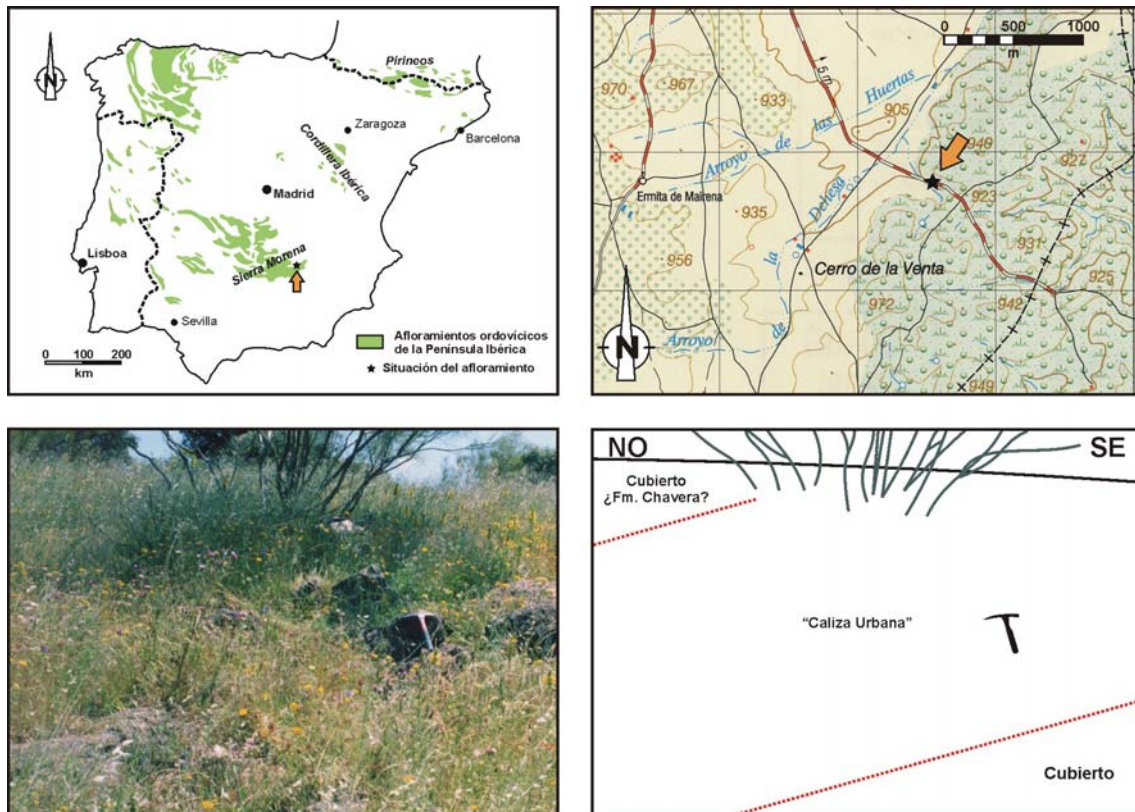


Figura 3.47.- Sección C de Viso del Marqués: columna estratigráfica.

### Sección de Puebla del Príncipe (Ciudad Real)

El afloramiento se encuentra 2,8 kilómetros al sureste de Puebla del Príncipe, 3,5 kilómetros al noreste del vértice geodésico Zahora, a 2 kilómetros de la Ermita de Mairena, en dirección este (fig. 3.48). Hafenrichter (1979-perfil XIII) incluyó esta localidad dentro de su estudio de las calizas ashgillienses de la Península Ibérica, siendo también objeto de un muestreo preliminar por parte de Sarmiento *et al.* (2000b).



**Figura 3.48.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Puebla del Príncipe.

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 839 (Torre de Juan Abad)

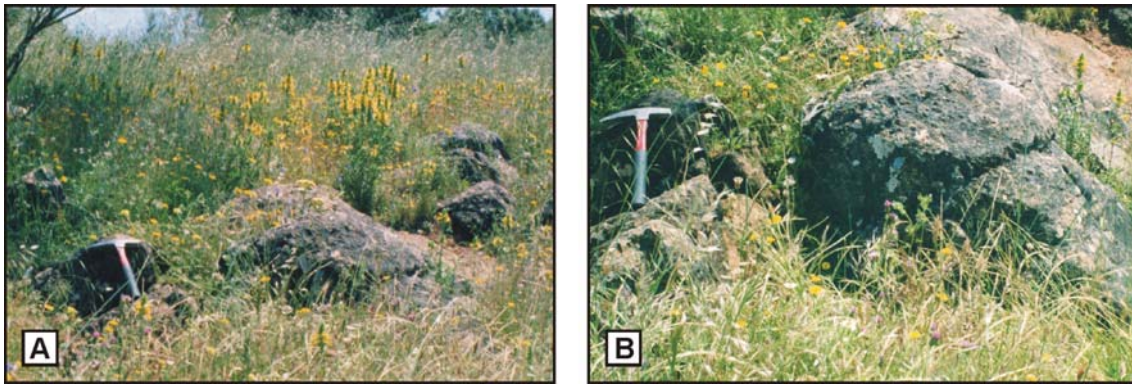
Coordenadas UTM de la base: **30SWH08506680**

Potencia total: 3,93 m (fig. 3.50).

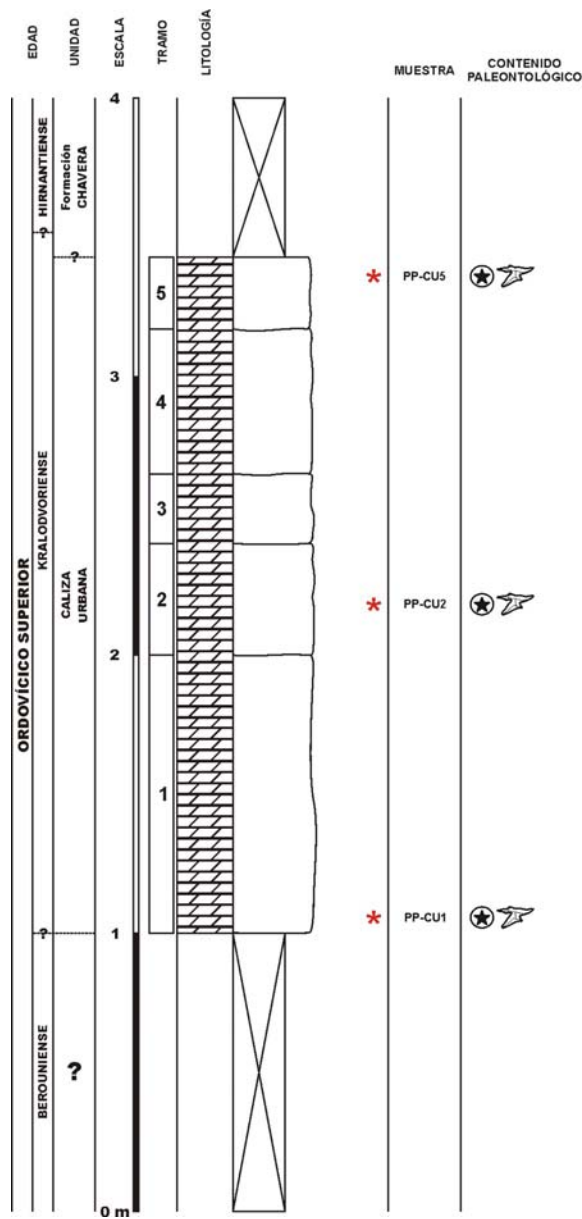
**Cubierto.** +1,00 m.

**“Caliza Urbana”.** 2,43 m. En esta sección la caliza aparece totalmente dolomitizada, dispuesta en bancos de potencia decimétrica a métrica, con contactos netos y ondulados (figs. 3.49.A y 3.49.B).

**Cubierto.** +0,50 m.



**Figura 3.49.**-Fotografías de campo de la sección de Puebla del Príncipe. **A:** Imagen del afloramiento; **B:** Dolomías de la “Caliza Urbana”.

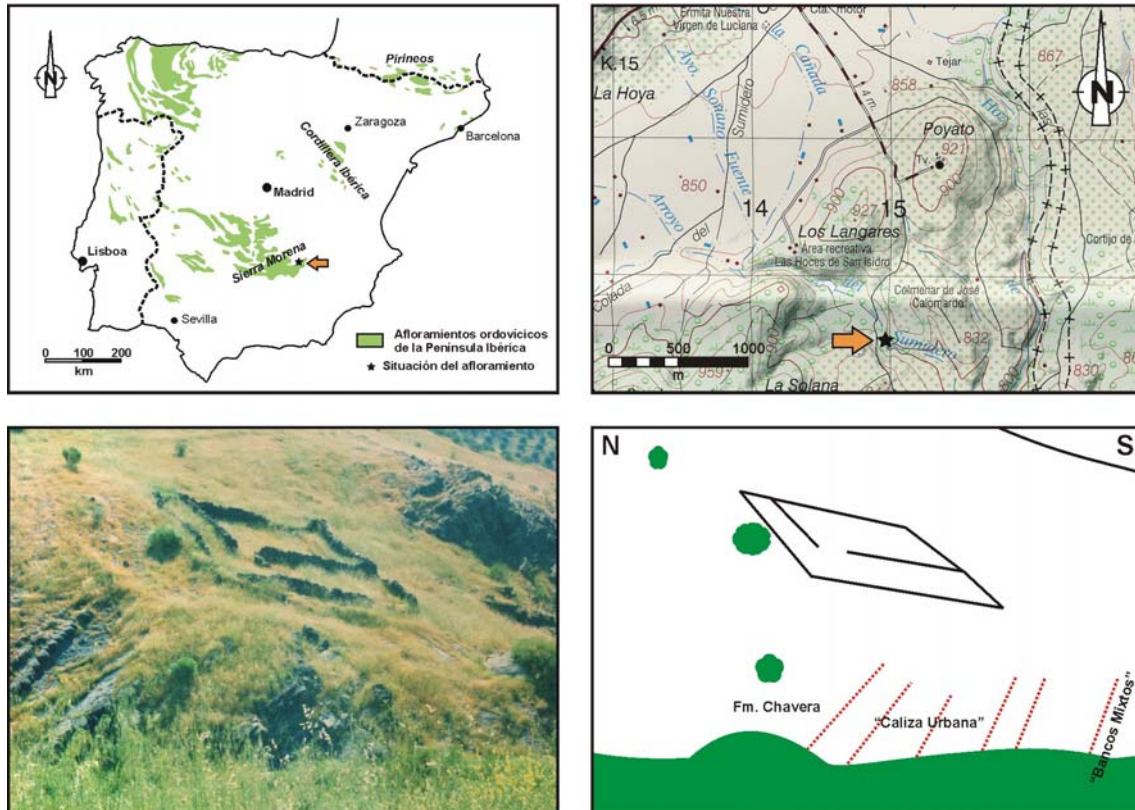


**Figura 3.50.**- Sección Puebla del Príncipe: columna estratigráfica.

## Sección de Terrinches (Ciudad Real)

La sección se ha levantado en la vaguada del Arroyo del Sumidero, 2,6 kilómetros al sur-sureste de la Ermita de Nuestra Virgen de Luciana (sur de Terrinches) y un kilómetro al sureste del área recreativa Las Hoces de San Isidro (fig. 3.51).

Previamente la sección había sido estudiada por Hafenrichter (1979-perfil XII) y muestreada con carácter preliminar por Sarmiento *et al.* (2000b).



**Figura 3.51.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Terrinches.

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 840 (Bienservida)

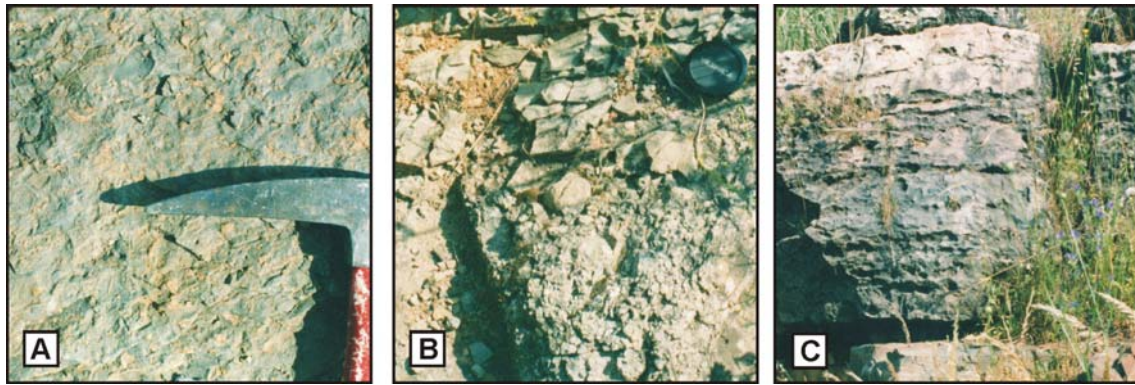
Coordenadas UTM de la base: **30SWH14957052**

Potencia total: 8,00 m (fig. 3.53).

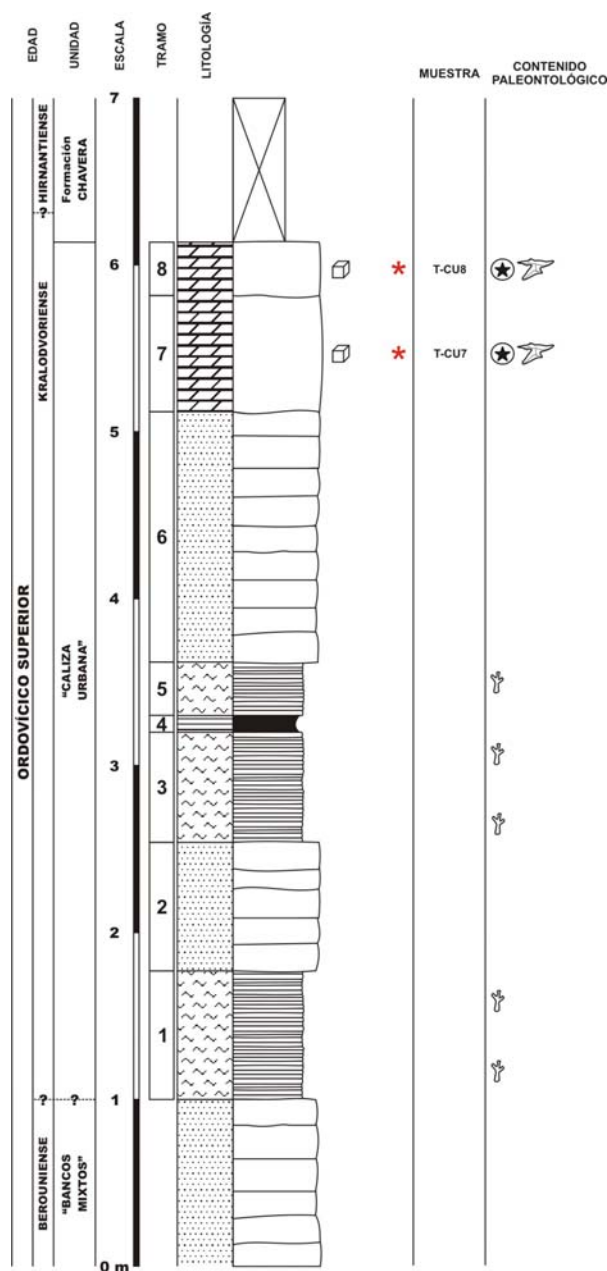
**Techo de “Bancos Mixtos”.** +1,00 m. Areniscas de grano fino y tonos pardos, dispuestas en bancos de potencia decimétrica. Los bancos presentan superficies de base y techo onduladas, y los contactos entre ellos son netos.

**“Caliza Urbana”.** 6,00 m. Se trata de una unidad de naturaleza carbonatada en la que aparecen margas de tonalidad verdosa con abundantes restos de briozoos (tramos 1, 3 y 5) (fig. 3.52.A); areniscas de tonos pardos (tramos 2 y 6); pizarras verdes (tramo 4) (fig. 3.52.B); y a techo de la unidad dos paquetes de dolomía (tramos 7 y 8) (fig. 3.52.C). Los contactos entre los diferentes tramos son netos.

**Cubierto.** +1,00 m.



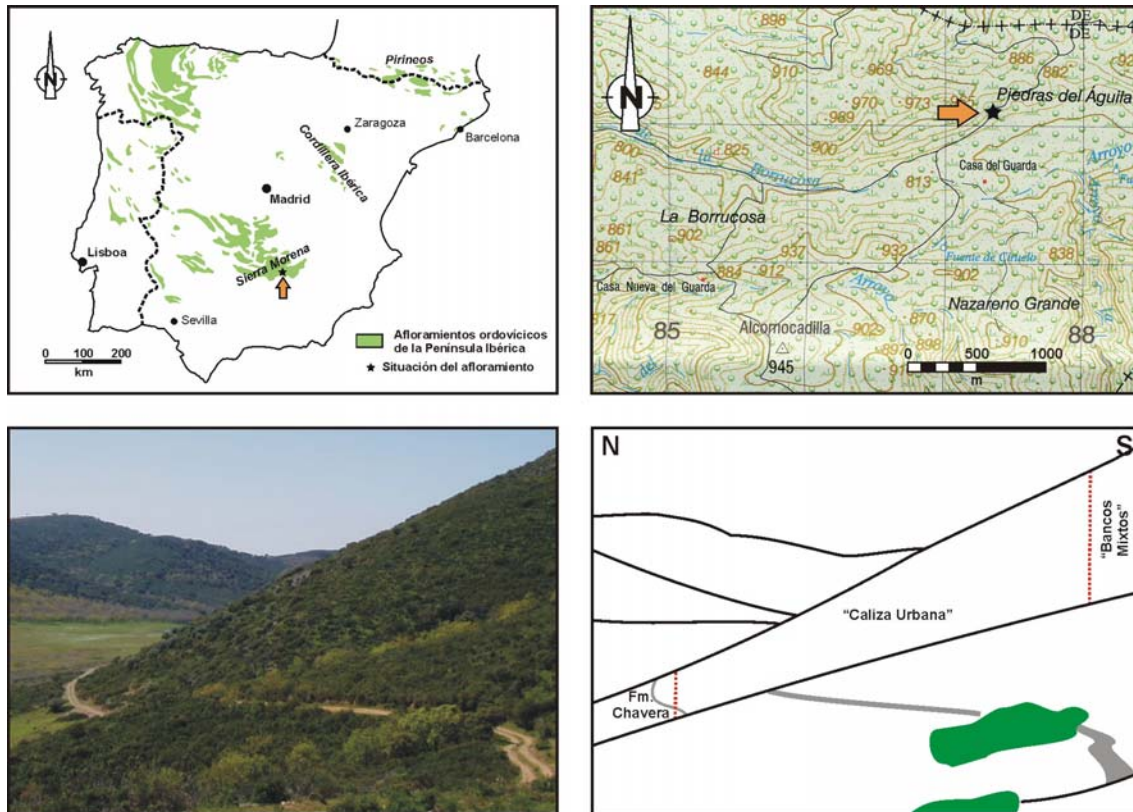
**Figura 3.52.**- Fotografías de campo de la sección de Terrinches. **A:** Margas verdes con briozoos (tramo 1); **B:** Intercalación de pizarras dentro de la “Caliza Urbana” (tramo 4); **C:** Dolomías de la “Caliza Urbana” (tramo 7).



**Figura 3.53.**- Sección Terrinches: columna estratigráfica.

## Sección A de Aldeaquemada (Jaén)

La sección está ubicada dentro de la Finca La Alameda, al norte de Santisteban del Puerto y aproximadamente dos kilómetros al NE del vértice geodésico de la Alcornocadilla (fig. 3.54).



**Figura 3.54.-** Situación, fotografía y esquema del afloramiento de Aldeaquemada (A).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 864 (Venta de los Santos)

Coordenadas UTM de la base: **30SVH87305407**

Potencia total: 60 m (fig. 3.56).

**Techo de "Bancos Mixtos"**. 10,00 m. Areniscas con laminación oblicua.

**"Caliza Urbana"**. 46,00 m. (fig. 3.55.A).

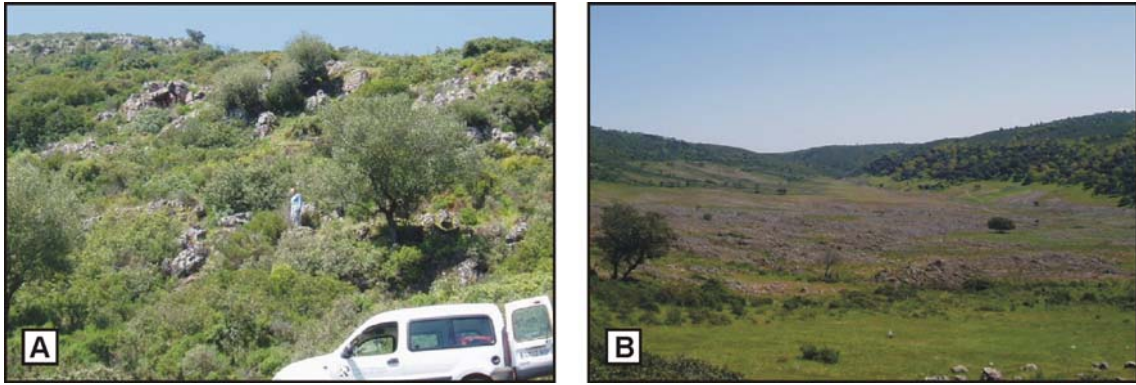
**Tramo 1.** 14,00 m. Margas con briozoos, aparecen con tonos amarillentos por alteración, y verdosos en fractura fresca.

**Tramo 2.** 6,00 m. Pizarras margosas verdes finamente laminadas.

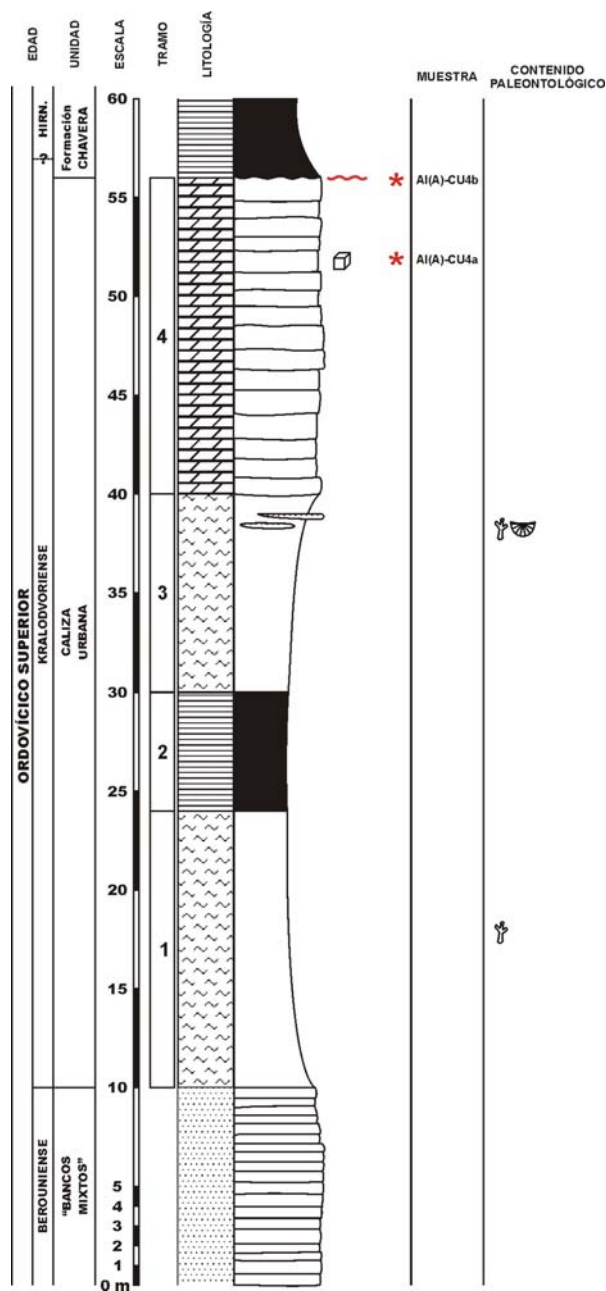
**Tramo 3.** 10,00 m. Los cuatro metros inferiores corresponden a margas rojas y verdes. Los seis metros superiores corresponden a margas rojas con briozoos y braquiópodos, un metro por debajo del techo aparecen lentejones de areniscas.

**Tramo 4.** 16,00 m. Calizas dolomitizadas dispuestas en bancos de potencia decimétrica a métrica.

**Base de la Formación Chavera.** +4,00 m. Pizarras grises (fig. 3.55.B) con intercalaciones arenosas con estratificación de tipo *hummocky*.



**Figura 3.55.-** Fotografías de campo de la sección A de Aldeaquemada. **A:** Imagen de afloramiento de la “Caliza Urbana”; **B:** Pizarras de la Formación Chavera.



**Figura 3.56.-** Sección A de Aldeaquemada: columna estratigráfica.

### 3.5.- OTRAS LOCALIDADES MUESTREADAS

En algunas localidades investigadas las condiciones de los afloramientos no permitieron levantar una columna estratigráfica, pese a ello se tomaron muestras para realizar el estudio micropaleontológico y el análisis de microfacies, puesto que los datos obtenidos a partir de ellos proporcionan información de carácter regional y pueden servir de base para futuras investigaciones.

#### Afloramiento C de Aragoncillo (Guadalajara)

El afloramiento se localiza 900 metros al NO del cerro Aragoncillo, aproximadamente 2,75 kilómetros al norte de la localidad del mismo nombre y 500 metros al NNE de la Fuente de la Canaleja (figs. 3.57.A y 3.57.B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 489 (Molina de Aragón)

Coordenadas UTM del punto de muestreo: **30TWL80503485**

La muestra se ha tomado en la Formación Ojos Negros (fig. 3.57.C).



**Figura 3.57.-** **A:** Situación de la sección muestreada en el mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica; **B:** Posición del punto de muestreo en el mapa topográfico escala 1:50.000; **C:** Fotografía del afloramiento.

#### Afloramiento D de Aragoncillo (Guadalajara)

Está situado a 50 metros al O del afloramiento anterior (figs. 3.58.A y 3.58.B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 489 (Molina de Aragón)

Coordenadas UTM del punto de muestreo: **30TWL80503480**

Se ha procesado una muestra de la Formación Ojos Negros (fig. 3.58.C).



**Figura 3.58.-** **A:** Situación de la sección muestreada en el mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica; **B:** Posición del punto de muestreo en el mapa topográfico escala 1:50.000; **C:** Fotografía del afloramiento.

## Afloramiento B de Checa (Guadalajara)

El punto de muestreo se encuentra 1,250 kilómetros al NE de la localidad de Checa siguiendo la carretera que une esta población con Orea, 750 metros al SE del Cerro de la Espineda (figs. 3.59.A y 3.59.B).

Anteriormente diversos autores han incluido esta localidad en sus estudios como Hafenrichter (1979-perfil IX), Fortuin (1984) y Sarmiento (1993).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 540 (Checa).

Coordenadas UTM del punto de muestreo: **30TXK05109365**

Las muestras corresponden a cantos carbonatados incluidos en las pizarras de la Formación Orea (fig. 3.59.C), que se han tratado de manera independiente.



**Figura 3.59.-** A: Situación de la sección muestreada en el mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica; B: Posición del punto de muestreo en el mapa topográfico escala 1:50.000; C: Aspecto de las pizarras de la Fm Orea y de los cantos calcáreos que incluyen.

## Afloramiento de Villamanrique (Ciudad Real)

El punto de muestreo se halla 3,900 kilómetros al suroeste de Villamanrique, en el kilómetro 4,5 de la carretera que une las localidades de Villamanrique y Venta de los Santos (figs. 3.60.A y 3.60.B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 839 (Torre de Juan Abad)

Coordenadas UTM del punto de muestreo: **30SVH97956360**

Los materiales muestreados corresponden a la unidad “Caliza Urbana” (fig. 3.60.C).



**Figura 3.60.-** A: Situación de la sección muestreada en el mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica; B: Posición del punto de muestreo en el mapa topográfico escala 1:50.000; C: Fotografía del afloramiento.

### Afloramiento B de Aldeaquemada (Jaén)

El afloramiento muestreado se encuentra en la margen norte del Arroyo de la Borrucosa, 1,5 km al N de la Casa Nueva del guarda de la Finca La Alameda (figs. 3.61.A y 3.61.B).

Hoja topográfica a escala 1:50.000: 864 (Venta de los Santos)

Coordenadas UTM del punto de muestreo: **30SVH84205407**

La muestra procede de los materiales que constituyen la “Caliza Urbana” (fig. 3.61.C)



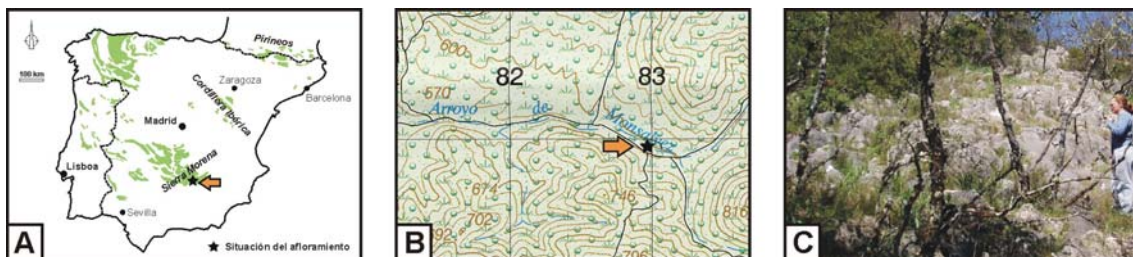
**Figura 3.61.-** **A:** Situación de la sección muestreada en el mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica; **B:** Posición del punto de muestreo en el mapa topográfico escala 1:50.000; **C:** Fotografía del afloramiento.

### Afloramiento C de Aldeaquemada (Jaén)

La muestra procede de los materiales carbonatados de la “Caliza Urbana” (fig. 3.62.C) que afloran en la margen norte del Arroyo de Monsalvez, 2,6 kilómetros al ENE de la Casa del Guarda de La Alameda (figs. 3.62.A y 3.62.B).

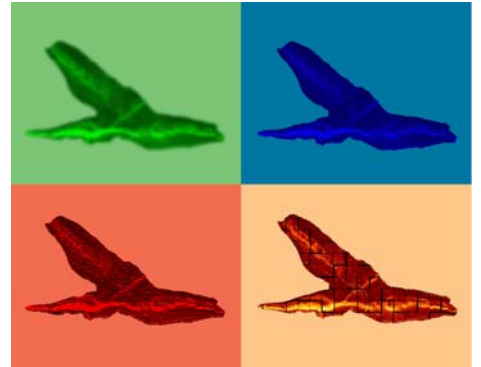
Hoja topográfica a escala 1:50.000: 863 (Aldeaquemada)

Coordenadas UTM del punto de muestreo: **30SVH82905192**



**Figura 3.62.-** **A:** Situación de la sección muestreada en el mapa de afloramientos ordovícicos de la Península Ibérica; **B:** Posición del punto de muestreo en el mapa topográfico escala 1:50.000; **C:** Fotografía del afloramiento.

# CARACTERIZACIÓN DE LAS MICROFACIES



## 4.- CARACTERIZACIÓN DE LAS MICROFACIES

La caracterización de las microfacies abordada en este capítulo se ha realizado en base al estudio de 155 láminas delgadas, correspondientes a las 142 muestras seleccionadas por su singularidad en los 23 afloramientos estudiados para realizar el análisis micropaleontológico.

Así, el objetivo de este capítulo no es el análisis pormenorizado o la caracterización litofacial de las unidades carbonatadas del Ordovícico, sino obtener información acerca del ambiente de sedimentación de los materiales muestreados para conodontos.

### 4.1.- DESCRIPCIÓN TEXTURAL DE LOS MATERIALES INVESTIGADOS

En total se han diferenciado 13 microfacies o texturas, considerando facies netamente carbonatadas y facies mixtas (fig. 4.1).

		Microfacies																	
		Carbonatadas										Mixtas							
		Wackestone bioclástico	Wackestones/Packstone bioclástico	Packstone bioclástico	Packstone/Grainstone bioclástico	Grainstone bioclástico	Packstone oolítico	Rudstone	Boundstone	Boundstone/Cementstone	Cementstone	Sparstone	Calizas arenosas	Areniscas calcáreas					
Cordillera Ibérica	Rama Aragonesa	Fombuena (A)	■															■	
		Fombuena (B)		■	■														
		Luesma		■	■	■	■												
	Rama Castellana		Aragoncillo (A)																
			Aragoncillo (B)		■														
			Aragoncillo (C)																
			Aragoncillo (D)																
			Pardos																
			Checa (A)																
	Sierra Morena oriental		Checa (B)																
		Corral de Calatrava (A)	■		■														■
		Corral de Calatrava (B)	■		■														■
		Huertezuelas	■		■														■
		Villanueva de San Carlos	■																■
		Viso del Marqués (A)		■	■														■
		Viso del Marqués (B)			■														■
		Viso del Marqués (C)			■														■
		Villamanrique																	■
		Puebla del Príncipe																	■
		Terrinches																	■
		Aldeaquemada (A)																	■
		Aldeaquemada (B)																	■
	Aldeaquemada (C)																	■	

**Figura 4.1.-** Distribución espacial de las distintas microfacies carbonatadas y mixtas identificadas en este trabajo para los materiales investigados del Ordovícico Superior de la Cordillera Ibérica y el sector oriental de Sierra Morena.

### 4.1.1.- Facies carbonatadas

Para caracterizar la textura que presentan los materiales carbonatados investigados se ha optado por utilizar la clasificación de Dunham (1962) y las versiones expandida y revisada de Embry y Klovan (1971) y Wright (1992), respectivamente (fig. 4.2), puesto que actualmente tiene una mayor difusión que la clasificación propuesta por Folk (1959, 1962), por permitir deducir factores genéticos.

**A**

Textura deposicional reconocible					CALIZAS AUTÓCTONAS (bioconstrucciones)	Textura deposicional irreconocible
CALIZAS ALÓCTONAS						
con micrita			sin micrita			
matriz-soportado		grano-soportado				
aloquímicos < 10%	aloquímicos > 10%					
<b>MUDSTONE</b>	<b>WACKESTONE</b>	<b>PACKSTONE</b>	<b>GRAINSTONE</b>	<b>BOUNDSTONE</b>		

**B**

CALIZAS ALÓCTONAS						CALIZAS AUTÓCTONAS (bioconstrucciones)				
+90% clastos <2mm				+10% clastos >2mm						
con micrita			sin micrita							
matriz-soportado		grano-soportado							matriz-soportado	grano-soportado
aloquímicos < 10%	aloquímicos > 10%									
<b>Mudstone</b>	<b>Wackestone</b>	<b>Packstone</b>	<b>Grainstone</b>	<b>Floatstone</b>	<b>Rudstone</b>	<b>Framestone</b>	<b>Bindstone</b>	<b>Bafflestone</b>		

**C**

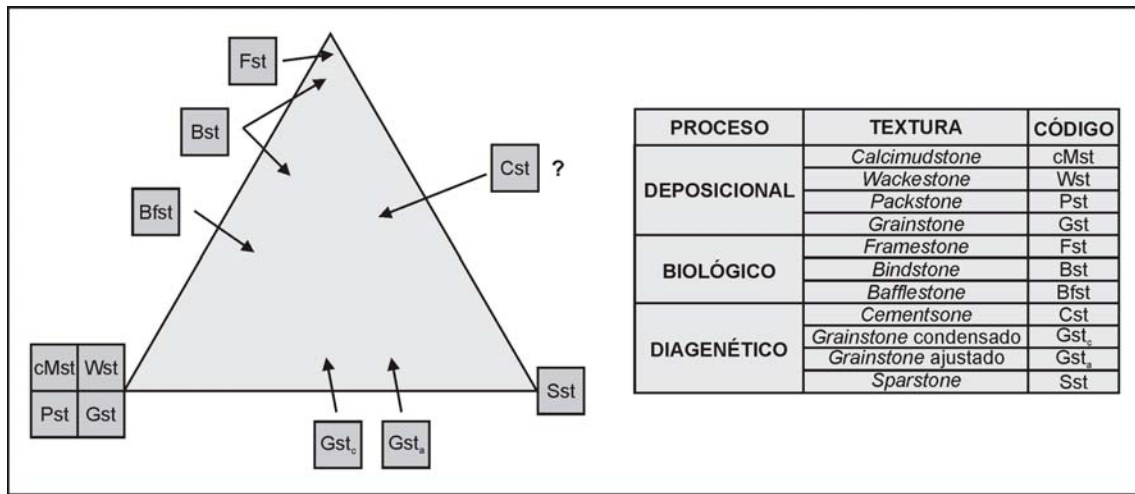
DEPOSICIONAL				BIOLÓGICA			DIAGENÉTICA			
matriz-soportado		grano-soportado		organismos <i>in situ</i>			no obliterativa			obliterativa
+10% granos	-10% granos	con matriz	sin matriz	organismos rígidos	organismos incrustantes	organismos que actúan de pantalla	cemento componente principal	numerosos contactos estilolíticos	la mayoría de contactos estilolíticos	cristales > 10 µm
<b>Calci-Mudstone</b>	<b>Wackestone</b>	<b>Packstone</b>	<b>Grainstone</b>	<b>Framestone</b>	<b>Bindstone</b>	<b>Bafflestone</b>	<b>Cementstone</b>	CONDENSADO	AJUSTADO	<b>Sparstone</b>
	<b>Floatstone</b>	<b>Rudstone</b> clastos >2mm						<b>Grainstone</b>		cristales > 10 µm
										<b>Micro-sparstone</b>

**Figura 4.2.-** Clasificación de rocas carbonatadas de Dunham (original, expandida y revisada). **A:** Dunham (1962); **B:** Embry y Kolvan (1971) y **C:** Wright (1992).

La clasificación propuesta por Dunham (1962) está basada en la textura deposicional de la roca, siendo los criterios utilizados para realizar las diferentes subdivisiones: la presencia o ausencia de fango carbonatado; la abundancia de clastos/granos y la presencia de señales de aglutinación del material durante el depósito. Embry y Klovan (1971) añadieron nuevos términos a esta clasificación que inciden en el tamaño de los clastos y en el tipo de organismo bioconstructor.

Por su parte, Wright (1992) revisa las clasificaciones previas, proponiendo nuevas categorías para caracterizar aquellos materiales que han sufrido los efectos de la diagénesis, cuya fábrica original ha sido totalmente destruida, y estableciendo las relaciones entre las diferentes categorías texturales (fig. 4.3). Wright (*op. cit.*) redefine el concepto de *mudstone* propuesto por Dunham (1962) como el

“material litificado compuesto en más del 90% de su volumen por limo y calcita de tamaño arcilla” y propone denominarlo *calcimudstone*; asimismo incide en el hecho de considerar los términos *boundstone* y *bindstone* sinónimos, según el concepto presentado por Dunham (1962: 117).



**Figura 4.3.-** Relaciones existentes entre los principales grupos texturales definidos para las rocas carbonatadas. Adaptada de Wright (1992).

En este trabajo, según los criterios presentados en las clasificaciones referidas, se han reconocido texturas alóctonas, autóctonas y diagenéticas.

Para describir cada muestra se ha tenido en cuenta la proporción de ortoquímicos (matriz y/o cemento) y aloquímicos, diferenciando dentro de estos últimos los restos esqueléticos, el material terrígeno y los minerales opacos bajo luz transmitida. Así, en base a sus características se han reconocido once microfacies carbonatadas distintas.

#### 4.1.1.a.- Calizas alóctonas

Las microfacies que describiremos a continuación se han identificado en afloramientos de la unidad “Caliza Urbana” investigados en el área oriental de Sierra Morena, concretamente en las secciones de Corral de Calatrava, A y B, Villanueva de San Carlos, Huertezuelas y Viso del Marqués, A-C. También, la mayor parte de los materiales que constituyen el Mb. Rebosilla de la Formación Caliza de Cistoideos en la sección de Luesma, algunos niveles del Mb. Rebollarejo, de la citada formación, en las secciones A y B de Fombuena, y un nivel de la sección B de Aragoncillo, incluido en la Formación Ojos Negros, presentan texturas “deposicionales” en el ámbito de la Cordillera Ibérica.

#### **Wackestone bioclástico**

(Lám. 1, figs. 1-4)

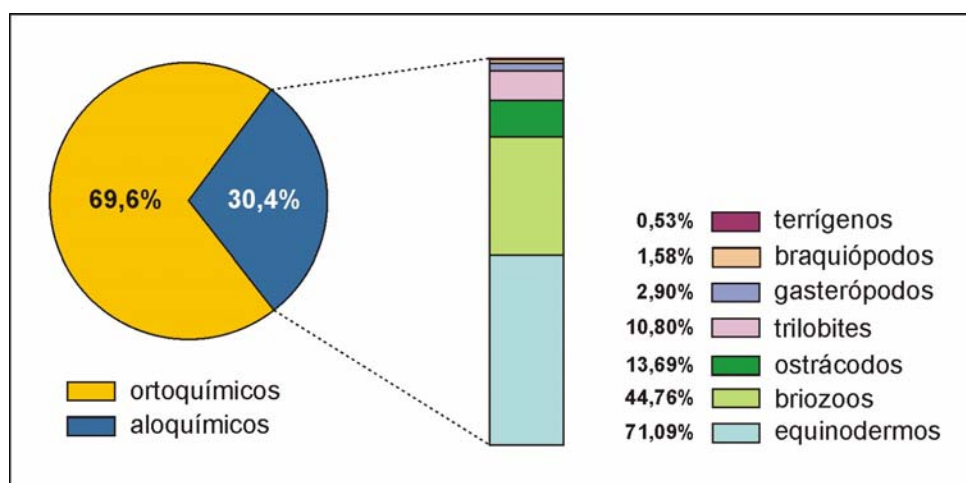
Se trata de materiales matriz-soportados, en los que la proporción de aloquímicos no supera, en ningún caso, el 40% del volumen total de la roca. Nueve de las muestras estudiadas se incluyen en este grupo (tabla 4.1).

muestra	ortoquímicos	alokuímicos							
		equinodermos	briozoos	braquiópodos	trilobites	ostrácodos	gasterópodos	terrigenos	opacos
F(A)-CC42	~75%	~5%	~20%	-	-	-	-	-	-
CC(A)-CU2a	~65%	~30%	~5%	-	<1%	-	-	-	-
CC(B)-CU5	~61%	~10%	~20%	<1%	<1%	~5%	~2,5%	-	-
H-CU5	~89%	~5%	~5%	<1%	<1%	~1%	-	-	-
H-CU6	~64%	~20%	~5%	-	~5%	~5%	<1%	-	-
H-CU7	~63%	~15%	~10%	-	~10%	-	~2%	-	-
H-CU8	~65,5%	~20%	~5%	<1%	~2,5%	~5%	<1%	-	-
VSC-CU1	~74%	~15%	~5%	-	-	~5%	-	-	-
VSC-CU2	~70%	~15%	~10%	-	-	~5%	-	<1%	-

**Tabla 4.1.-** Porcentaje de los distintos componentes determinados en las muestras consideradas.

La relación media ortoquímicos/alokuímicos (fig. 4.4) es aproximadamente 70/30.

La matriz aparece como pseudomicrita. Los alokuímicos corresponden principalmente a bioclastos, siendo los más frecuentes restos de equinodermos y briozoos; trilobites, ostrácodos y braquiópodos aparecen representados en menor proporción. En una de las muestras (VSC-CU2) se aprecia, además, una pequeña cantidad de material terrígeno, concretamente granos de cuarzo de tamaño muy fino, subesféricos y subredondeados.



**Figura 4.4.-** Relación ortoquímicos/alokuímicos media y desglose porcentual de los elementos alokuímicos.

### **Wackestone/packstone bioclástico**

(Lám. 1, figs. 5-6)

Se refiere a aquellos materiales en los que la proporción de alokuímicos varía entre un 40 y 60% del volumen total de la roca. Al realizar el estudio sobre un único plano se pierde la información tridimensional, y los límites entre matriz-soportado y grano-soportado no pueden establecerse con exactitud, en ocasiones

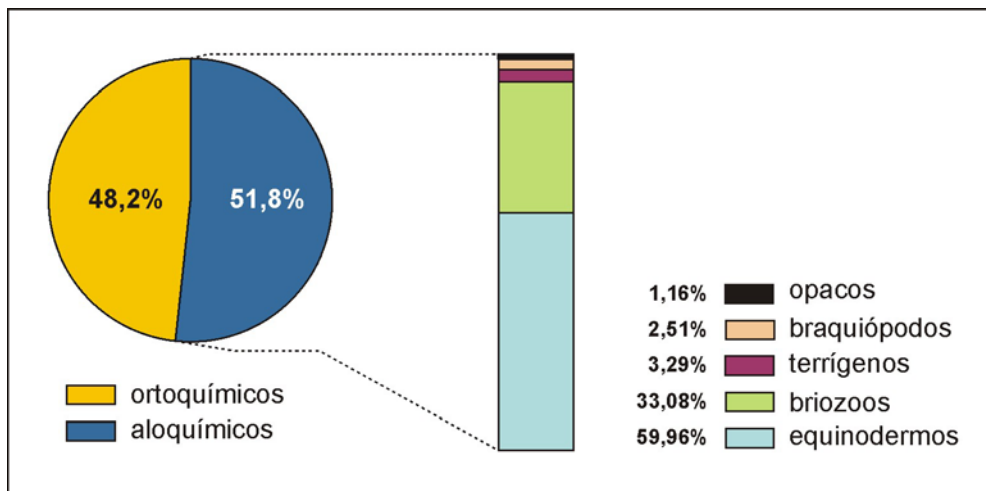
puede suceder que una misma muestra presente ambas texturas. En total corresponden a esta microfacies 10 de nuestras muestras (tabla 4.2).

muestra	ortoquímicos	aloquímicos							
		equinodermos	briozoos	braquiópodos	trilobites	ostrácodos	gasterópodos	terrigenos	opacos
L-CC1 (*)	~43%	~40%	~1%	~10%	-	-	-	~5%	<1%
L-CC3 (*)	~48%	~40%	~5%	~1%	-	-	-	<5%	<1%
L-CC5 (*)	~49%	~40%	~5%	-	-	-	-	<5%	<1%
L-CC7 (*)	~52%	~40%	~5%	~1%	-	-	-	<1%	<1%
L-CC9 (*)	~52%	~40%	~5%	~1%	-	-	-	<1%	<1%
L-CC29	~40%	~40%	~20%	-	-	-	-	-	-
F(B)-CC4	~54%	~40%	~5%	-	-	-	-	-	-
Ar(B)-ON2	~54%	~30%	~15%	-	-	-	-	-	<1%
VM(A)-CU1 (*)	~40%	-	~60%	-	-	-	-	-	-
VM(A)-CU2 (*)	~50%	-	~50%	-	-	-	-	-	-

**Tabla 4.2.-** Porcentaje de los distintos componentes determinados en las muestras consideradas.

La relación ortoquímicos/aloquímicos media (fig. 4.5) es aproximadamente del 50%.

La matriz corresponde a pseudomicrita. En siete de las muestras estudiadas (identificadas con un asterisco en la tabla 4.2) la proporción de arcilla dentro de la matriz es muy alta. Entre los aloquímicos predominan los bioclastos, siendo los más frecuentes los restos de equinodermos, briozoos y braquiópodos. También se han identificado granos de cuarzo de tamaño muy fino, subesféricos y subredondeados y minerales opacos, principalmente en las muestras de la sección Luesma.



**Figura 4.5.-** Relación ortoquímicos/aloquímicos media y desglose porcentual de los elementos aloquímicos.

### **Packstone bioclástico**

(Lám. 1, figs. 7-8; Lám. 2, figs. 1-2; Lám. 3, fig. 8)

Consideramos como *packstone* aquellos materiales grano-soportados con micrita, en los que la proporción de aloquímicos supera el 60% del volumen total

de la roca. Según está definición, 37 de las muestras analizadas se incluyen en este grupo (tabla 4.3). Cuatro de ellas, señaladas con un asterisco en la tabla 4.3, presentan un contenido en dolomita mayor del 10%, por lo que han de clasificarse petrológicamente como calizas dolomíticas, aunque según sus características texturales pertenezcan a esta categoría.

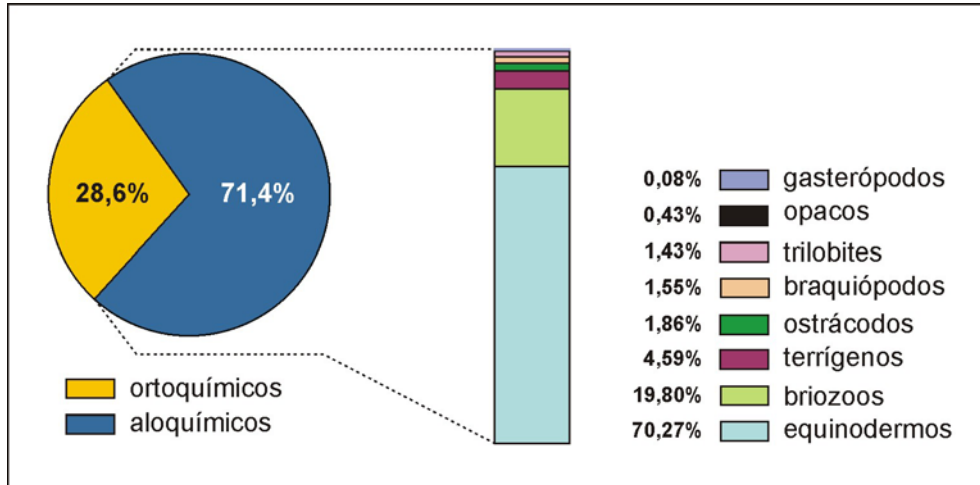
muestra	ortoquímicos	aloquímicos							
		equinodermos	brizoos	braquiópodos	trilobites	ostrácodos	gasterópodos	terrigenos	opacos
L-CC13	~39%	~40%	~20%	-	-	-	-	-	<1%
L-CC14	~29%	~60%	~10%	-	-	-	-	-	<1%
L-CC15	~29%	~60%	~10%	-	-	-	-	-	<1%
L-CC16	~19%	~75%	~5%	-	-	-	-	-	<1%
L-CC17	~19%	~75%	~5%	-	-	-	-	-	<1%
L-CC18	~19%	~75%	~5%	-	-	-	-	-	<1%
L-CC19	~12%	~85%	<1%	<1%	-	-	-	-	<1%
L-CC20	~13%	~85%	<1%	-	-	-	-	-	-
L-CC21	~20%	~70%	~10%	-	-	-	-	-	-
L-CC23	~25%	~65%	~10%	-	-	-	-	-	-
L-CC25	~25%	~70%	~5%	-	-	-	-	-	-
L-CC26	~11,5%	~85%	~2,5%	<1%	-	-	-	-	-
L-CC27	~28%	~60%	~5%	~5%	-	-	<1%	-	<1%
F(A)-CC1a	~28%	-	~67%	~1%	-	~2%	-	<1%	<1%
F(A)-CC1c	~39%	~30%	~30%	~1%	-	-	-	-	-
F(A)-CC1d	~35%	~15%	~40%	~10%	-	-	-	-	-
F(B)-CC1	~39%	~10%	~50%	-	-	-	-	-	<1%
CC(A)-CU2b	~35%	~40%	~10%	~5%	~5%	~5%	-	-	-
CC(A)-CU2c	~35%	~40%	~10%	~5%	~5%	~5%	-	-	-
CC(A)-CU2d <sup>(*)</sup>	~35%	~30%	~5%	-	-	-	-	-	-
CC(A)-CU3a <sup>(*)</sup>	~35%	~40%	~10%	~5%	~5%	~5%	-	-	-
CC(A)-CU3b <sup>(*)</sup>	~35%	~40%	~10%	~5%	~5%	~5%	-	-	-
CC(B)-CU2	~19%	~10%	~35%	<1%	~5%	~15%	-	~15%	-
CC(B)-CU3	~28%	~30%	~30%	-	<1%	<1%	<1%	~10%	-
CC(B)-CU4a	~30%	~30%	~30%	-	~5%	~5%	-	-	-
CC(B)-CU4b	~30%	~30%	~30%	-	~5%	~5%	-	-	-
VM(A)-CU4d	~30%	~50%	~10%	-	-	-	-	~10%	-
VM(A)-CU4e	~80%	~75%	-	-	-	-	-	~5%	-
VM(A)-CU4f	~31,5%	~55%	~5%	-	-	-	-	~7,5%	<1%
VM(A)-CU4i	~34%	~55%	~5%	-	<1%	-	-	~5%	-
VM(A)-CU4j <sup>(*)</sup>	~40%	~50%	~5%	-	-	-	-	~5%	-
VM(B)-CU2	~40%	~40%	~10%	-	-	-	-	~10%	-
VM(B)-CU8	~40%	~40%	~10%	-	-	-	-	~10%	-
VM(C)-CU26	~35%	~50%	~5%	-	-	-	-	~10%	-
VM(C)-CU29	~35%	~50%	~5%	-	-	-	-	~10%	-
VM(C)-CU32	~35%	~50%	~5%	-	-	-	-	~10%	-
VM(C)-CU39	~35%	~50%	~5%	-	-	-	-	~10%	-

**Tabla 4.3.-** Porcentaje de los distintos componentes determinados en las muestras consideradas.

La relación ortoquímicos/aloquímicos media (fig. 4.6) es aproximadamente 30/70.

La matriz es pseudomicrítica. Entre los aloquímicos predominan las placas y artejos de equinodermos y los fragmentos de colonias de brizoos. El resto de aloquímicos determinados, considerados de manera individual, no superan el 5% del volumen total de la muestra. No obstante, existe una excepción respecto al contenido en terrígenos (granos de cuarzo de tamaño muy fino, subesféricos y subredondeados).

Analizando cada una de las muestras (tabla 4.3) se puede apreciar que sólo en algunas, procedentes de los afloramientos de Corral de Calatrava (sección B) y Viso del Marqués, el material terrígeno representa un porcentaje significativo. En estas localidades, y para esta microfacies, el contenido en detríticos es inusualmente alto, cercano al 10%, sin embargo al considerar la media aritmética su proporción es inferior al 5% (fig. 4.6).



**Figura 4.6.-** Relación ortoquímicos/aloquímicos. La columna representa el porcentaje de los distintos componentes considerados dentro de los aloquímicos.

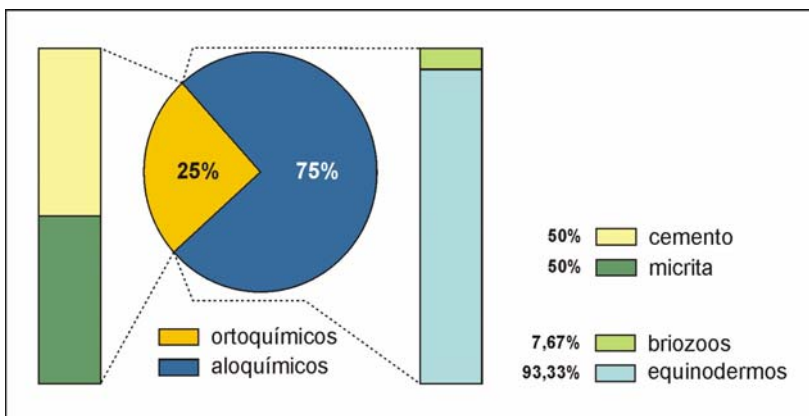
### **Packstone/grainstone bioclástico**

(Lám. 2, fig. 3)

Una de nuestras muestras (L-CC24) presenta un bandeo alternante de textura *packstone* y *grainstone*, por lo que se ha creado esta categoría intermedia. Los componentes reconocidos corresponden a: ortoquímicos (~25%), equinodermos (~70%) y briozoos (~5%).

La relación ortoquímicos/aloquímicos (fig. 4.7) es 25/75.

La matriz, en el caso de las zonas *packstone*, corresponde a pseudomicrita. Como componentes aloquímicos sólo aparecen equinodermos y de manera minoritaria briozoos.



**Figura 4.7.-** Relación ortoquímicos/aloquímicos. La columna representa el porcentaje de los distintos componentes dentro de los aloquímicos.

### **Grainstone bioclástico**

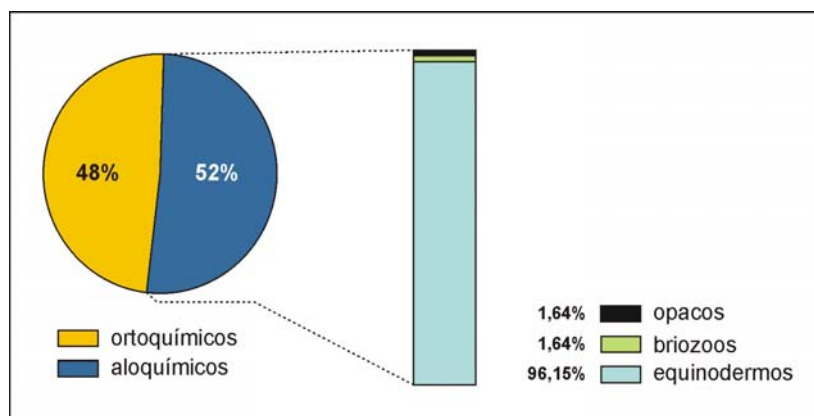
(Lám. 2, fig. 4)

Como en el caso anterior, sólo una muestra presenta esta textura (L-CC11), en la que los granos soportan la estructura, pero sin presencia de micrita. Los componentes reconocidos corresponden a: otoquímicos (~48%), equinodermos (~50%), briozoos (~1%) y minerales opacos (<1%).

La relación ortoquímicos/aloquímicos (fig. 4.8) es aproximadamente del 50%.

El componente aloquímico mayoritario corresponde a equinodermos, estando briozoos y minerales opacos poco representados.

**Figura 4.8.-** Relación ortoquímicos/aloquímicos. La columna representa el porcentaje de los distintos componentes dentro de los aloquímicos.



### **Packstone oolítico**

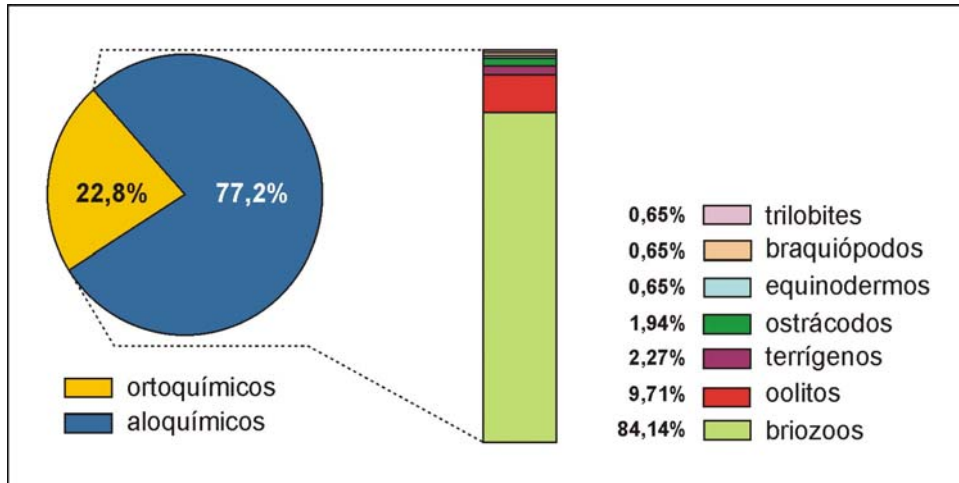
(Lám. 2, figs. 5-6)

Esta microfacies se caracteriza por presentar una baja relación ortoquímicos/aloquímicos, pero se ha considerado conveniente describirla de manera independiente puesto que la presencia de oolitos nos parece un rasgo suficientemente distintivo frente al *packstone* bioclástico. Sólo dos de las muestras analizadas se incluyen en este grupo, F(A)-CC1a y F(A)-CC1b. En ellas los componentes reconocidos corresponden, respectivamente, a: otoquímicos (~28,5%/~17%), equinodermos (0%/<1%), briozoos (~55%/~75%), braquiópodos (~1%/0%), trilobites (<1%/0%), ostrácodos (~2%/<1%), minerales terrígenos (~2,5%/<1%) y minerales opacos (~10%/~5%).

Es necesario aclarar que la muestra F(A)-CC1a se ha incluido también dentro de otra de las microfacies ya descritas, porque hacia techo varía de un *packstone* oolítico a un *packstone* bioclástico. Base y techo se han analizado de manera independiente, e incluido en la categoría textural más adecuada para cada caso.

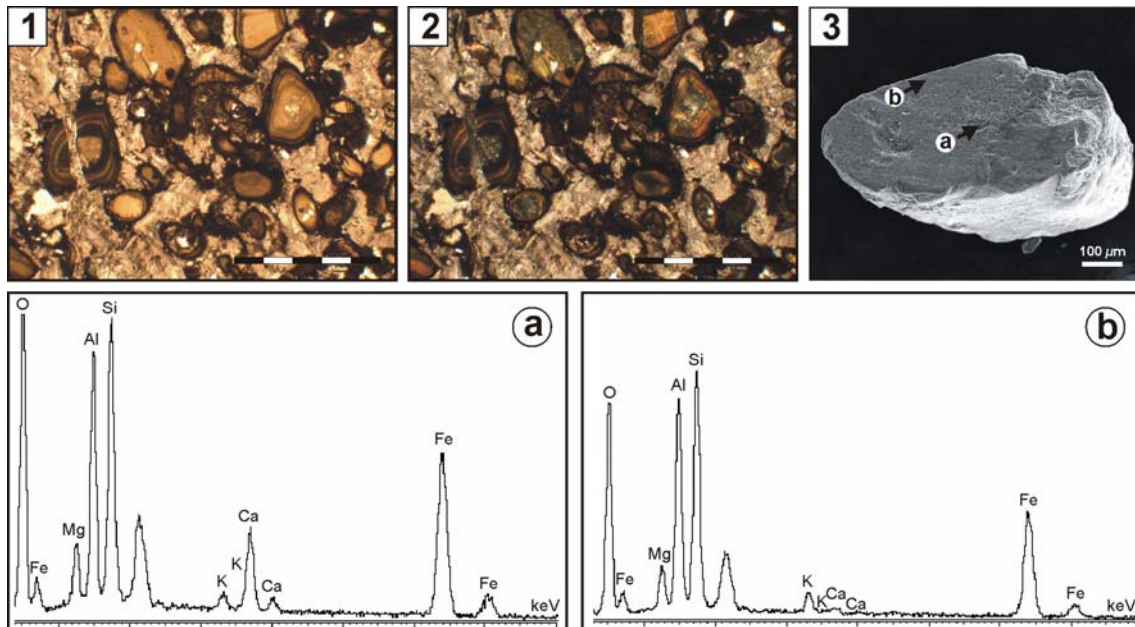
La relación ortoquímicos/aloquímicos media (fig. 4.9) es de aproximadamente 25/75.

La matriz corresponde a pseudomicrita y los componentes aloquímicos más abundantes son briozoos y oolitos. Otros componentes identificados como accesorios corresponden a granos de cuarzo de tamaño muy fino, subredondeados y subesféricos, ostrácodos, equinodermos, braquiópodos y trilobites.



**Figura 4.9.-** Relación ortoquímicos/aloquímicos media. La columna representa el porcentaje de los distintos componentes considerados dentro de los aloquímicos.

Según la clasificación de Flügel (2004: 100) las partículas ferruginizadas presentes en estas muestras corresponden a ooides, ya que, aunque en general, su estado de conservación es muy deficiente, en algunos todavía es posible reconocer la estructura concéntrica original (fig. 4.10.1 y 4.10.2). Su núcleo corresponde preferentemente a granos de cuarzo y bioclastos, entre los cuales abundan las placas de equinodermos y los fragmentos de briozoos. El análisis mineralógico de estas partículas, llevado a cabo mediante técnicas semicuantitativas (EDS) y cuantitativas (difracción de rayos-X), ha evidenciado la presencia de calcita, cuarzo, illita y chamosita (García-Frank y del Moral, 2005) (figs. 4.10.3, 4.10.a y 4.10.b).



**Figura 4.10.-** 1 y 2: Fotografías de microscopio óptico de los oolitos presentes en la muestra F(A)-CC1a, tomadas con nicoles paralelos (1) y nicoles cruzados (2); 3: Fotografía tomada con microscopio electrónico de barrido (MEB) de uno de los oolitos analizados sobre el que se realizaron análisis semicuantitativos (a y b) con espectrometría de dispersión de rayos-X (EDS). La escala gráfica representa 5 milímetros.

**Rudstone**  
(Lám. 2, fig. 7)

Sólo una de las muestras analizadas, F(A)-CC7, puede describirse como una “brecha calcárea” constituida por intraclastos, con un tamaño superior al centímetro.

**4.1.1.b.- Calizas autóctonas y diagenéticas**

Los materiales incluidos dentro de las calizas autóctonas se han identificado exclusivamente en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, caracterizando a los materiales del Miembro Rebollarejo de la Formación Caliza de Cistoideos en las secciones A y B de Fombuena.

Para identificar este tipo de texturas hemos utilizado la descripción original de Dunham (1962: 121): “*las rocas carbonatadas que muestran señales de haber sido fijadas durante la deposición se denominan boundstone. Las señales de fijado son específicas para cada material...*”. Esas señales, según este mismo autor (Dunham, *op. cit.*: 117), pueden ser tres: 1) la interconexión de material esquelético; 2) la laminación contraria a la gravedad y 3) la presencia de cavidades, que según sus ilustraciones corresponden a estromatactis (Dunham, 1962: Lám. 4, fig. c).

**Boundstone**  
(Lám. 2, fig. 8; Lám. 3, figs. 1-4)

Esta textura se ha identificado en 10 de nuestras muestras (tabla 4.4).

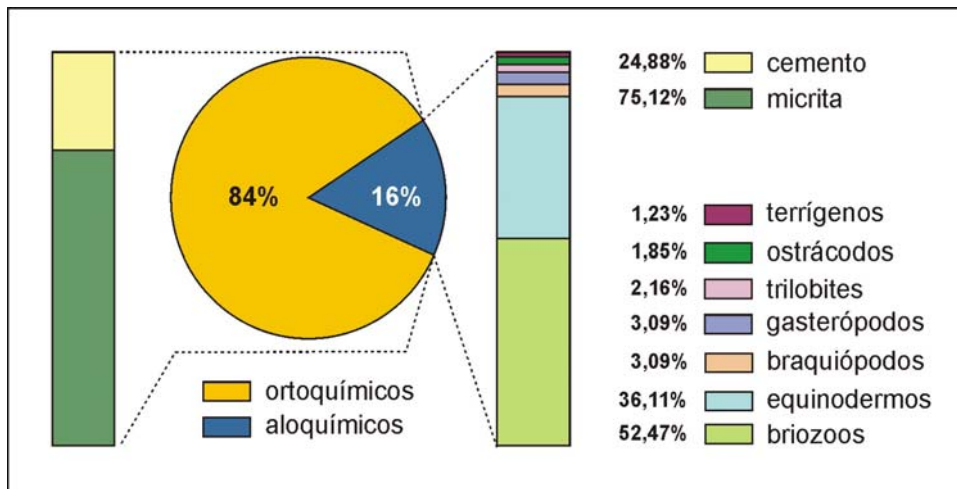
muestra	ortoquímicos		aloquímicos							
	matriz	cemento	equinodermos	briozoos	braquiópodos	trilobites	ostrácodos	gasterópodos	terrigenos	opacos
F(A)-CC3	~76%	~15%	~5%	~2,5%	<1%	-	~1%	-	-	-
F(A)-CC4a	~49%	~20%	~20%	~10%	<1%	-	<1%	-	-	-
F(A)-CC4b	~64%	~25%	~5%	~5%	<1%	-	<1%	-	-	-
F(A)-CC5a	~65%	~25%	~5%	~5%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC29	~60%	~25%	~5%	~5%	-	-	-	~5%	-	-
F(A)-CC49	~50%	~29%	-	~20%	-	~1%	-	-	-	-
F(A)-CC57	~50%	~30%	~5%	~15%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC58	~50%	~30%	~10%	~10%	-	<1%	-	-	-	-
F(B)-CC5	~83%	~5%	~2,5%	~7,5%	~1%	~1%	-	-	-	-
F(B)-CC6	~84%	~5%	<1%	~5%	~1%	~2,5%	-	-	~2%	-

**Tabla 4.4.-** Porcentaje de los distintos componentes determinados en las muestras consideradas.

La relación ortoquímicos/aloquímicos media (fig. 4.11) es alta, ya que los componentes aloquímicos (principalmente restos esqueléticos) no superan, en ninguna de las muestras, el 30% del volumen total de la roca.

La matriz corresponde a pseudoesparita y los cementos aparecen principalmente rellenando cavidades, ya sean estas biogénicas o sedimentarias. Entre los componentes aloquímicos predominan, como elementos mayoritarios, colonias de briozoos, ramificadas y masivas, y crinoideos; aunque de manera

accesoria se han identificado otros grupos, como braquiópodos calcíticos, gasterópodos, trilobites y ostrácodos. El material terrígeno está representado por granos de cuarzo de tamaño muy fino, subredondeado y subs esférico.



**Figura 4.11.-** Relación media ortoquímicos/aloquímicos. Las columnas representan el porcentaje de los distintos componentes considerados dentro cada uno.

Dentro de esta microfacies es común el relleno de cavidades por material dolomitizado y cemento. En algunas cavidades de gran tamaño suele aparecer cemento barroco tapizando la superficie de la misma (Lám. 2, fig. 8), estando el espacio restante, y las cavidades de menor tamaño en su totalidad, ocupado por cemento calcítico. Los osículos de los equinodermos suelen presentar fenómenos de micritización y disolución parcial de los bordes de la pared, y, a favor de sus restos, se generan cementos sintaxiales de calcita. Los restos de briozoos aparentemente están bien conservados, enteros o poco fragmentados, por lo que se pueden considerar acumulados, ya que no muestran evidencia alguna de resedimentación, ni reelaboración. También se han identificado rellenos geopetales y “efectos paraguas” concordantes con la posición base y techo de los niveles.

Un aspecto relevante de estos materiales es que las oquedades, a diferencia de las presentes en las calizas descritas como alóctonas, presentan características muy significativas, con bases más o menos planas y el techo irregular, idénticas a las descritas para las estructuras de tipo “estromatactis”.

### **Cementstone** (Lám. 3, fig. 5)

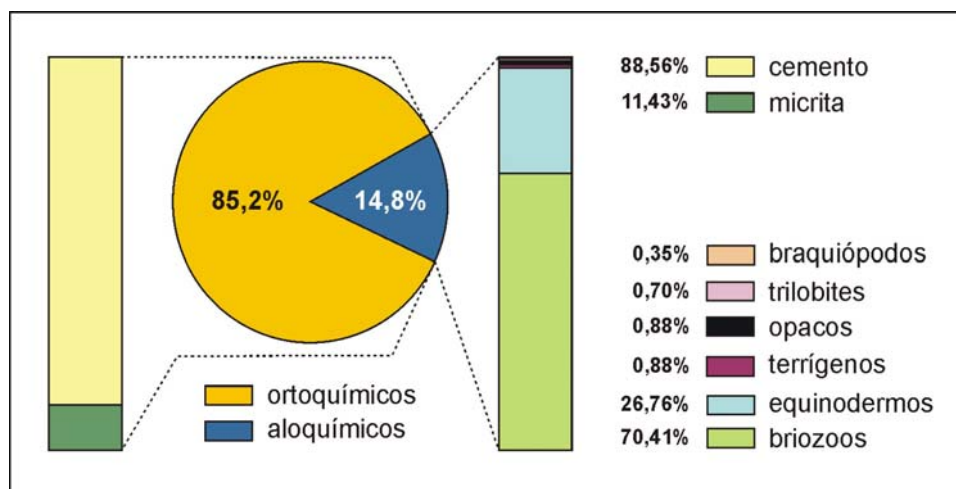
Según Wright (1992: 181): “*un cementstone es una caliza compuesta casi totalmente por cementos fibrosos (comúnmente reemplazados y/o recristalizados), en la que los granos o material biogénico in situ no constituye un armazón*”.

Así, entre nuestras muestras hemos clasificado dentro de esta categoría textural aquellos materiales en los que más de un 60% del volumen de la roca corresponde a cementos radioaxiales de calcita. Tales cementos se desarrollan comúnmente a favor de restos esqueléticos, como los briozoos. Se ha identificado en 19 de las muestras analizadas (tabla 4.5).

muestra	ortoquímicos		aloquímicos							
	matriz	cemento	equinodermos	brizoos	braquiópodos	trilobites	ostrácodos	gasterópodos	terrigenos	opacos
F(A)-CC8	~20%	~60%	-	~20%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC10	-	~90%	~5%	~5%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC11	-	~85%	~5%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC15	~20%	~60%	-	~20%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC17	-	~90%	~5%	~5%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC20	-	~90%	-	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC21	-	~85%	~5%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC25	~20%	~65%	-	~15%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC27	~15%	~64%	<1%	~20%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC31	~25%	~70%	-	~5%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC33	~15%	~70%	~5%	~10%	-	<1%	-	-	-	-
F(A)-CC35	-	~90%	~10%	-	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC36	~10%	~80%	~10%	-	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC47	-	~85%	~5%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC53	~15%	~64%	~5%	~15%	<1%	<1%	-	-	-	-
F(A)-CC55	~10%	~75%	-	~15%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC56	~10%	~65%	~10%	~15%	-	-	-	-	-	-
F(B)-CC2	-	~85%	~5%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(B)-CC3	~25%	~60%	~5%	~5%	-	-	-	-	~2,5%	~2,5%

**Tabla 4.5.-** Porcentaje de los distintos componentes determinados en las muestras consideradas.

La relación ortoquímicos/aloquímicos media (fig. 4.12) es de 85/15.



**Figura 4.12.-** Relación media ortoquímicos/aloquímicos. Las columnas representan el porcentaje de los distintos componentes considerados dentro cada uno.

Entre los componentes ortoquímicos los cementos representan aproximadamente el 90% del total, correspondiendo el 10% restante a pseudoesparita, si bien las proporciones varían dentro de cada muestra entre el 60 y 90%, para los cementos, y el 10 y 25%, para la matriz.

Los restos de brizoos y equinodermos son los más abundantes entre los aloquímicos. Por debajo de un 5% aparece material terrígeno (granos de cuarzo de tamaño muy fino), minerales opacos, trilobites y braquiópodos.

**Boundstone/Cementstone**

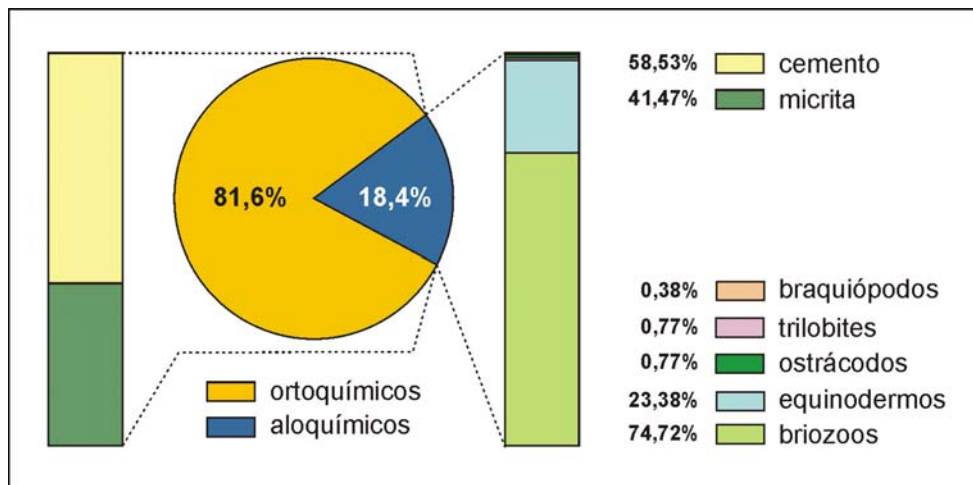
(Lám. 3, figs. 6-7)

18 de las muestras (tabla 4.6), incluyendo los cantos calcáreos procedentes de la Formación Orea (sección B de Fombuena), presentan texturas tanto *boundstone* como *cementstone*.

muestra	ortoquímicos		aloquímicos							
	matriz	cemento	equinodermos	briozoos	braquiópodos	trilobites	ostrácodos	gasterópodos	terrigenos	opacos
F(A)-CC5b	~40%	~40%	~10%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC6	~44%	~50%	~1%	~5%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC13	~15%	~55%	~20%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC19	~40%	~45%	~5%	~10%	-	<1%	-	-	-	-
F(A)-CC23	~40%	~45%	~5%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC38	~45%	~45%	~5%	~5%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC39	~30%	~55%	~5%	~10%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC41	~35%	~50%	~5%	~10%	-	<1%	-	-	-	-
F(A)-CC43	~40%	~50%	-	~10%	-	-	<1%	-	-	-
F(A)-CC45	~35%	~50%	-	~15%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC48	~25%	~25%	-	~50%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC51	~25%	~50%	~5%	~20%	-	-	-	-	-	-
F(A)-CC52	~20%	~59%	-	~20%	~1%	-	-	-	-	-
F(B)-O1/5	10-37%	50-70%	~1-10%	10-20%	~1%	~1%	-	-	-	-

**Tabla 4.6.-** Porcentaje de los distintos componentes determinados en las muestras consideradas.

La relación ortoquímicos/aloquímicos media (fig. 4.13) es alta, si bien en este caso, a diferencia de los materiales descritos como *boundstone*, la proporción de cementos dentro de los componentes ortoquímicos varía entre el 40% y el 60% del volumen total de la muestra, correspondiendo, en la mayoría de los casos, a cementos radioaxiales de calcita.



**Figura 4.13.-** Relación media ortoquímicos/aloquímicos. Las columnas representan el porcentaje de los distintos componentes considerados dentro cada uno.

La matriz corresponde a micrita pseudoespartizada y los cementos aparecen rellenando cavidades, tanto biogénicas como sedimentarias. Entre los componentes

aloquímicos predominan los restos esqueléticos. Concretamente, como restos mayoritarios se identifican colonias, ramificadas y masivas, de briozoos y crinoideos, y de manera accesoria se han reconocido otros grupos, como braquiópodos calcílicos, trilobites y ostrácodos.

**Sparstone**  
(Lám. 4, figs. 1-3)

En varias secciones, los materiales carbonatados que constituyen las unidades investigadas aparecen parcial, o totalmente, dolomitizados (tabla 4.7), afectando este proceso, cuando su carácter es parcial, a los niveles de techo. Este es el caso de los afloramientos de Luesma, Fombuena (secciones A y B), sección A de Corral de Calatrava y sección A de Viso del Marqués. En otras localidades todo el paquete carbonatado aparece dolomitizado, es el caso de las secciones investigadas en Aragoncillo, Pardos, Checa, Villamanrique, Puebla del Príncipe, Terrinches y Aldeaquemada.

muestra					
L-CC31	Ar(B)-ON3	Ch(B)-O1	VM(A)-CU5d	T-CU7	Al(B)-CU
Ar(A)-ON1	Ar(C)-ON	CC(A)-CU4	VM(A)-CU5e	T-CU8	Al(C)-CU
Ar(A)-ON7	Ar(D)-ON	VM(A)-CU5a	PP-CU1	V-CU	-
Ar(A)-ON8	P-ON	VM(A)-CU5b	PP-CU2	Al(A)-CU4a	-
Ar(B)-ON1	Ch(A)-ON4	VM(A)-CU5c	PP-CU5	Al(A)-CU4b	-

**Tabla 4.7.-** Relación de muestras dolomitizadas.

**4.1.2.- Procesos tafonómicos y/o diagenéticos**

Es importante introducir, antes de explicar los procesos que han afectado a los materiales analizados, porqué han recibido la denominación de “tafonómicos y/o diagenéticos”.

El término diagénesis hace referencia a la alteración física, química y/o biológica que experimentan los sedimentos durante la litificación y que, bajo condiciones de temperatura y presión relativamente bajas, tiene como resultado cambios en la mineralogía y textura original de las rocas. Por su parte el término tafonómico se aplica a aquellos procesos naturales de alteración de los restos o señales de entidades biológicas del pasado, que abarcan no sólo los de tipo fosildiagenético, sino los previos incluso a su enterramiento inicial (fase bioestratinómica).

Así, los procesos diagenéticos afectan al conjunto de la roca y los procesos tafonómicos a las entidades conservadas (Fernández-López, 2000).

En nuestro caso, se han analizado las rocas como conjunto, prestando especial atención a uno de los componentes de éstas, los bioclastos, que corresponden a entidades conservadas. Así, parte de los procesos que han afectado a los bioclastos han afectado también a la roca en su conjunto, debiendo ser considerados tanto tafonómicos como diagenéticos. Otros procesos, en cambio, al producirse en etapas previas al enterramiento, como la selección y el transporte, no pueden ser considerados diagenéticos, puesto que la diagénesis no se refiere a los procesos que tienen lugar antes del enterramiento.

Sin tener en cuenta las particularidades concretas que presentan las distintas microfacies descritas para cada una de las divisiones realizadas dentro del apartado de facies carbonatadas, muchos procesos tafonómicos o diagénéticos han sido determinados en todas ellas, independientemente de su clasificación textural, por lo que realizaremos una descripción común a todas.

Dentro de las “calizas alóctonas” es común que los restos de equinodermos, ostrácodos, trilobites y braquiópodos aparezcan generalmente desarticulados y fragmentados. Sin embargo, la fragmentación no afecta sólo a estos restos sino también a los briozoos y gasterópodos. No hemos encontrado evidencias de selección en nuestros materiales ya que, por ejemplo, los rangos de tamaños de los clastos son muy variables.

Otros procesos observados son: la micritización, que afecta principalmente a los bordes de las placas y artejos de los equinodermos y oolitos, si bien en ocasiones los clastos acusan totalmente sus efectos; la disolución parcial de los bioclastos, la abrasión y, excepcionalmente, se han identificado colonizaciones.

Dentro de los componentes ortoquímicos el fenómeno más usual, como se desprende de la descripción de las distintas texturas, es el hecho de que la matriz, en origen micrita, aparece como pseudomicrita, en ocasiones incluso como pseudoesparita, debido a la recristalización. Otro ejemplo de recristalización, esta vez relacionado con los componentes aloquímicos, es el crecimiento syntaxial de calcita a favor de las placas de equinodermos. Es también común la cementación de cavidades biogénicas y grietas post-sedimentarias con cemento calcítico de tipo mosaico *drusy* (Lám. 1, fig. 3).

La actuación de fenómenos de disolución bajo presión durante la compactación de los materiales se reconoce fácilmente por la frecuente aparición de juntas estilíticas irregulares y la abundancia de contactos suturados entre los bioclastos (Lám. 1, figs. 5, 7 y 8).

Los clastos no presentan una orientación preferente, aunque en ocasiones los procesos de compactación comentados han dado lugar a un aparente alineamiento de los bioclastos (considerando aquellas formas alargadas) paralelo a la estratificación (Lám. 1, fig. 6).

### **4.1.3.- Facies mixtas**

#### **4.1.3.a.- Calizas arenosas**

Se ha creado esta categoría para referirnos a una facies concreta que aparece en algunos de los niveles individualizados en la sección A de Viso del Marqués, en los que el contenido en material terrígeno, principalmente granos de cuarzo de tamaño muy fino, supera el 20% del volumen total de la muestra (Lám. 4, figs. 4-5).

Estas muestras son: VM(A)-CU4a, VM(A)-CU4b, VM(A)-CU4c, VM(A)-CU4g y VM(A)-CU4h.

#### **4.1.3.b.- Areniscas calcáreas**

Estos materiales aparecen representados en el Mb. Piedra del Tormo de la Formación Fombuena, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Lám. 4, fig. 6), y en los niveles superiores de los “Bancos Mixtos”, analizados en los afloramientos de Sierra Morena oriental (Lám. 4, figs. 7-8).

Se trata de areniscas cuarcíticas, presentando los granos un tamaño que varía de muy fino a fino y morfología subredondeada y subesférica. Aparecen abundantes restos fósiles de naturaleza calcítica (briozoos y braquiópodos). En ocasiones la proporción de bioclastos es tan alta que pueden considerarse lumaquelas de briozoos (Lám. 4, fig. 7) o braquiópodos (Lám. 4, fig. 8), según el grupo que predomine.

Estas muestras son: F(A)-PT3; CC(A)-BM2; CC(B)-BM2; H-BM1; H-CU1; H-CU3; PA-BM1; PA-BM2; PA-BM3; VSC-BM3; VM(A)-BM3; VM(A)-BM5; VM(A)-BM9; VM(B)-BM7 y VM(C)-BM.

La inclusión, dentro de este grupo, de los materiales que constituyen el Miembro Piedra del Tormo, puede parecer aleatoria e incongruente, sobre todo si tenemos en cuenta que difiere sustancialmente de la interpretación realizada por otros autores (Carls, 1975; Kolb, 1979; Gutiérrez-Marco, 1980; Villas, 1983; entre otros), que los describen de manera general como margas descalcificadas.

Sin embargo, y basándonos en el estudio de la lámina delgada realizada (Lám. 4, fig. 6), el porcentaje de componentes detríticos (granos de cuarzo) es igual o superior al 25%, los granos son visibles con lupa binocular de luz transmitida (x6,3), incluso a simple vista, por lo que la muestra investigada se incluye en el intervalo que caracteriza a las arenas finas.

Nuestras observaciones están avaladas por las realizadas por Gutiérrez-Marco (1980: 50), que, refiriéndose a estos materiales, indicó: “*su residuo ácido insoluble está formado por granos de cuarzo de tamaño arena (término medio) que se distribuyen irregularmente en el sedimento y representan sólo un 10-15%*”. Incluso Villas (1983: 365), al definir formalmente el Miembro Piedra del Tormo, señaló que se caracteriza por presentar un tramo basal constituido por pelitas ferruginosas que pasan gradualmente a pizarras margosas y, respecto a estas últimas, que “*hacia techo se va incrementando gradualmente su contenido arenoso y disminuyendo el calcáreo*”.

## **4.2.- INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES RECONOCIDAS**

El análisis de las características petrológicas, texturales y diagenéticas de los materiales investigados, así como su contenido paleontológico, permite realizar numerosas inferencias de tipo ambiental, tales como la energía del medio, la cantidad de nutrientes, los niveles de oxígeno, y también conocer la evolución diagenética de los materiales a lo largo de su historia geológica.

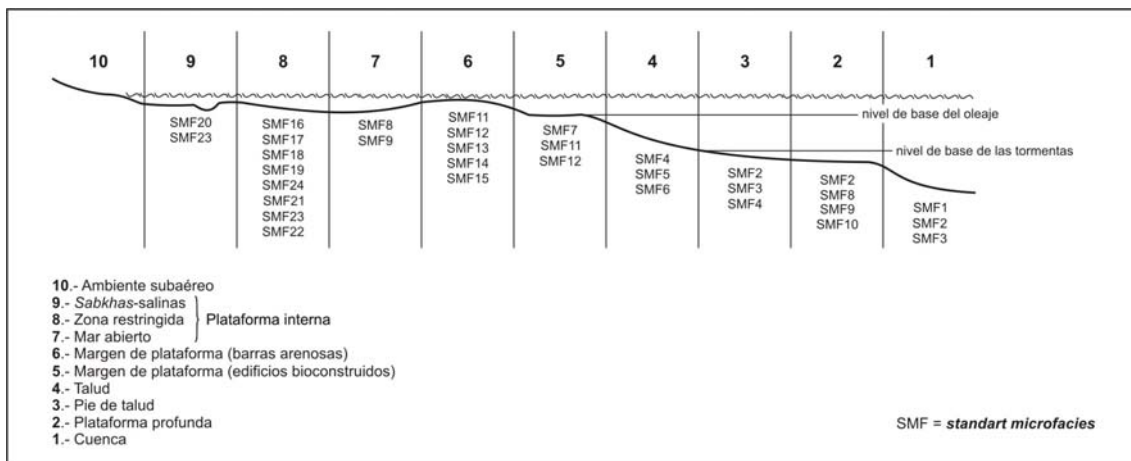
En este apartado, una vez descritos los materiales investigados realizaremos una interpretación de los mismos utilizando los modelos propuestos por Wilson

---

(1975) y Flügel (2004), por un lado, y en base a las observaciones que hemos realizado, por otro.

Flügel (1972) desarrolló la primera clasificación de microfacies basándose en criterios texturales y paleontológicos, si bien el objetivo de su trabajo era, solamente, describir los materiales carbonatados comunes en secuencias de plataforma del Triásico Superior.

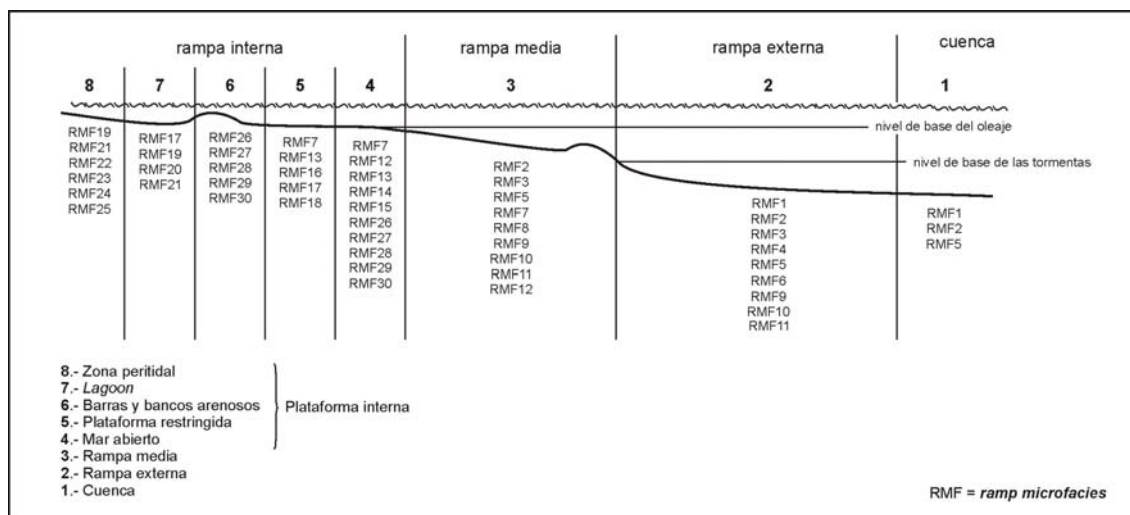
Posteriormente, Wilson (1975) definió formalmente 24 categorías tipo, hoy conocidas como “microfacies estándar”, que agrupan microfacies con características similares respecto al tipo de componentes, el contenido paleontológico o la textura deposicional. Además, Wilson (*op. cit.*) asoció dichas categorías a determinados ambientes (cinturones de facies), según las plataformas-lagoon carbonatadas que se desarrollan hoy en día en latitudes tropicales y caracterizadas por la presencia de arrecifes s.s. (fig. 4.14), basando dicho modelo en el reconocimiento de patrones recurrentes en las facies carbonatadas a lo largo del Fanerozoico y su interpretación desde un punto de vista actualista.



**Figura 4.14.-** Distribución de las microfacies estándar propuestas por Wilson (1975) en los diferentes cinturones de facies que caracterizan una plataforma-lagoon. Adaptada de Flügel (2004).

Flügel (2004) revisó las “microfacies estándar de Wilson” (1975), añadiendo nuevos términos y subdividiendo algunas categorías para dotarlas de mayor significación. Por otro lado, clasificó las microfacies básicas que aparecen asociadas a los distintos ambientes de una rampa carbonatada (fig. 4.15), en función de las microfacies descritas para este tipo de plataformas, muy frecuentes durante el Paleozoico y el Mesozoico.

Como señala Flügel (2004: 681) los mayores problemas de aplicación del modelo propuesto por Wilson (1975) se producen al considerar carbonatos de aguas templadas y frías, puesto que las variaciones en algunas de sus características (por ejemplo, la menor diversidad taxonómica) dificulta su correlación con las microfacies estándar y, por lo tanto, su correcta interpretación, aconsejando realizar la comparación de este tipo de materiales con los tipos básicos de microfacies en rampas carbonatadas.



**Figura 4.15.-** Distribución de los tipos básicos de microfacies en los diferentes ambientes que caracterizan una plataforma tipo rampa. Adaptada de Flügel (2004).

Para no decantarnos *a priori* por uno de estos modelos, ya que implicaría presuponer que los materiales analizados se depositaron en un tipo de plataforma concreto, y por lo tanto bajo unas condiciones ambientales determinadas, hemos utilizado ambos para interpretar las microfacies descritas.

Al comparar los materiales analizados en esta investigación con las categorías creadas por Wilson (1975) y Flügel (2004) hemos comprobado que algunas microfacies descritas no encuentran reflejo en los estándares utilizados y otras, en cambio, podrían incluirse en varias categorías. Al primer grupo, corresponden los términos intermedios entre categorías texturales (*wackestone/packstone* bioclástico y *packstone/grainstone* bioclástico); el *grainstone* bioclástico y los términos adoptados de Wright (1992) para hacer referencia a los materiales compuestos principalmente por cementos (*boundstone/cementstone* y *cementstone*).

El resto de microfacies identificadas han podido ser correlacionadas con una o dos categorías, según recoge la tabla 4.8.

Wilson (1975)		TEXTURA DESCRITA	Flügel (2004)	
microfacies	zona de facies		microfacies	zona de facies
SMF 10	FZ 2	<i>Wackestone</i> bioclástico	RMF 7	FZ 3, FZ 4 y FZ 5
SMF 14	FZ 6		RMF 7	FZ 3, FZ 4 y FZ 5
SMF 10	FZ 2	<i>Packstone</i> bioclástico	RMF 14	FZ 4
SMF 14	FZ 6		RMF 9	FZ 2 y FZ 3
SMF 5	FZ 4	<i>Packstone</i> oolítico	RMF 10	FZ 2 y FZ 3
SMF 6	FZ 4		RMF 12	FZ 3 y FZ 4
SMF 5	FZ 4	<i>Rudstone</i>		
SMF 7	FZ 5			
		<i>Boundstone</i>		

**Tabla 4.8.-** Comparación de las texturas identificadas en este trabajo con los tipos básicos descritos por Wilson (1975) y Flügel (2004), indicando la zona/s de facies correspondientes.

Así, considerando el modelo de Wilson (1975), nuestros materiales podrían haberse depositado en un rango de ambientes desde el margen de la plataforma interna hasta la plataforma profunda (fig. 4.14), mientras que según el esquema de Flügel (2004) podrían haberse sedimentado entre la zona distal de la rampa interna y la rampa media (fig. 4.15).

### 4.2.1.- Montículos de fango carbonatado

Un caso que merece especial atención por nuestra parte lo constituyen los materiales que hemos descrito, dentro del apartado de calizas autóctonas, como *boundstone*, *boundstone/cementstone* y *cementstone*. Según las categorías creadas por Wilson (1975) las muestras descritas como *boundstone* se corresponderían con la microfacies SMF9, pero presentan también algunas características de la microfacies SMF5, como los rellenos geopetales y efectos paraguas. Respecto a la clasificación de microfacies asociadas a plataformas de tipo rampa, y aunque en la tabla 4.8 se ha adscrito a la microfacies RMF12, Flügel (2004: 719) reserva esta categoría para los edificios bioconstruidos por corales o algas rojas. Así, teniendo en cuenta las características que presentan estos materiales y su carácter excepcional dentro del conjunto de materiales tratados, hemos creído oportuno profundizar en su análisis.

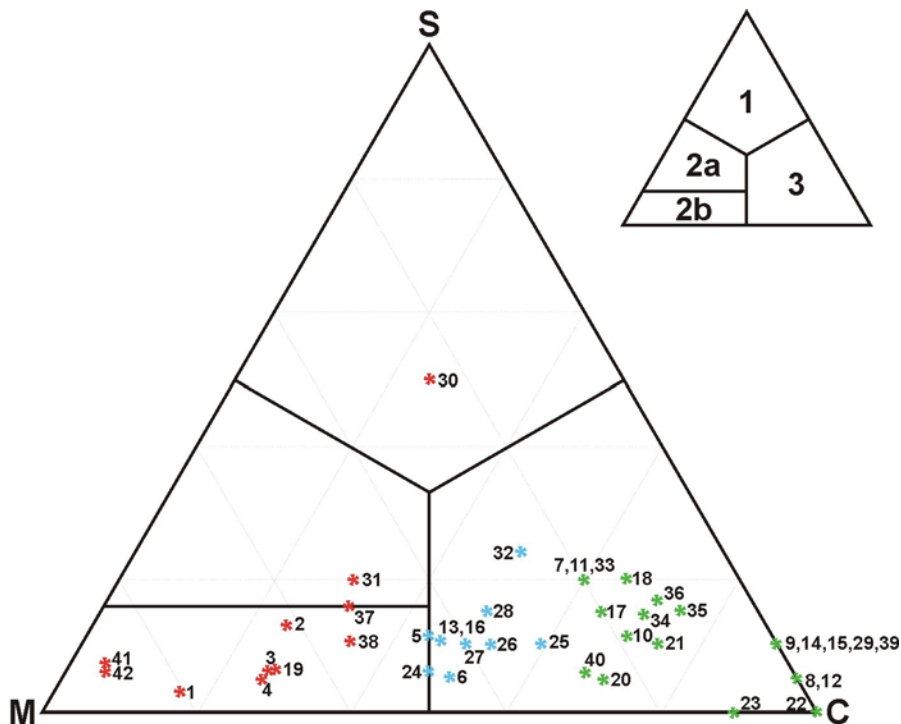
Para ello hemos utilizado el diagrama ternario MSC (*matrix-skeletons-cement*) propuesto por Riding (2002), como herramienta de caracterización de materiales carbonatados autóctonos, con el fin de determinar a qué tipo de depósito corresponden los materiales del Miembro Rebollarejo de la Formación Caliza de Cistoideos en las secciones A y B de Fombuena, recalculando los porcentajes en que aparecen representados los distintos componentes, una vez eliminados aquellos aloquímicos que no aparecen acumulados (tabla 4.9), y representando los resultados obtenidos para cada una de las muestras en el diagrama ternario propuesto por Riding (*op. cit.*) (fig. 4.16).

	muestra	matriz	restos esqueléticos acumulados	cementos / cavidades
<b>1</b>	F(A)-CC3	81,28%	2,67%	16,04%
<b>2</b>	F(A)-CC4a	62,03%	12,66%	25,32%
<b>3</b>	F(A)-CC4b	68,09%	5,32%	26,60%
<b>4</b>	F(A)-CC5a	68,42%	5,26%	26,32%
<b>5</b>	F(A)-CC5b	44,44%	11,11%	44,44%
<b>6</b>	F(A)-CC6	44,44%	5,05%	50,51%
<b>7</b>	F(A)-CC8	20,00%	20,00%	60,00%
<b>8</b>	F(A)-CC10	0,00%	5,26%	94,74%
<b>9</b>	F(A)-CC11	0,00%	10,53%	89,47%
<b>10</b>	F(A)-CC13	18,75%	12,50%	68,75%
<b>11</b>	F(A)-CC15	20,00%	20,00%	60,00%
<b>12</b>	F(A)-CC17	0,00%	5,26%	94,74%
<b>13</b>	F(A)-CC19	42,11%	10,53%	47,37%
<b>14</b>	F(A)-CC20	0,00%	10,00%	90,00%
<b>15</b>	F(A)-CC21	0,00%	10,53%	89,47%
<b>16</b>	F(A)-CC23	42,11%	10,53%	47,37%
<b>17</b>	F(A)-CC25	20,00%	15,00%	65,00%
<b>18</b>	F(A)-CC27	15,15%	20,20%	64,65%

**Tabla 4.9.-** Porcentajes correspondientes a matriz, restos esqueléticos acumulados y cementos/cavidades calculados para los materiales descritos como calizas autóctonas.

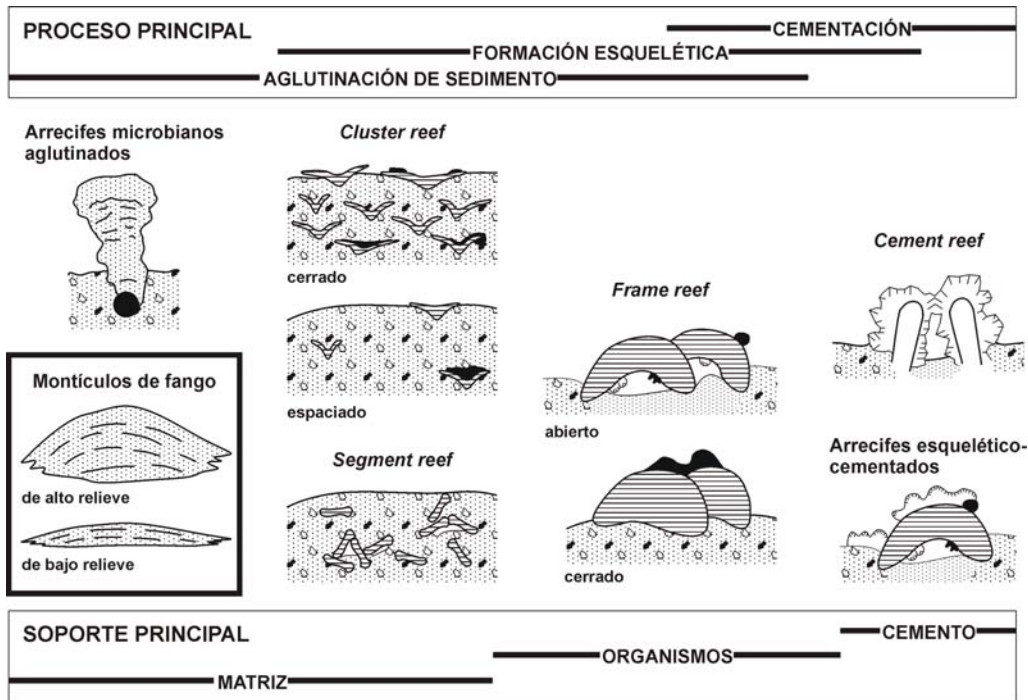
	muestra	matriz	restos esqueléticos acumulados	cementos / cavidades
<b>19</b>	F(A)-CC29	66,67%	5,56%	27,78%
<b>20</b>	F(A)-CC31	25,00%	5,00%	70,00%
<b>21</b>	F(A)-CC33	15,79%	10,53%	73,68%
<b>22</b>	F(A)-CC35	0,00%	0,00%	100,00%
<b>23</b>	F(A)-CC36	11,11%	0,00%	88,89%
<b>24</b>	F(A)-CC38	47,37%	5,26%	47,37%
<b>25</b>	F(A)-CC39	31,58%	10,53%	57,89%
<b>26</b>	F(A)-CC41	36,84%	10,53%	52,63%
<b>27</b>	F(A)-CC43	40,00%	10,00%	50,00%
<b>28</b>	F(A)-CC45	35,00%	15,00%	50,00%
<b>29</b>	F(A)-CC47	0,00%	10,53%	89,47%
<b>30</b>	F(A)-CC48	25,00%	50,00%	25,00%
<b>31</b>	F(A)-CC49	50,51%	20,20%	29,29%
<b>32</b>	F(A)-CC51	26,32%	21,05%	52,63%
<b>33</b>	F(A)-CC52	20,20%	20,20%	59,60%
<b>34</b>	F(A)-CC53	15,96%	15,96%	68,09%
<b>35</b>	F(A)-CC55	10,00%	15,00%	75,00%
<b>36</b>	F(A)-CC56	11,24%	16,85%	71,91%
<b>37</b>	F(A)-CC57	52,63%	15,79%	31,58%
<b>38</b>	F(A)-CC58	55,56%	11,11%	33,33%
<b>39</b>	F(B)-CC2	0,00%	10,53%	89,47%
<b>40</b>	F(B)-CC3	27,78%	5,56%	66,67%
<b>41</b>	F(B)-CC5	86,91%	7,85%	5,24%
<b>42</b>	F(B)-CC6	89,36%	5,32%	5,32%

**Tabla 4.9** (continuación).- Porcentajes correspondientes a matriz, restos esqueléticos acumulados y cementos/cavidades calculados para los materiales descritos como calizas autóctonas.



**Figura 4.16.-** Diagrama MSC en el que se han localizado las muestras estudiadas del Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos. **1:** arrecifes esqueleto-soportados (*frame reefs*); **2a:** arrecifes matriz-soportados (*cluster/segment reefs*); **2b:** arrecifes matriz-soportados (*agglutinated reefs* y montículos de fango); **3:** arrecifes cemento-soportados (*cement reefs*). En rojo texturas *boundstone*; en azul *boundstone/cemestone* y en verde *cementstone*.

Se puede apreciar que la mayoría de las muestras, con excepción de la muestra F(A)-CC48 (valor 30) que presenta una alta proporción de restos esqueléticos, aparecen formando una nube de puntos desde los términos en que predomina la matriz hasta el vértice del cemento, pero siempre con un contenido en restos esqueléticos inferior al 25%, es decir, nuestras muestras corresponderían a arrecifes matriz-soportados y/o arrecifes cemento-soportados según la clasificación de Riding (2002) (fig. 4.17).

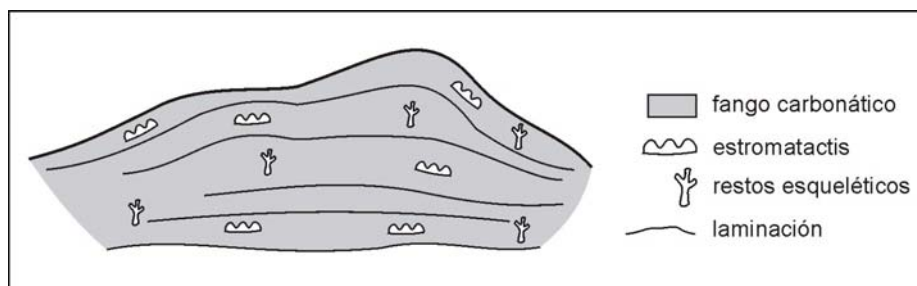


**Figura 4.17.-** Clasificación de los “arrecifes orgánicos” y los montículos de fango carbonatado según el proceso principal de formación y el componente mayoritario. Adaptada de Riding (2002).

En función de los resultados obtenidos al utilizar el diagrama MSC y considerando las definiciones presentadas por Riding (2002), los materiales bajo discusión corresponden a montículos de fango carbonatado.

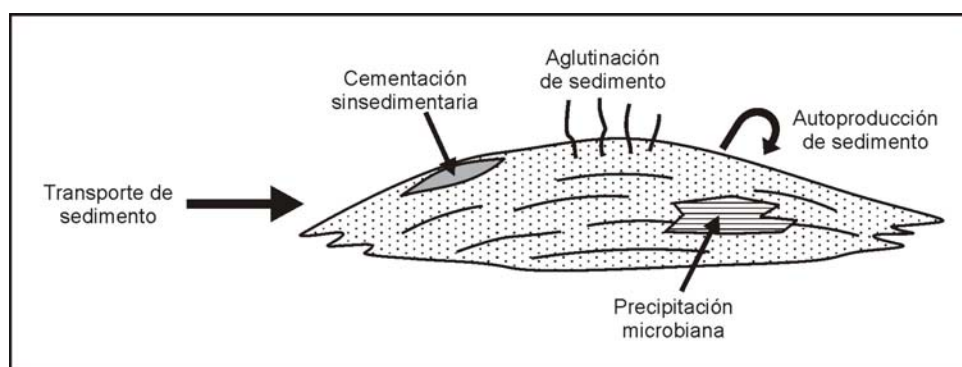
Como señaló Riding (2002: 208) al representar los montículos de fango carbonatado en el diagrama SMC, estos se situarán cerca del vértice de la matriz, excepto cuando los estromatactis y otras cavidades sean abundantes, en cuyo caso tienden a desplazarse hacia el vértice del cemento. Observando los campos en los que se distribuyen nuestras muestras esta tendencia queda claramente reflejada, puesto que evidentemente los términos ricos en cemento no corresponden a tobos o travertinos (verdaderos *cement reefs*), sino al relleno de cavidades con cementos fibrosos de calcita (estromatactis).

Según Riding (2002: 207) “los montículos de fango carbonatado son depósitos dominados por fango carbonatado (micrita y limo fino) con relieve topográfico, y que pueden presentar o no estromatolitos, trombolitos y/o restos esqueléticos acumulados” (fig. 4.18).



**Figura 4.18.-** Características de los montículos de fango carbonatado. Adaptada de Riding (2002).

Ejemplos de este tipo de depósitos aparecen frecuentemente durante todo el Fanerozoico, siendo su máximo exponente las facies *Waulsortian* del Carbonífero, y han sido objeto de un amplio estudio (Bosence y Bridges, 1995; Monty, 1995; Pratt, 1995; Kopaska-Merkel y Haywick, 2001 o Riding, 2002 recogen un gran número de referencias). No obstante, el proceso, o procesos, que participan en su origen son aún objeto de debate y controversia, existiendo en los últimos años una tendencia a considerar que estas estructuras son el resultado de la combinación de diferentes procesos, tanto orgánicos como inorgánicos (fig. 4.19).



**Figura 4.19.-** Procesos, orgánicos e inorgánicos, que han sido propuestos como responsables de la formación de montículos de fango carbonatado. Adaptada de Riding (2002).

Para explicar el origen del fango carbonatado se ha acudido a fuentes de procedencia alóctonas, como la acumulación hidrodinámica o la acción aglutinante de determinados organismos (Pray, 1958; Wilson, 1975; Riding, 1977; Pratt, 1982; Bosence *et al.*, 1985; Lees y Miller, 1995; consultar Riding, 2002, para más referencias) y autóctonas, asociadas a procesos microbianos (Pratt, 1982; Maurin *et al.*, 1981; Monty *et al.*, 1982; Lees y Miller, 1985; Bosence *et al.*, 1985; Bosence y Bridges, 1995; Lees y Miller, 1995; Wood, 2001).

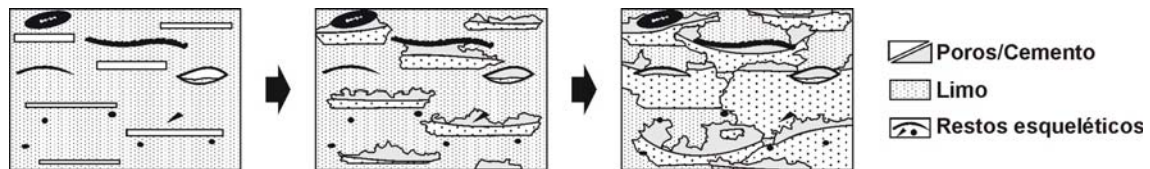
La pendiente de los flancos que exhiben numerosos montículos de fango, denominados de alto relieve por Riding (2002), podría deberse a la acción hidrodinámica de las corrientes, o quizá, aunque con menor probabilidad a la producción *in situ*, siendo necesario que la litificación temprana mantenga y conserve estos taludes (Blendinger, 1994; Blendinger *et al.*, 1997; Pratt, 1995; Riding, 2002).

Un aspecto que ya se ha destacado con anterioridad al describir la microfacies que exhiben los depósitos de Fombuena es la abundancia de cavidades,

característica que comparten con numerosos montículos paleozoicos (Monty, 1995). Las cavidades, de tipo estromatactis (definidas para nuestros materiales) son frecuentes en el Devónico y el Carbonífero, habiéndose caracterizado también de manera común en los montículos del Ordovícico (p. ej. Ross *et al.*, 1971, 1975).

Como ocurre con los montículos de fango, las hipótesis sobre el origen de estas estructuras aluden a procesos orgánicos, inorgánicos, o ambos. Entre los orgánicos destacan que se trate de fósiles recristalizados o cavidades generadas tras la descomposición de organismos de cuerpo blando o esponjas (Lecompte, 1937, 1938; Lowenstam, 1950; Lees 1964; Bourque y Gignac, 1983; Bourque y Boulvain, 1993). Respecto a su posible origen inorgánico, se ha sugerido que se producen debido a cementación (Bathurst, 1980) o a deslizamientos provocados por compresión lateral (Schwarzacher, 1961); como estructuras de escape de fluidos (Heckel, 1972; Desbordes y Maurin, 1974 y Bernet-Rollande *et al.*, 1981); por reemplazamiento de la micrita (Ross *et al.*, 1975) y como consecuencia de erosión y colapso (Pratt, 1982; Wallace, 1987) o consolidación y disociación de hielo (Krause, 2001; Krause *et al.*, 2004).

A modo de ejemplo Wallace (1987) elaboró un modelo (fig. 4.20) para explicar la formación de los estromatactis de los montículos Rocky Camp (Australia) que incluye el desarrollo de un sistema de cavidades dentro del fango carbonatado no consolidado; modificándose posteriormente por el flujo de agua, causante de la erosión y depósito bajo la interfase agua-sedimento. Cuando la erosión cesa, se sigue produciendo sedimentación y por último precipitación de cemento.

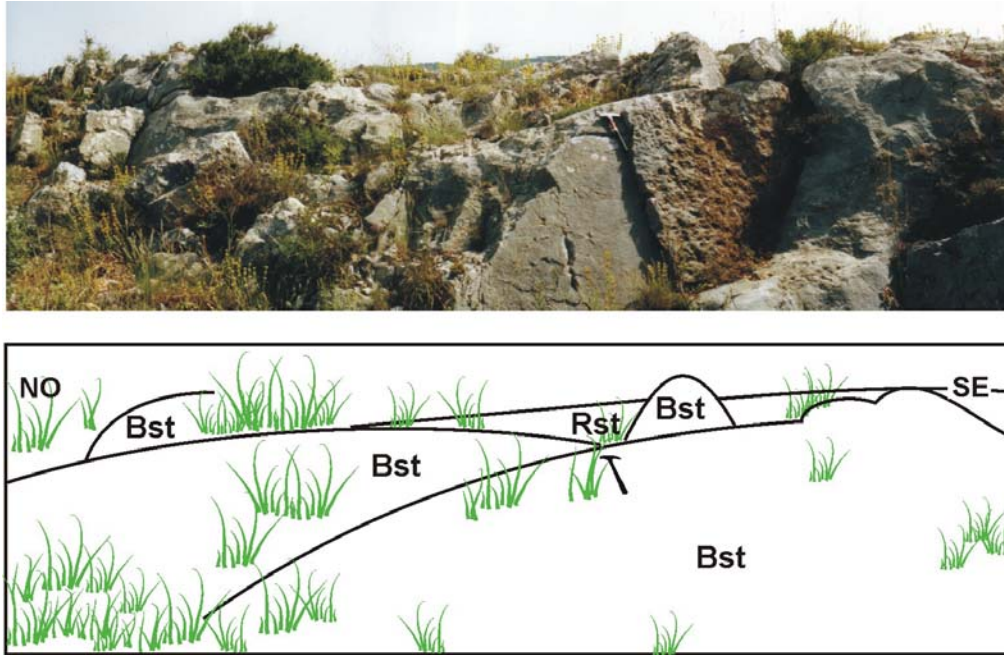


**Figura 4.20.-** Modelo propuesto para explicar la formación de los estromatactis. Adaptada de Wallace (1987).

Respecto a las inferencias ambientales que pueden realizarse en base a su aparición, Krause *et al.* (2004) consideran que los montículos de fango, con estructuras *zebra* y estromatactis, son buenos indicadores de aguas templadas o frías y/o profundas, confirmando las observaciones que hemos realizado a partir de la asociación faunística determinada.

Así, el Miembro Rebollarejo representa un tipo de depósito singular dentro de los materiales investigados ya que, como señalaron Vennin *et al.* (1998) y nosotros hemos determinado utilizando en diagrama MSC de Riding (2002) (fig. 4.16), corresponden a montículos de fango carbonatado.

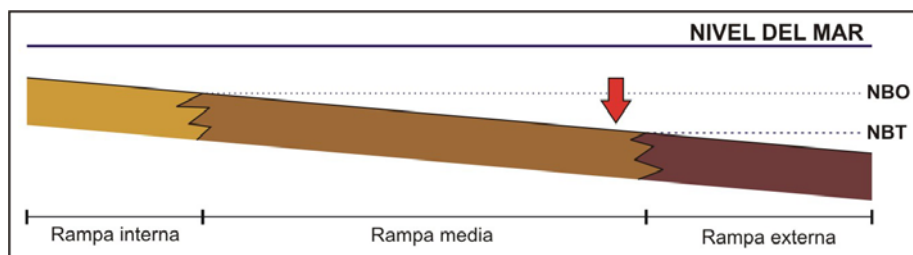
En la sección A de Fombuena se ha podido observar una variación en el patrón de dichos depósitos, correspondiendo la parte inferior a montículos de alto relieve (fig. 4.21) y los términos superiores a montículos de bajo relieve (*sensu* Riding, 2002).



**Figura 4.21.-** Esquema de los montículos de fango carbonatado en la base del Miembro Rebollarejo de la Formación Fombuena, en el que se observa la estructura convexa del techo de los bancos y la fuerte pendiente de los taludes, características propias de los montículos de alto relieve. Bst = *boundstone*; Rst = *rudstone*.

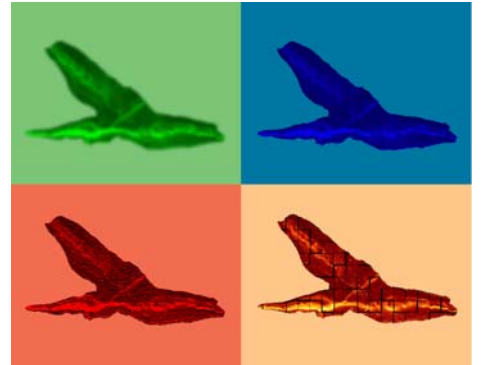
Este tipo de depósitos, montículos de fango carbonatado caracterizados por la presencia de estromatactis, se ha citado en numerosas localidades del Ordovícico Superior de Europa, como Suecia (Calizas Kullberg y Boda; Jaanusson, 1979; Marshall y Middleton, 1990; Middleton *et al.*, 1991; Pratt, 1995; Cocks y Torsvik, 2005), Irlanda (Caliza Kildare; Cocks y Torsvik, 2005), las Islas Británicas (Caliza Keisley; Cocks y Torsvik, 2005), Estonia (montículos “Pirgu”; Harris *et al.*, 2004; Cocks y Torsvik, 2005) y Noruega (complejo “Ullerntangen”; Cocks y Torsvik, 2005), siendo también conocidos en Canadá (Fm. Deschambault y Fm. Galets; Lavoie, 1995; Lavoie y Asselin, 1998).

Concretamente, las características de estos montículos en Suecia (Pratt, 1995), Estonia (Harris *et al.*, 2004) y Canadá (Lavoie, 1995: litofacies V) son muy similares a las exhibidas por los materiales del Miembro Rebollarejo de la Formación Caliza de Cistoideos. Se trata de montículos de fango carbonatado con briozoos fenestrados, ramificados y masivos, y crinoideos que se situaban en zonas distales de la rampa media, por encima del nivel de base de las tormentas (fig. 4.22).



**Figura 4.22.-** Situación de los materiales del Mb. Rebollarejo en una rampa homoclinal de baja pendiente según el modelo propuesto por Lavoie (1995).

# ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO



---

Introducción

Fundamentos y problemática de la taxonomía multielemental

Morfología de los conodontos

Tipos de aparatos y notación de los conodontos

Nomenclatura y sinonimias

Clasificaciones supragenéricas

Terminología adoptada

Análisis tafonómico

Descripciones sistemáticas

Tablas de abundancia

## 5.- ESTUDIO MICROPALEONTOLÓGICO

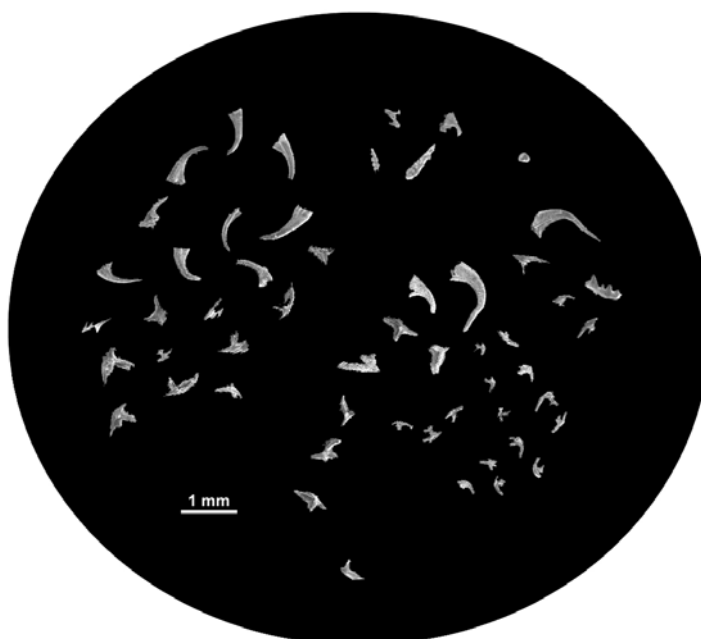
En este capítulo se abordan los aspectos relacionados con los 9.088 ejemplares de conodontos que forman parte de nuestras colecciones. Estos elementos proceden de las 115 muestras que han proporcionado conodontos, respecto a un total de 142 muestras tratadas durante la investigación.

Los primeros epígrafes se refieren a cuestiones generales sobre la taxonomía multielemental, aplicada en nuestro estudio; los criterios establecidos para la descripción y notación de los elementos conodontales, considerados individualmente, o como parte de los aparatos esqueléticos; las normas aplicadas para el uso de la nomenclatura abierta y las listas de sinonimias; y la clasificación supragenérica y la terminología empleadas. Posteriormente se lleva a cabo el análisis de los procesos tafonómicos que han afectado a nuestros ejemplares y la descripción sistemática detallada de los taxones identificados.

### 5.1.- INTRODUCCIÓN

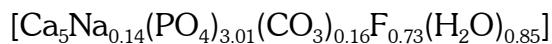
Etimológicamente el término conodontos proviene del griego *kónos*, cono, y *odontos*, diente. Con él se designa a un grupo de microfósiles marinos, de naturaleza fosfática y morfología denticular, con un tamaño comprendido, comúnmente, entre 0,1 y 5 milímetros, y tonalidades que varían desde ámbar hasta cristalina, incluyendo los tonos marrones y grises. La primera referencia acerca de estos restos apareció en 1856, cuando el geólogo Christian Heinrich Pander incluyó, en un estudio monográfico sobre peces fósiles silúricos del este de Europa, ilustraciones de estas estructuras.

Los conodontos presentan una amplia variabilidad morfológica, pudiéndose clasificar en cuatro grandes grupos según su forma: coniformes, rastrados, ramiformes y pectiniformes (fig. 5.1), cuya descripción en detalle desarrollaremos más adelante.



**Figura 5.1.-** Fotografía de uno de los cilindros montados para microscopio electrónico de barrido, en el que se observa la variabilidad morfológica y de tamaño de los elementos conodontales.

En cuanto a su composición química, los análisis espectrales con Rayos X, efectuados por Pietzner *et al.* (1968), revelaron que la mineralogía de los conodontos correspondía a un fluorfosfato carbonatado e hidratado, similar a la francolita, y perteneciente al grupo del apatito:

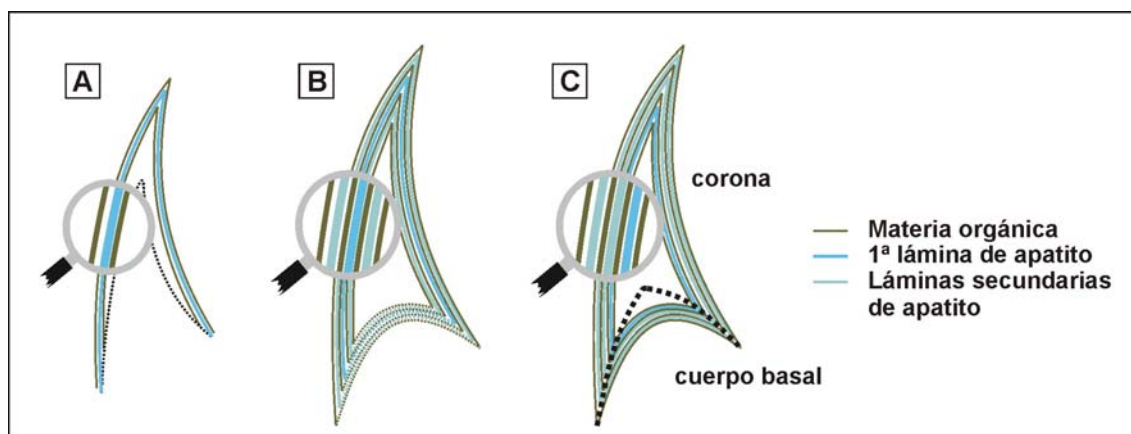


Algunos elementos conodontales, concretamente las formas primitivas, tienen una estructura exclusivamente hialina, pero la mayoría presenta, intercalada entre las lamelas de apatito, materia orgánica, que corresponde a aminoácidos (Armstrong y Tarlo, 1966; Pietzner *et al.*, 1968; Ziegler y Lindström, 1981; Savage *et al.*, 1990; Burnett y Hall, 1992; Kemp, 2002).

En la segunda mitad del siglo XX se realizaron numerosos estudios sobre su estructura interna (entre los que destacamos Clark y Müller, 1968; Müller y Nogami, 1971; Bengtson, 1976, 1983; Müller, 1981; Burnett y Hall, 1992) que proporcionaron una gran información para entender el tipo de crecimiento de estos elementos. Estos trabajos demostraron que los conodontos crecen centrífuga y concéntricamente por adición de lamelas de apatito, confirmando la hipótesis presentada por Furnish (1938), Hass (1941) y Gross (1954).

Los elementos conodontales bien conservados son translúcidos y de color ámbar al estudiarlos bajo luz reflejada, aunque presentan áreas con una tonalidad más clara que han recibido el nombre de materia blanca. La composición de la materia blanca que aparece en los elementos conodontales, corresponde a francolita criptocristalina, y se concentra principalmente en los dentículos situados por encima de la cavidad basal (excavación situada en la parte inferior del elemento, a partir de la cual éste se desarrolla por aposición sucesiva de lamelas)

Basándose en la ultraestructura, es posible distinguir tres grupos de conodontos:



**Figura 5.2.-** Clasificación de los conodontos según su ultraestructura. **A:** protoconodontos; **B:** paraconodontos; **C:** euconodontos.

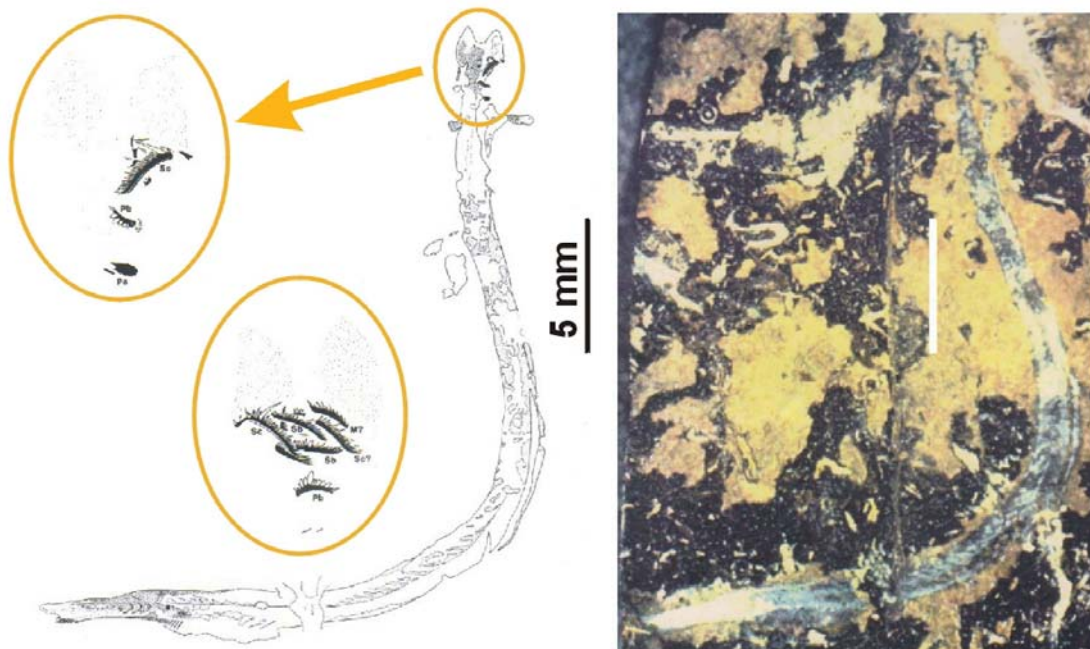
a) Los “protoconodontos” (fig. 5.2.A) aparecen en el Ediacárico terminal y desaparecen en el Ordovícico basal (Bengtson, 1983), son por tanto el grupo más antiguo. Su estructura fue definida originalmente por Bengtson (1976), siendo

objeto de análisis de diferentes publicaciones (Bengtson, 1983; Szaniawski, 1982, 1983, 1987). Este grupo comprende formas cónicas simples, con profundas cavidades basales, en las que la pared está constituida por una lámina intermedia, formada por materia orgánica y cristales de apatito, en la que se diferencian dos zonas en función de su cantidad de materia orgánica y organización interna y dos láminas finas de composición orgánica en posición externa e interna.

b) Los “paraconodontos” (fig. 5.2.B), cuya estructura fue determinada por Müller y Nogami (1971) corresponden, principalmente, a elementos cónicos de fosfato hialino, constituidos por lamelas de apatito que se añaden, tanto en la superficie externa, como en la interna, con menor cantidad de fosfato que los anteriores. Su distribución estratigráfica abarca desde el Cámbrico Medio hasta el Ordovícico Inferior (Bengtson, 1983).

c) En último lugar, los “euconodontos”, o conodontos verdaderos (fig. 5.2.C) están constituidos por una corona conodontal y un cuerpo basal, en ellos las lamelas se van adosando a la superficie externa del elemento. Su rango estratigráfico comprende desde el Cámbrico Superior hasta el Triásico Superior (Clark, 1987). A este grupo pertenecen los ejemplares estudiados en el presente trabajo.

Aunque los conodontos, como elementos aislados, se conocen desde el año 1856, del conodontofórido (o animal que porta los conodontos) no se poseían datos hasta el descubrimiento realizado por Briggs *et al.* (1983) de las improntas carbonosas de varios organismos que aparecieron en materiales procedentes del Carbonífero Inferior de Granton (Edimburgo, Escocia).



**Figura 5.3.-** Ejemplar en el que se basó la descripción del conodontofórido; a la izquierda dibujo con cámara clara del ejemplar con un detalle del molde y contramolde de la región cefálica. A la derecha fotografía del mismo. Adaptada de Briggs *et al.* (1983).

Briggs *et al.* (1983) describieron una de estas improntas, el ejemplar IGSE 13821/13822 (fig. 5.3), como: “...un animal de cuerpo blando, elongado y pequeño (aproximadamente 40 milímetros)... con la cabeza expandida anteriormente en dos estructuras lobulares que flanquean un lumen central, por debajo un aparato conodontal, aparentemente in situ,... Estructuras repetitivas que podrían representar segmentos aparecen en la parte posterior del tronco, se observan vestigios de una aleta posterior y una aleta caudal, ambas soportadas por radios”.













La función de los conodontos se vincula con la alimentación. Los elementos conodontales pueden presentar superficies de desgaste funcional, por lo que se deduce que actuaban como dientes (Pander, 1856), aunque la presencia de superficies regeneradas indica, según algunos autores (p. ej. Nicoll, 1977), que los elementos se encontraban rodeados de tejido blando. Aldridge *et al.* (1986) propusieron una función similar a los dientes para los taxones pertenecientes al Orden Ozarkodinida, considerando que los elementos ramiformes desgarrarían el alimento, mientras que los pectiniformes lo cortarían y triturarían. Este modelo ha sido contrastado mediante detallados análisis morfológicos (p. ej. Jeppsson, 1979; Purnell y von Bitter, 1992; Purnell, 1993; Donoghue y Purnell, 1999a, 1999b).

En casi todos los ambientes marinos, la distribución de los conodontos es más amplia que la de muchos otros grupos fósiles, lo que unido a su rápida evolución, les convierte en uno de los grupos más útiles en la bioestratigrafía del Paleozoico y del Triásico. Si bien, en algunos Sistemas, las biozonaciones deben calibrarse con las realizadas a partir de otros grupos fósiles, como graptolitos o trilobites, y en otros, el marcado provincialismo del grupo obliga a establecer escalas bioestratigráficas locales. Así, se han definido un gran número de biozonas de conodontos para el Paleozoico y el Triásico, con excepción del Cámbrico, ya que durante este periodo los conodontos eran simples elementos coniformes (proto y paraconodontos), insuficientemente conocidos para proporcionar una biozonación precisa.











Considerando la distribución espacial de los conodontos, sobre todo la de determinadas formas endémicas, se han reconocido diferentes biofacies y provincias paleobiogeográficas, generalmente asociadas a determinados ambientes paleoecológicos (p. ej. Barnes y Fåhræus, 1975).

La estabilidad química del apatito confiere a los conodontos una gran resistencia frente a los efectos térmicos y la abrasión mecánica y química, por lo cual estos microelementos pueden superar condiciones extremas de metamorfismo y dolomitización, sin dejar de ser reconocibles. La maduración térmica de la materia orgánica que contienen produce la variación del color de los restos, pudiendo ser utilizados para determinar las condiciones térmicas a las que ha estado sometida la roca que los contiene, mediante el uso del Índice de Alteración del Color de los conodontos (fig. 5.4), o CAI (p. ej. Armstrong y Strents, 1987; Nowlan y Barnes, 1987; Kovács y Árkai, 1987; Königshof y Boncheva, 2005). Esta propiedad también permite determinar fenómenos de hidrotermalismo; proporciona información de interés en la prospección de hidrocarburos o yacimientos minerales; en la realización de reconstrucciones tectónicas regionales y

en el reconocimiento de la trayectoria de las placas litosféricas sobre puntos calientes.

CAI	Alteración del color		Rango de temperatura
	experimental	natural	
1			<50-80°C
1½			50-90°C
2			60-140°C
3			110-200°C
4			190-300°C
5			+300°C

**A**

CAI	Alteración del color		Rango de temperatura
	experimental	natural	
5			300-480°C
6			360-550°C
6½			440-610°C
7			490-720°C
8			>600°C

**B**

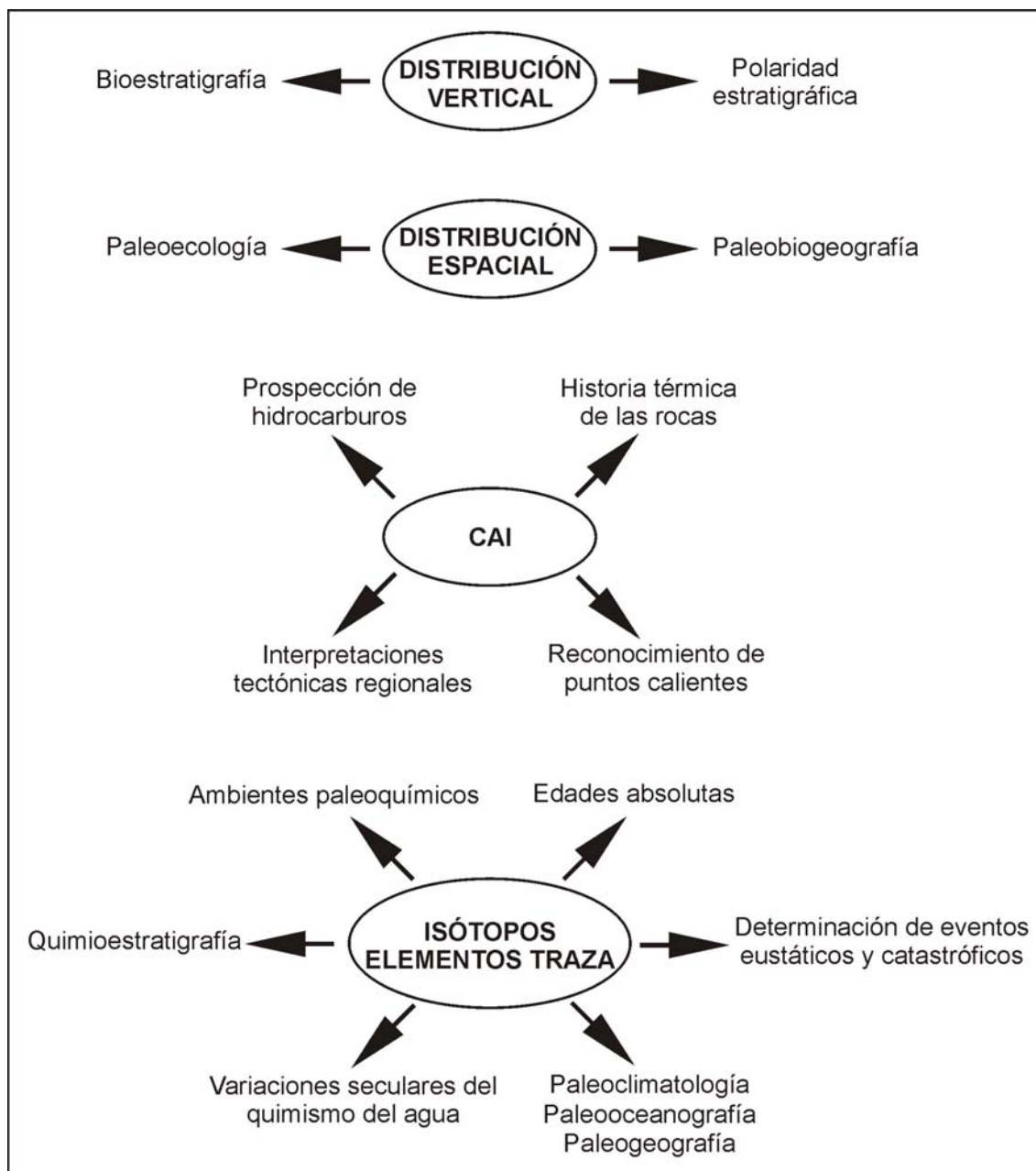
**Figura 5.4.-** Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI). **A:** Epstein *et al.* (1977); **B:** Rejebian *et al.* (1987).

Los conodontos también pueden ser empleados en estudios de geología estructural, ya que reflejan, a microescala, la intensidad de la deformación sufrida por las rocas que los contiene.

Por último, el análisis de los elementos traza y/o los isótopos estables presentes en los conodontos, proporciona una valiosa información acerca de la evolución del agua marina respecto a diferentes características químicas, tanto a nivel local como regional. En este sentido, del Moral (2002c) obtuvo valores para la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en conodontos del Ordovícico Superior de la Península Ibérica que se apartaban notoriamente de la curva establecida por Veizer *et al.* (1990) para el Fanerozoico y atribuyó la dispersión de los datos al grado de diagénesis que experimentaron los elementos conodontales analizados.

Asimismo, estos estudios pueden ser utilizados para definir eventos biológicos, y como marcadores ambientales, tectónicos, paleomagnéticos, o de eventos catastróficos y cíclicos (ver Wright, 1990).

A modo de resumen destacar que la composición química de los conodontos, su relativa abundancia y su amplia distribución geográfica les confieren una gran utilidad en la resolución de problemas estratigráficos y geoquímicos, entre otros. En la figura 5.5 se recoge una síntesis de las aplicaciones de estos fósiles.



**Figura 5.5.-** Aplicaciones de los conodontos.

## 5.2.- FUNDAMENTOS Y PROBLEMÁTICA DE LA TAXONOMÍA MULTIELEMENTAL

Como ya se ha explicado, los únicos vestigios que se conservan del conodontofórido, excepto en casos de preservación excepcional, son los elementos mineralizados (conodontos). Desde el punto de vista de la taxonomía multielemental, dos o más elementos aislados, de igual o distinta morfología se agrupan en un aparato que representaría un taxón multielemental, equiparable con un individuo de una especie biológica determinable.

Desde la década de los sesenta del siglo pasado la mayoría de los especialistas en este grupo aceptan esta concepción taxonómica multielemental de los

conodontos. Sin embargo, nos ha parecido necesario comentar algunos aspectos que expliquen la problemática histórica surgida a raíz de la coexistencia de un sistema dual de nomenclatura.

Pander (1856) sentó las bases de la sistemática del grupo durante más de un siglo, desarrollando la taxonomía elemental. El concepto de género y especie que Pander aplicó a los conodontos estaba basado en su creencia de que estos fósiles correspondían a dientes de algún grupo extinto de peces, utilizando como carácter diagnóstico la morfología de los elementos discretos para definir los diferentes taxones. Por su parte, Hinde (1879) aplicó por primera vez el concepto multielemental de taxón, al emplear un término genérico para toda la colección de conodontos presentes en una asociación. Hinde describió el género *Polygnathus* como un animal que contenía un variado grupo de elementos conodontales de distinta morfología.

Surgen así dos escuelas taxonomistas con un desarrollo paralelo. La taxonomía elemental o morfotaxonomía, que considera como unidad taxonómica cada elemento por separado; y la taxonomía multielemental, basada en la reconstrucción de aparatos integrados por un número variable de morfotipos.

La morfotaxonomía fue aplicada por numerosos autores, en un primer momento, dada la escasa aceptación que tuvo el planteamiento de Hinde. Esta línea de pensamiento se vio reforzada, no sólo con la creación de nuevos géneros y especies, sino con el establecimiento de categorías taxonómicas supragenéricas (p. ej. Harley, 1861; Smith, 1907; Hadding, 1913; Ulrich y Bassler, 1926; Branson y Mehl, 1933, 1936, 1944). Posteriormente, en los decenios de 1950 y 1960 el auge de esta corriente se debió, principalmente, al desarrollo de la bioestratigrafía de conodontos, ya que muchos autores emplearon los taxones definidos en morfotaxonomía para llevar a cabo la zonación bioestratigráfica (p. ej. Lindström, 1955; Bischoff y Ziegler, 1957; Ziegler, 1958, 1962; Hass, 1962; Walliser, 1964).

En 1934, Schmidt y Scott, describieron de manera simultánea, aunque independiente, agrupaciones naturales que contenían elementos conodontales de distinta morfología, que aparecían físicamente relacionados en la posición relativa que habrían mantenido en el animal, demostrando que un mismo organismo podía contener elementos morfológicamente distintos. Posteriormente, muchos autores (p. ej. Scott, 1942, 1973; Dubois, 1943; Schmidt, 1950; Rhodes, 1952, 1953a, 1962; Schmidt y Müller, 1964; Lange, 1968; Leslie, 1997) han descrito otras “agrupaciones” de conodontos, señalando que una asociación puede contener elementos discretos asignables, según la morfotaxonomía, a más de un morfogénero.

Una de las mayores dificultades para desarrollar un esquema taxonómico multielemental y ponerlo en práctica con los conodontos, es el hecho de que debido a las técnicas físicas y químicas que se emplean para extraer y concentrar los conodontos, la mayoría de las colecciones corresponden a elementos aislados, siendo necesario determinar qué elementos estaban originalmente asociados en el mismo aparato. Sin embargo el descubrimiento, hasta el momento, de unos 500 aparatos más o menos completos (“asociaciones naturales”) y de levigados que

incluyen elementos aglutinados por cemento fosfático (“grupos fusionados”), ha proporcionado una importante fuente de información sobre la organización de los conodontos dentro del aparato de las distintas especies biológicas que representan.

Los criterios para la reconstrucción de los aparatos conodontales a partir de elementos discretos, fueron establecidos por Walliser (1964) con colecciones del Silúrico, y en base a asociaciones ordovícicas por Bergström y Sweet (1966), Webers (1966) y Sweet y Bergström (1972). El método más intuitivo y extendido para llevar a cabo estas reconstrucciones es el método empírico. Son muchos los autores que han reconocido aparatos utilizando como criterio la frecuente asociación de elementos en proporciones definidas (p. ej. Huckriede, 1958; Walliser, 1964; Webers, 1966; Bergström y Sweet, 1966). Kohut (1969), Sweet (1970) y von Bitter (1972) aplicaron métodos estadísticos de agrupación, basados en diferentes coeficientes binarios de similitud. Recientemente Dzik (1991) y Nicoll (1995) han recogido y analizado todas estas técnicas. Es importante señalar que estos procedimientos de trabajo sólo son aplicables si se cuenta con un razonable número de muestras y especímenes, y se ha de tener en cuenta, que los procesos tafonómicos pueden alterar la composición de las asociaciones y generar errores a la hora de evaluar los censos. Los elementos conodontales considerados como pertenecientes a un aparato concreto deben, además, mostrar características similares respecto a la denticulación, la microestructura, la distribución de la materia blanca, etc... y aparecer en el mismo estrato o localidad tipo.

El mayor problema derivado de la existencia de estas dos corrientes de pensamiento fue el desarrollo de un sistema de nomenclatura dual, basado, bien en la morfología de los conodontos individuales, o bien en el concepto de especie multielemental. Considerando los elementos discretos se han definido más de 4.000 morfoespecies, observando estrictamente las normas del Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (CINZ).

No obstante, el reconocimiento y aceptación de las asociaciones naturales de conodontos como el vestigio de un organismo individual influyó para que muchos autores (p. ej. Eichenberg, 1930; Schmidt, 1934, 1950; Scott, 1934, 1973; Rhodes, 1952; Melton y Scott, 1973) propusieran una nueva clasificación, en la que los aparatos conodontales son considerados unidades taxonómicas naturales. Fue así como diferentes clasificaciones comenzaron a coexistir.

La nomenclatura de los aparatos se ha establecido por varios caminos: se les ha aplicado el binomio válido del primer elemento descrito de la asociación (p. ej. Eichenberg, 1930; Schmidt, 1934; Sinclair, 1953); se les ha aplicado un nuevo binomio y los elementos discretos han sido asignados con términos técnicos descriptivos (p. ej. Scott, 1942); se les ha aplicado un nuevo binomio y los elementos discretos han conservado su propio binomio (p. ej. Rhodes, 1952); se les ha considerado parataxones (p. ej. Moore y Silvester-Bradley, 1957); han recibido el nombre de la primera morfoespecie descrita que pasa a formar parte del aparato o el de la morfoespecie que refleja una mayor tasa evolutiva, designándose los distintos elementos mediante un código (p. ej. Moore y Silvester-Bradley, 1957; Sweet, 1970; Jeppsson, 1971; von Bitter, 1972). En el caso de las formas ordovícicas la nomenclatura de aparatos se rige por el último método expuesto.

### 5.3.- MORFOLOGÍA DE LOS CONODONTOS

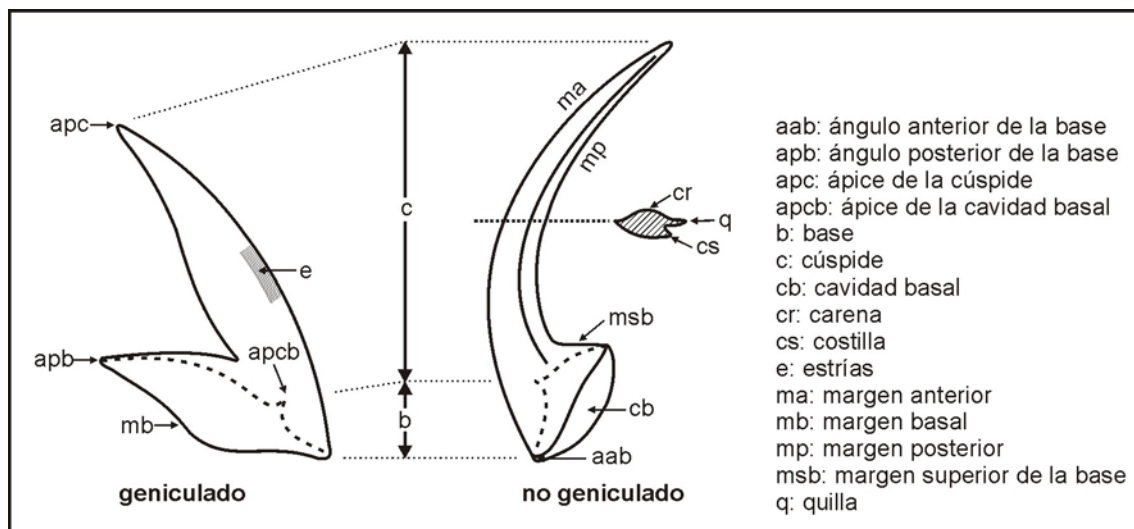
Una vez adoptada la taxonomía multielemental por una amplia mayoría de los especialistas, se hace necesario definir el significado que se concede a los términos morfológicos o descriptivos. Además, es importante señalar que la terminología y clasificación morfológica han de desligarse claramente de la nomenclatura linneana, y su empleo, limitarse a la descripción y comparación de los elementos individuales que constituyen los aparatos conodontales, facilitando así el intercambio de información entre los distintos especialistas.

Sweet (1981) propuso una primera clasificación de los distintos planes morfológicos exhibidos por los conodontos, circunscribiéndolos a tres grandes categorías: coniformes, ramiformes y pectiniformes (tabla 5.1). Posteriormente, Walliser (*in* Sweet, 1988) introdujo un grupo morfológico adicional de conodontos, los rastrados, recogido por Sweet (1988).

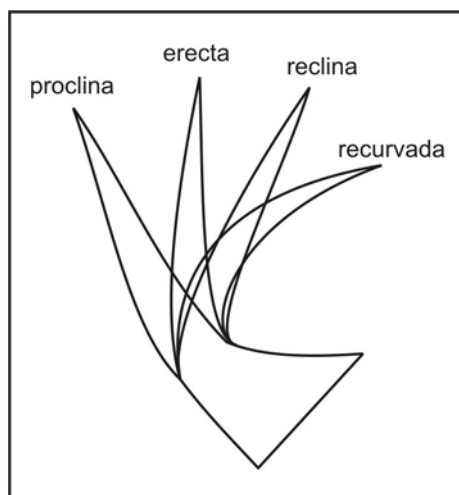
Categorías principales	División primaria	División secundaria
Coniformes	geniculado no geniculado	
Ramiformes	alado tertiopedado digirado  bipennado dolobrado quadrirramoso multirramoso	breviforme extensiforme
Rastrados		
Pectiniformes	estrellado  pastinado  carminado  angulado  segminado	esteliplanado esteliescafado pastiniplanado pastiniescafado carminiplanado carminiescafado anguliplanado anguliescafado segminiplanado segminiescafado bisegminiplanado bisegminiescafado

**Tabla 5.1.-** Categorías morfológicas de los conodontos. Adaptada de Sweet (1988).

Los elementos coniformes (fig. 5.6) son formas cónicas en las que se diferencia una base, que limita una cavidad subcónica, y una cúspide maciza, con un eje longitudinal recto o curvado en diferente grado (fig. 5.7). Para su descripción, la orientación convencional es aquella en la que el ápice de la cúspide está hacia arriba y el margen superior de la base aproximadamente horizontal; los flancos laterales vienen determinados por un plano imaginario que incluye los ápices de la cúspide y la base; el margen anterior presenta un perfil convexo y el margen posterior cóncavo.



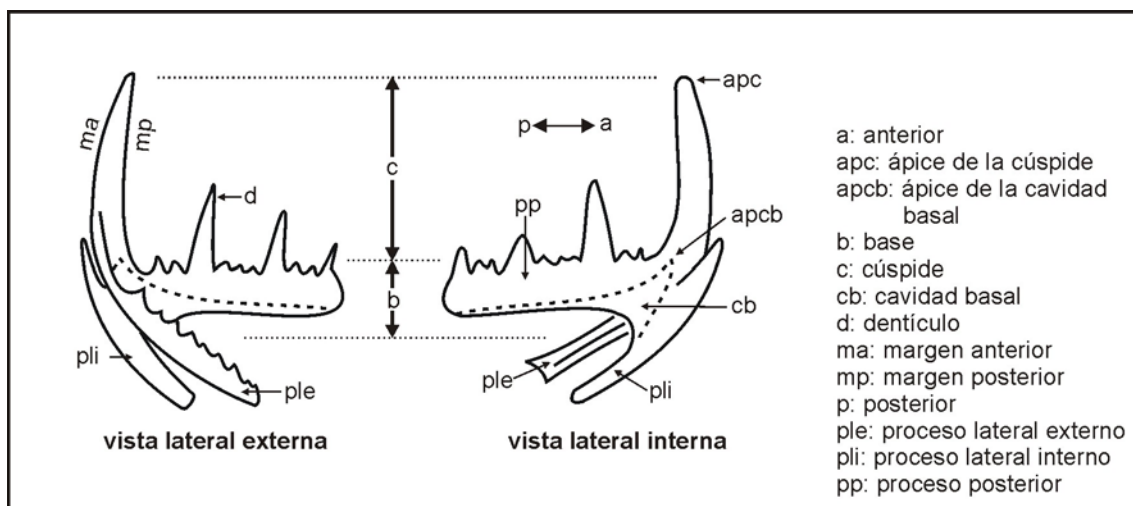
**Figura 5.6.-** Morfología, orientación convencional y términos empleados en la descripción de los elementos coniformes geniculados y no geniculados. Adaptada de Sweet (1981).



**Figura 5.7.-** Términos empleados para describir el grado de curvatura de la cúspide de los elementos coniformes. Adaptada de Sweet (1981).

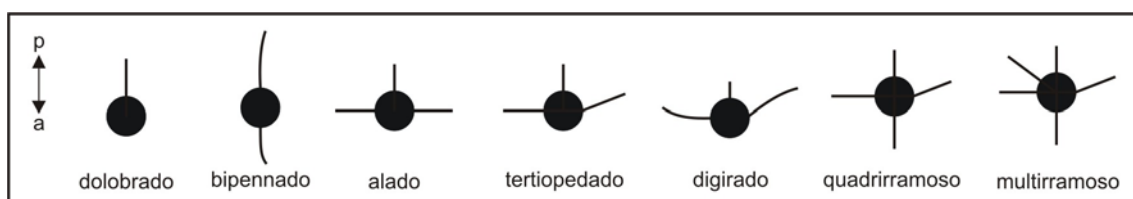
La subdivisión de los elementos coniformes (Sweet, 1981) atiende a la relación entre el margen superior de la base y el margen posterior de la cúspide. Así, en los elementos cónicos geniculados, forman un ángulo agudo, y en los elementos cónicos no geniculados, existe una suave transición entre ellos.

Los elementos ramiformes (fig. 5.8) son unidades en las que, al menos, uno de los márgenes de la base está expandido a partir de la cúspide en dirección lateral, anterior y/o posterior, dando lugar a uno o más procesos cuyos bordes superiores suelen estar dentados. Los procesos se denominan lateral interno o lateral externo, anterior y posterior, en función del margen de la cúspide a partir del cual se continúan. Por analogía con los elementos coniformes, la cúspide se orienta con el ápice hacia arriba y el eje longitudinal del proceso posterior se coloca horizontal.



**Figura 5.8.**- Morfología, orientación convencional y términos empleados en la descripción de los elementos ramiformes, ejemplificada en un elemento con tres procesos. Adaptada de Sweet (1981).

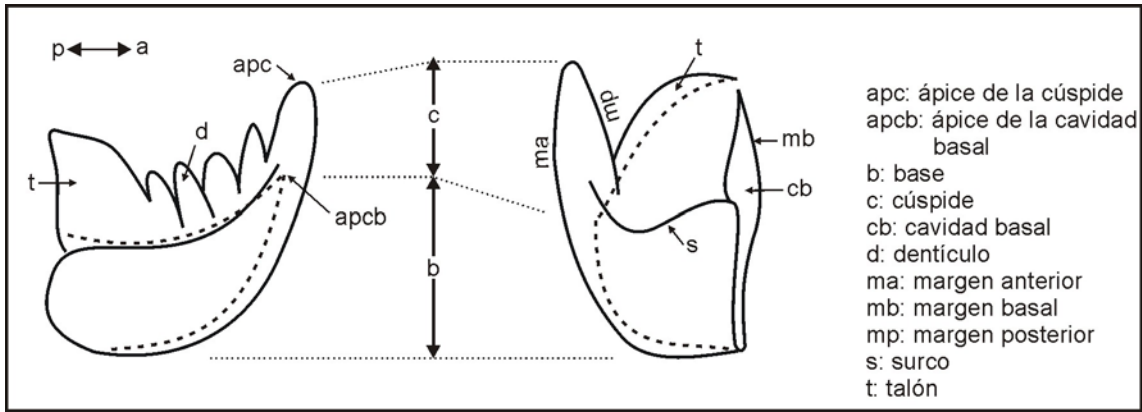
Sweet (1981) subdividió los elementos pertenecientes a esta categoría morfológica según el número, simetría y trayectoria de los procesos en: alados, tertiopedados, digirados, bipennados, dolobrados, quadrirramosos y multirramosos (fig. 5.9).



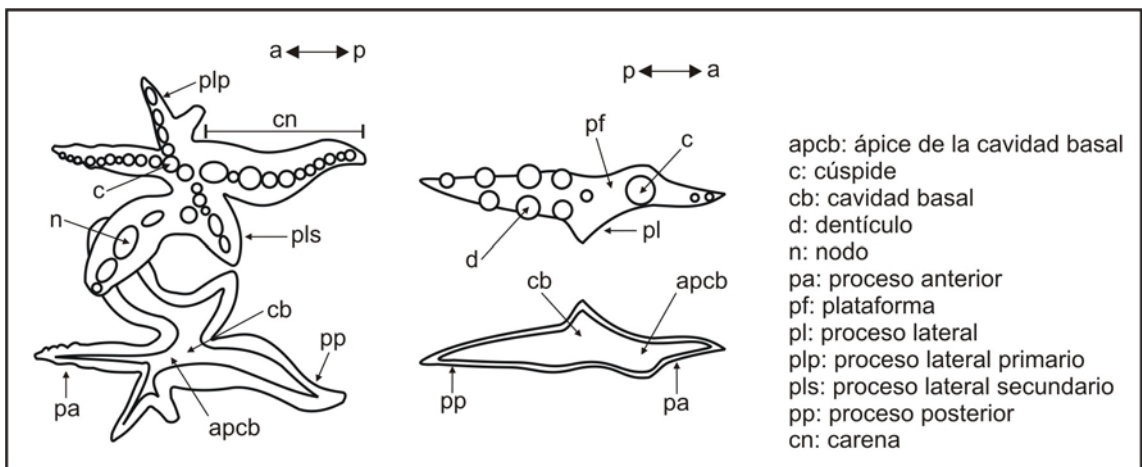
**Figura 5.9.**- División primaria de los elementos ramiformes; a, margen anterior; p, margen posterior. Los círculos representan la cavidad basal y la cúspide, y las líneas los procesos. Adaptada de Sweet (1981).

Los elementos rastrados (fig. 5.10) son elementos conformes que comúnmente desarrollan uno o más denticulos en el margen anterior y/o posterior de la cúspide. Sin embargo, carecen de estructuras comparables a los procesos típicos de los elementos ramiformes. Estos elementos presentan cavidades basales relativamente profundas y en el margen posterior desarrollan un espolón o talón prominente. Los criterios utilizados para orientarlos coinciden con los de los elementos conformes.

Los elementos pectiniformes (fig. 5.11) son unidades con forma de lámina y de plataforma. Estos elementos consisten en una cúspide, situada sobre el ápice de la cavidad basal, y uno o más procesos que se extienden en distintas direcciones a partir de la cúspide. En la superficie del elemento suele aparecer una o más hileras de denticulos, o nodos, denominadas carena. La diferencia entre los elementos con forma de lámina y los de plataforma es que, en los primeros, todos los procesos están comprimidos lateralmente y no suelen presentar procesos laterales.

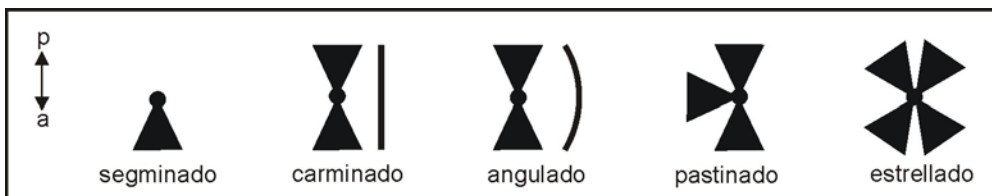


**Figura 5.10.-** Morfología, orientación convencional y términos empleados en la descripción de los elementos rastrados; a, margen anterior; p, margen posterior. Adaptada de Sweet (1988).



**Figura 5.11.-** Morfología, orientación convencional y términos empleados en la descripción de los elementos pectiniformes, ejemplificada en dos elementos pastiniescajados (amorphognathiforme e icriodelliforme); a, margen anterior; p, margen posterior. Adaptada de Sweet (1981).

Sweet (1981) reconoció la existencia de cinco categorías morfológicas dentro de los elementos pectiniformes: estrellados, pastinados, carminados, angulados y segminados (fig. 5.12), según el número y disposición de los procesos, y el perfil del eje longitudinal. Estas, a su vez, pueden subdividirse, aplicándoles los sufijos -escajado o -planado, en función de que la cavidad basal sea amplia y ocupe la mayor parte de la superficie interna del elemento, o consista sólo en una fosa basal.



**Figura 5.12.-** División primaria de los elementos pectiniformes; los círculos representan la cavidad basal y la cúspide, y los triángulos los procesos; los elementos carminados y angulados se diferencian por la curvatura del eje longitudinal en vista lateral, representada por una línea; a, margen anterior; p, margen posterior. Adaptada de Sweet (1981).

Al realizar las descripciones morfológicas de los conodontos, es también frecuente adjetivar el nombre con que se conocen los morfotaxones, dado que representan morfologías concretas, para lo que se construye un vocablo con la raíz del morfogénero y el sufijo -iforme u -odontiforme. El empleo de esta terminología permite visualizar de manera inmediata el plan morfológico del elemento, como reseñó Sarmiento (1993: 209), si bien requiere un cierto conocimiento de los morfotaxones de conodontos descritos. Sweet (1981: W6) manifestó sus reservas respecto a la utilización de esta terminología dado que el mismo término, en lengua inglesa, haría referencia a una morfología y al nombre coloquial de las familias de conodontos, lo que podía dar lugar a confusiones. Los sufijos aplicados en nuestra lengua no inducen a error, por lo que utilizaremos ambas terminologías.

García-López (1984) recopiló los términos castellanos para describir los conodontos ramiformes y de plataforma. Muchos de los términos acuñados por esta autora, aplicables a las formas ordovícicas, corresponden a traducciones directas de los vocablos originales, consistiendo su máxima aportación, desde la perspectiva de nuestra investigación, en la introducción de un sistema referencial de los conodontos que, sin embargo, como veremos a continuación, ha sido recientemente reemplazado por otro con base biológica.

Purnell *et al.* (2000) propusieron nuevos términos descriptivos (tabla 5.2), basados en el análisis paleobiológico de las asociaciones naturales de *Promissum pulchrum*, aplicables a los taxones del orden Ozarkodinida. Como estos autores asumen, traducir los aspectos convencionales de descripción en orientaciones biológicas podría causar más problemas de los que potencialmente podrían solucionarse cuando no se poseen datos fidedignos acerca de la estructura biológica del taxón.

Posición del elemento	Término convencional	Disposición relativa de la cúspide	Orientación biológica
P	anterior	“anterior”	ventral
	posterior	“posterior”	dorsal
	interna	“interna”	caudal
	externa	“externa”	rostral
	superior		oral/adaxial
	inferior		aboral/abaxial
S	anterior	“anterior”	rostral
	posterior	“posterior”	caudal
	interna	“interna”	adaxial/media/interna
	externa	“externa”	abaxial/lateral/externa
	superior		oral/dorsal
	inferior		aboral/ventral
M	anterior	“anterior”	adaxial/lateral
	posterior	“posterior”	abaxial/media
	interna	“interna”	dorsal
	externa	“externa”	ventral
	superior		rostral
	inferior		caudal

**Tabla 5.2.-** Comparación entre los términos descriptivos convencionales y biológicos en conodontos del Orden Ozarkodinida. Adaptada de Purnell *et al.* (2000).

En nuestro caso, nos hemos inclinado por adoptar la terminología y orientación convencional propuesta por Sweet (1981) por un motivo fundamental: Purnell *et al.* (2000) sugirieron los términos de orientación biológica basándose en el análisis de especies formadas exclusivamente por elementos ramiformes y pectiniformes, pero nuestras colecciones incluyen también elementos coniformes, y dado que aún no se han realizado estudios exhaustivos sobre su orientación biológica es apresurado aplicar estos términos directamente. Además, aunque Müller (1956) señaló algunos problemas que pueden derivarse del uso de la orientación convencional, ésta se halla ampliamente difundida entre los especialistas, puesto que su objetivo principal no es otro que facilitar la comparación entre elementos conodontales.

### 5.4.- TIPOS DE APARATOS Y NOTACIÓN DE LOS CONODONTOS

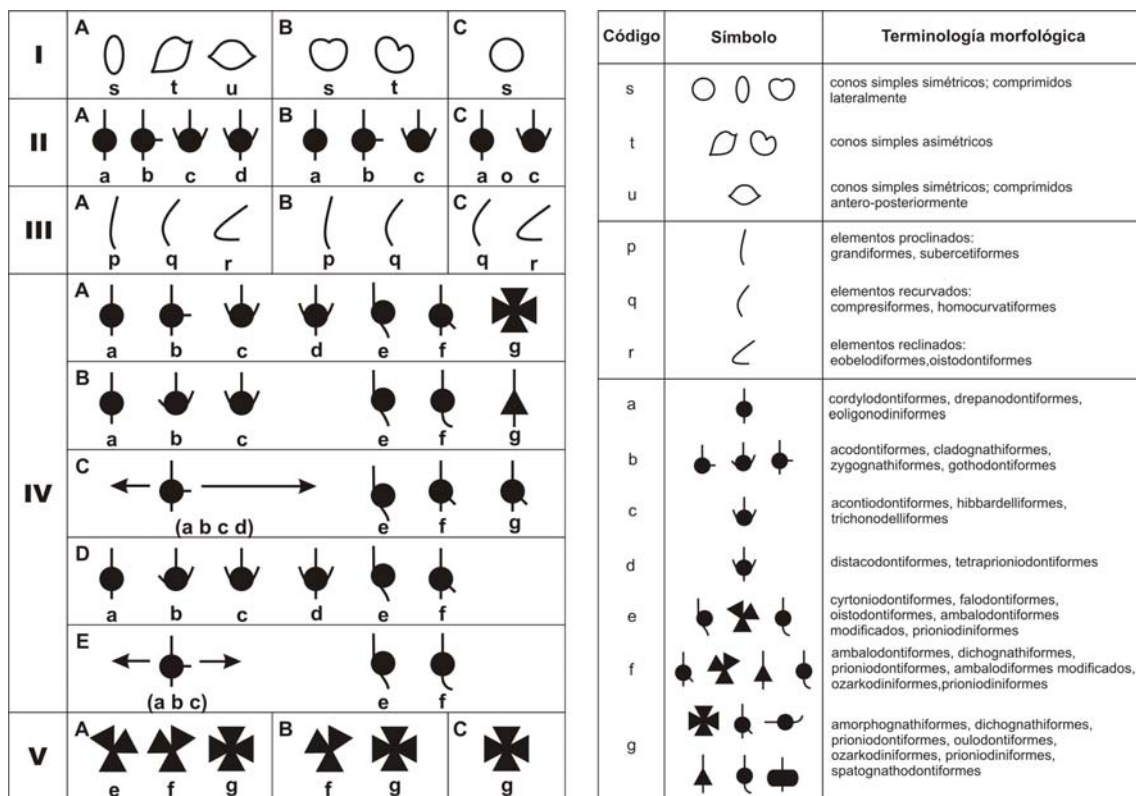
El aparato conodontal de los conodontofóridos constaba de un número variable de elementos de diversa morfología, incluso dentro del mismo “esqueleto”. El uso generalizado de la taxonomía multielemental, a partir de 1960 (p. ej. Bergström y Sweet, 1966; Webers, 1966; Jeppsson, 1971; Klapper y Philip, 1971), hizo indispensable no sólo determinar la arquitectura del aparato conodontal de las distintas especies, sino contar con una herramienta para identificar los distintos morfotipos presentes en un aparato determinado y comparar morfotipos análogos de distintos aparatos conodontales, desarrollándose numerosos esquemas de notación (p. ej. Jeppsson, 1971; Klapper y Philip, 1971; Sweet y Schönlaub, 1975; von Bitter, 1976; Boogard y Kuhry, 1979; Barnes *et al.*, 1979; Sweet 1981; Sparling, 1981; Dzik, 1991; Purnell y Donoghue, 1998; Purnell *et al.*, 2000) (tabla 5.3). Los criterios de aplicación de la mayoría de estos sistemas, incluso los sistemas de notación en sí mismos, derivaban de la morfología de los elementos.

Jeppson (1971)	Klapper y Philip (1971)	Sweet y Schönlaub (1975)	von Bitter (1976)	Boogard y Kuhry (1979)	Barnes <i>et al.</i> (1979)	Sweet (1981)	Sweet (1981)	Sparling (1981)	Dzik (1991)	Purnell y Donoghue (1998)	Purnell <i>et al.</i> (2000)
<i>Ozarkodina</i>	<i>Manticolepis</i>	<i>Oulodus</i>	<i>Gondolella</i>	<i>Manticolepis</i>	<i>Prioniodus</i>	<i>Oulodus</i>	<i>Amorphognathus</i>	<i>Polygnathus</i>	<i>Ozarkodina</i>	<i>Okarkodina</i>	<i>Ozarkodina</i>
ne	N	M	Ne	N1	e	M	M	N	ne	M	M
hi	A1	Sc	Hi	N2	a	Sc	Sc	A1	hi	Sc <sub>2</sub>	S <sub>4</sub>
hi	A1	Sc	Hi	N2	b	Sc	Sb	A2	ke	Sc <sub>1</sub>	S <sub>3</sub>
pl	A2	Sb	Syn	A1	d	Sb	Sd	Aa	pl	Sb <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>
pl	A3	Sb	Lo	A2	d	Sb	Sd	Ap	lo	Sb <sub>1</sub>	S <sub>1</sub>
tr	A3	Sa	Tr	A3	c	Sa	Sa	A3	tr	Sa	S <sub>0</sub>
oz	O1	Pa	Oz	O	f	Pb	Pb	O1	oz	Pb	P <sub>2</sub>
sp	P	Pb	Sp	P	g	Pa	Pa	P	sp	Pa	P <sub>1</sub>

**Tabla 5.3.-** Analogía entre diferentes sistemas de notación propuestos. Adaptada de Dzik (1991).

Sweet y Bergström (1972) realizaron la primera división de los aparatos conodontales, conocidos hasta entonces, en tres grandes categorías: aparatos cónicos, aparatos ramiformes y aparatos ramiformes-pectiniformes, según el patrón morfológico de los elementos que los constituyen, a partir del análisis de taxones ordovícicos. Un año después, Lindström (1973) reconoció cuatro tipos de aparatos, los aparatos de Tipo 1 estarían constituidos por elementos coniformes, geniculados y no geniculados; los de Tipo 2 incluirían cinco o seis morfotipos distintos; los de Tipo 3, como el anterior con cinco o seis morfotipos, todos ellos ramiformes; y los del Tipo 4 estarían constituidos por elementos coniformes correspondientes a un único morfotipo.

Barnes *et al.* (1979) clasificaron todos los aparatos reconocidos para el Ordovícico en cinco grandes tipos y diecisiete subtipos (fig. 5.13). Los tipos I y III agruparían aparatos formados por elementos cónicos, caracterizados por la sección y el grado de curvatura de la cúspide, respectivamente. Los aparatos de Tipo II estarían constituidos por elementos ramiformes que forman una serie de transición simétrica. El Tipo IV incluiría aparatos con elementos ramiformes y pectiniformes dispuestos en dos series de transición simétrica. Y en los aparatos de Tipo V sólo aparecerían elementos pectiniformes, constituyendo una única serie de transición.

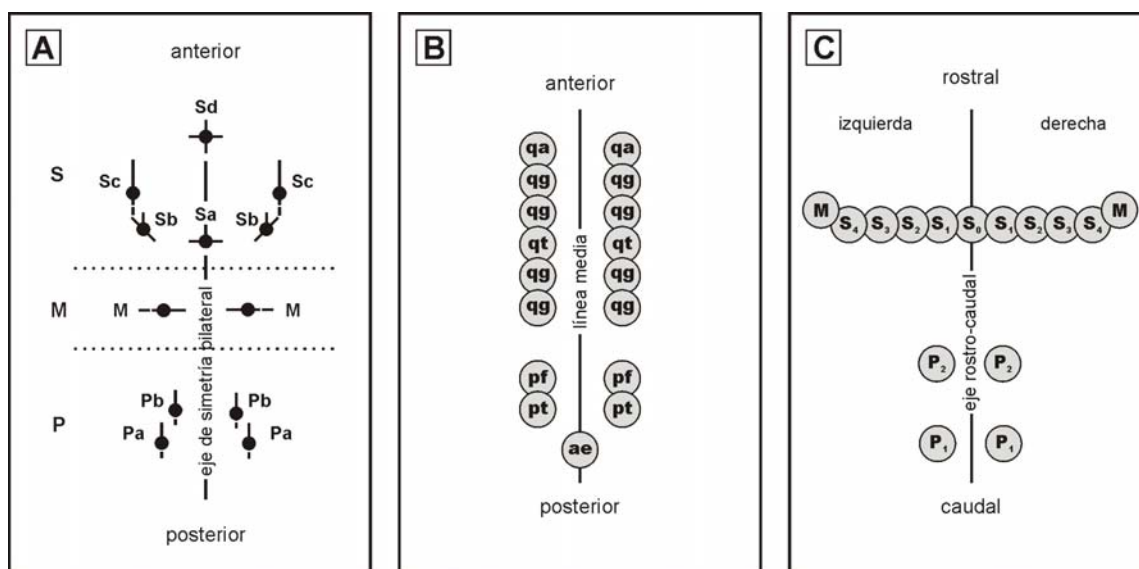


**Figura 5.13.-** Clasificación de los aparatos conodontales ordovícicos y símbolos y notación de los morfotipos utilizados por estos autores. **s**, **t** y **u** indican las diferentes condiciones de simetría, en sección transversal, de elementos cónicos simples; **p**, **q** y **r** representan vistas laterales simplificadas de conos simples, en las cuales se muestran las variaciones de la curvatura; **a**, **b**, **c**, **d**, **e**, **f** y **g** representan vistas superiores idealizadas de elementos ramiformes y pectiniformes, los círculos representan la cavidad basal y la cúspide, los procesos están indicados por líneas en los elementos ramiformes y por triángulos en los pectiniformes. Adaptada de Barnes *et al.* (1979).

Barnes *et al.* (1979) sugirieron además utilizar una nueva notación cuyos términos no estuvieran influenciados por la terminología descriptiva o taxonómica. El código presentado por estos autores (fig. 5.13) estaba dividido en tres categorías, con su respectiva notación. Así, el primer grupo se define según la sección transversal de la cúspide de los elementos cónicos simples (s, t y u); el segundo, también para elementos cónicos, se basa en el grado de curvatura de la cúspide respecto de la base (p, q y r), y el tercero corresponde a elementos ramiformes y pectiniformes que se asocian en dos series de transición, referidas como la primera (a-d) y la segunda (e-g) serie de transición.

Sweet (1981) reclasificó los aparatos en función del número de morfotipos que lo integran, independientemente del número total de elementos. Según este criterio, los aparatos conodontales pueden ser: unimembrados (un morfotipo), bимembrados (dos morfotipos), trimembrados (tres morfotipos), tetramembrados (cuatro morfotipos), quinquemembrados (cinco morfotipos), seximembrados (seis morfotipos) o septimembrados (siete morfotipos). También propuso la modificación del sistema de notación sugerido por Sweet y Schönlaub (1975), designando las posiciones principales del aparato con letras. Sin embargo, no pudo definir claramente estas posiciones sin desligarlas de la morfología de los elementos que las ocupaban (fig. 5.14.A). Así las posiciones S y M estarían ocupadas por elementos ramiformes y las posiciones P por elementos pectiniformes.

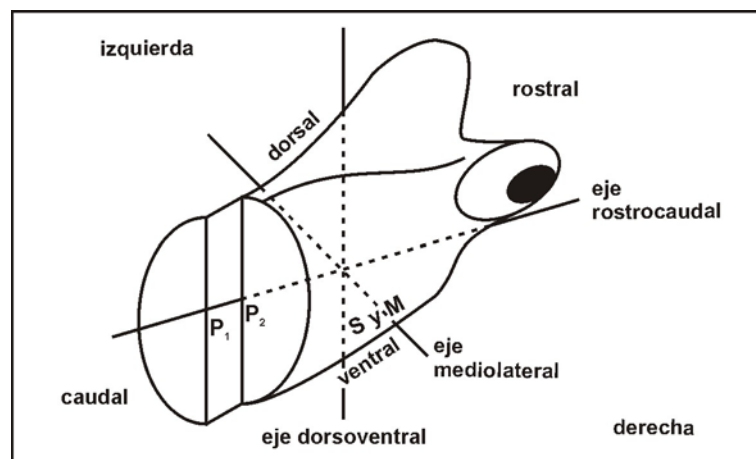
El esquema P, M y S desarrollado por Sweet (1981) se aplica universalmente a los aparatos compuestos por elementos ramiformes y pectiniformes, incluso a aparatos formados exclusivamente por elementos coniformes (p. ej. Barrick, 1977; Nicoll, 1994; Löfgren, 1997).



**Figura 5.14.-** Representación esquemática de la posición relativa que ocuparían los distintos elementos dentro del aparato conodontal. **A:** Disposición y notación de los elementos en un aparato septimembrado como *Amorphognathus* (según Sweet, 1981); **B:** Reconstrucción del aparato de *Panderodus* (según Sansom *et al.*, 1994); **C:** Mapa esquemático de la posición relativa de los elementos en un esquema de notación topológico para los taxones del Orden Ozarkodinida (según Purnell *et al.*, 2000).

Según Sansom *et al.* (1994) existen dos grandes modelos arquitectónicos para los aparatos conodontales, en función de la morfología de los elementos que los componen, los coniformes y los ramiformes-pectiniformes. Ambos mostrarían una diferenciación similar en tres dominios (figs. 5.14.A y B). Los aparatos ramiformes-pectiniformes (fig. 5.14.A) presentan un dominio anterior, formado por elementos ramiformes que constituyen una serie de transición simétrica (designados como Sa, Sb, Sc y Sd); un dominio lateral, ocupado también por elementos ramiformes, designados como M; y un dominio posterior, en el que aparecen dos tipos de elementos pectiniformes (Pb y Pa), según el esquema propuesto por Sweet (1981). Estos dos últimos morfotipos se disponen en dos unidades morfológica y funcionalmente diferentes (Aldridge *et al.*, 1986; Nicoll, 1987), excepto el elemento Sa, que ocuparía una posición central en el aparato asociada al resto de elementos S y a los elementos M. En el esquema desarrollado por Sansom *et al.* (1994) para los aparatos coniformes, basado en la arquitectura de los panderodóntidos, se diferencia un dominio qa-qg-qt-qg constituido por elementos costulados pareados; un dominio pf-pt con elementos comprimidos, también pareados y el elemento ae, que aparece en posición media (fig. 5.14.B).

Purnell *et al.* (2000) han propuesto un esquema de notación distinto, basado en el estudio de asociaciones naturales de *Promissum pulchrum*, para los taxones del Orden Ozarkodinida (fig. 5.14.C), en el cual la notación está definida en base a criterios topológicos, independientemente de la morfología de los elementos. Su esquema, que mantiene la división tripartita del aparato propuesta por Sweet (1981) establece una base claramente topológica de la arquitectura del aparato. En su esquema, la posición del elemento toma como referencia la cúspide del mismo. La posición S forma una serie simétrica de transición en posición rostral según un eje lateral (fig. 5.14.C). Respecto a este complejo, los elementos M ocupan una posición rostral, lateral o dorsal externa y los elementos P se disponen en una posición caudal, normalmente más dorsal (fig. 5.15).



**Figura 5.15.-** Orientación biológica y terminología aplicada a la cabeza y al aparato de un conodontofórico ozarkodínido. Adaptada de Purnell *et al.* (2000).

Según Purnell *et al.* (2000: 115) “...la terminología  $P_n$ - $S_n$  está definida topológicamente con el propósito de indicar homología; en situaciones ideales los elementos homólogos pueden ser reconocidos por evidencias topológicas directas

(p. ej. asociaciones naturales). Sin embargo, para la mayoría de los taxones estas evidencias no están disponibles y la aplicación de los términos  $P_n$ - $S_n$  debe estar basada en una hipótesis de homología inferida a partir de evidencias morfológicas indirectas, es decir, comparando la morfología de los elementos con aquellos aparatos que se conocen a partir de asociaciones naturales...”.

Sin embargo, ninguno de los tres modelos presentados es aplicable a todos los aparatos conformes y ramiformes-pectiniformes conocidos, por lo que utilizaremos el esquema propuesto por Sweet (1981) para los aparatos ramiformes-pectiniformes, por ser universalmente aplicado. Para los aparatos conformes, no existiendo consenso respecto al sistema de notación más apropiado, utilizaremos el esquema de mayor difusión en cada grupo o la terminología descriptiva, indicándolo en cada caso. Es importante resaltar que el uso de estos sistemas se realiza atendiendo al planteamiento de Sweet (1981) y Sansom *et al.* (1994), es decir, indicar la analogía entre los elementos conodontales que integran el aparato de diferentes especies y no su homología.

## **5.5.- NOMENCLATURA Y SINONIMIAS**

### **5.5.1.- Nomenclatura abierta**

En ocasiones el material con el que trabajamos no presenta un estado de conservación suficiente para realizar las asignaciones taxonómicas de manera inequívoca. Sin embargo, el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (1985) no recoge ninguna recomendación para esos casos.

Richter (1948) fue el primer autor que introdujo el uso de la nomenclatura abierta para aquellos ejemplares cuya identidad no puede ser exactamente determinada, a nivel específico o genérico.

En el trabajo de Matthews (1973), que constituye en esencia una adaptación del realizado por Richter (1948), se reúnen y definen los distintos signos empleados en nomenclatura abierta para expresar, por un lado, el hecho mismo de la incertidumbre y, por otro, el grado de desconocimiento que implica.

Así, la problemática puede surgir a la hora de incluir un espécimen en cualquiera de las categorías taxonómicas existentes, si bien los signos empleados a nivel supra o infragénico no son los mismos. La terminología adoptada para indicar duda a nivel supragenérico es la siguiente:

- *Incertae subfamiliae*: Subfamilia incierta o desconocida.
- *Incertae familiae*: Familia incierta o desconocida.
- *Incertae superfamiliae*: Superfamilia incierta o desconocida.
- *Incerti subordinis*: Suborden incierto o desconocido, siendo el orden conocido.
- *Incerti ordinis*: Orden incierto o desconocido, siendo la clase conocida.
- *Incertae sedis*: Clase incierta o desconocida.

En cuanto a los signos que marcan la incertidumbre a nivel genérico y específico no existe un claro consenso respecto al significado que les ofrecen los

---

distintos autores, debido principalmente a que no están recogidos en el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (1985), por ello no todos los especialistas los utilizan con el mismo significado. Se hace preciso, por lo tanto, definir el sentido con el que utilizaremos estos términos, para lo cual seguiremos las recomendaciones de Bengtson (1988).

- **aff.**: Indica que el material descrito puede representar una especie nueva de morfología afín a la que se denomina, sin embargo el material, cuantitativa o cualitativamente, no permite su asignación formal.

- **cf.**: Indica que la asignación del material a una especie se realiza de manera provisional, ya que el estado de conservación o la escala de observación no permiten la determinación concluyente.

- **?**: Indica que la atribución al género o la especie se realiza con dudas, dependiendo de cual de los términos vaya precedido del signo, o a ambos, si está delante del binomio.

- **spp.**: Indica que a partir de las características que presenta el material descrito podría corresponder a varias especies, puesto que los caracteres distintivos entre ellas no aparecen conservados.

- **sp.**: Indica que la identificación específica es imposible, debido al estado de conservación del material o aún no ha sido realizada.

- **n. sp. A**: Indica que el material descrito se considera una especie nueva porque no ha podido ser vinculado con ninguna especie conocida. Sin embargo, las características, cuantitativas o cualitativas, del material impiden la asignación formal.

- **sp. A**: Indica que el espécimen/es podría corresponder a una especie nueva o estar previamente descrita.

- **“...”**: Indica que el nombre al que acompaña es obsoleto, o de dudosa validez.

### 5.5.2.- Listas de sinonimias

Para la redacción de las listas de sinonimias se han utilizado los signos propuestos por Richter (1948) y Rabien (1954), recogidos por Matthews (1973), con el fin de realizar de manera sencilla comentarios cualitativos sobre las referencias utilizadas.

- 1990 Año en cursiva: el trabajo referido contiene una mención de la especie, pero sin descripción e ilustración.

- 1990 Año en redonda: el trabajo contribuye al conocimiento de la especie, bien por incluir una descripción, una ilustración, o ambas.

- \*1990 Asterisco delante del año: el nombre de la especie se considera válido según el artículo 11 del CINZ.

- .1990 Punto delante del año: el autor que realiza el listado acepta la responsabilidad de adjuntar esta referencia de especies bajo discusión.

- ?1990 Signo de interrogación delante del año: la utilización de la referencia queda sujeta a dudas relacionadas con el modo en que está expuesta.

- v 1990 “v” delante del año (*vidimus*): el autor de la lista ha podido ver la colección o el ejemplar al que se refiere el trabajo citado.

- (1990) Año entre paréntesis: plantea las dudas sobre el año de publicación.

- (?) 1990 Signo de interrogación entre paréntesis delante del año: es probable que la referencia se aplique a la especie en discusión, pero no puede ser establecido con certeza.
- p 1990 “p” delante del año (*partim*): la referencia se aplica sólo en parte a la especie en discusión.
- non 1990 “non” delante del año: la referencia se refiere a una especie distinta.

## 5.6.- CLASIFICACIONES SUPRAGENÉRICAS

Lindström (1970a) fue el autor de la primera clasificación supragenérica moderna de los conodontos basada en el concepto de taxón multielemental, e incluyó los 73 géneros entonces conocidos en 2 órdenes, 8 superfamilias y 21 familias, en función de las características de los aparatos (similitud de los morfotipos que los integran) y de los elementos conodontales (estructura interna, composición química y carácter de la cavidad basal), a la vez que establecía posibles relaciones filogenéticas.

En la revisión del volumen W del *Treatise on Invertebrate Paleontology* (Robison, 1981) se considera a los conodontos como un phylum aparte (Conodonta Eichenberg, 1930) constituido por una única clase (Conodonta Eichenberg, 1930), subdividida a su vez en 2 órdenes, 11 superfamilias y 47 familias, según las diferencias estructurales y químicas de los elementos, la semejanza en la reconstrucción de los aparatos y las diferencias entre los elementos que componen los aparatos, respectivamente.

Sweet (1988) realizó una clasificación multielemental revisada. Los aspectos más interesantes de la clasificación presentada por este autor son, por un lado, que incluye a los conodontos en el phylum Conodonta Pander, 1856, proponiendo su subdivisión en dos clases, Conodonti Branson, 1938 y Cavidonti Sweet, 1988. Atendiendo a las características de los aparatos y de los elementos que los componen, este autor diferenció 8 órdenes y 41 familias. Por otro lado excluye a los protoconodontos y paraconodontos del phylum.

Dzik (1991) revisó y amplió la clasificación que propusiera en 1976 refiriendo los conodontos a la Clase Conodonta Pander, 1856 con cinco órdenes, 2 subórdenes, 10 superfamilias y 35 familias. Pese a ser una de las propuestas más recientes y completas, los criterios utilizados por este autor para la asignación a nivel de superfamilia son distintos para unos taxones y otros, además de utilizar algunos criterios de dudosa aplicación, por lo que su propuesta no ha sido aceptada por la mayoría de los especialistas.

Aldridge y Smith (1993) siguen generalmente la clasificación de Sweet (1988), pero introducen algunas variaciones. A medida que aumenta el conocimiento de la anatomía de los conodontofóridos (Aldridge *et al.*, 1993) y que los trabajos relacionados con la afinidad zoológica de estos restos señalan hacia los primitivos vertebrados, a partir de Aldridge y Smith (1993) los euconodontos son referidos al phylum Chordata Bateson, 1886, y a la clase Conodonta Eichenberg, 1930 *sensu* Robison (1981). Sin embargo, en la actualidad algunos autores defienden la

existencia de vinculos entre los conodontos y los vertebrados primitivos, integrando a los primeros en la clase Vertebrata (p. ej. Benton, 1987; Briggs, 1992; Sansom *et al.*, 1992; Janvier, 1995; Aldridge y Purnell, 1996; Donoghue, 1998, 2001; Donoghue y Aldridge, 2001; Donoghue *et al.*, 1998, 2000; Baesemann y Purnell, 2000; Smith *et al.*, 2002; Sansom y Smith, 2005).

Stouge y Bagnoli (1998) mantienen a los conodontos en el phylum Chordata y clase Conodonta, y revisan la clasificación del orden Prioniodontida Dzik, 1976, dividiéndolo en dos superfamilias, Prioniodontoidea Bassler, 1925 y Balognathoidea Hass, 1959, con 3 y 2 familias, respectivamente. Crean además un nuevo orden Polyplacognathida, dividido en dos familias (una de ellas nueva).

En este trabajo utilizaremos la clasificación supragenérica desarrollada por Sweet (1988), por ser la más completa y con criterios de clasificación más coherentes, en nuestra opinión. Sin embargo, incluimos a este grupo dentro del Phylum Chordata y la Clase Conodonta, en el sentido de Robison (1981), en tanto que no se presenten evidencias incuestionables que ratifiquen su afinidad con los vertebrados.

## **5.7.- TERMINOLOGÍA ADOPTADA**

En general, los especialistas en conodontos adoptan criterios similares a la hora de realizar la descripción taxonómica de sus ejemplares, facilitando la comparación entre conodontos procedentes de distintas colecciones. Así, se tiende a resaltar, siguiendo un orden pre-establecido, aquellos elementos y caracteres morfológicos que resultan más relevantes para la determinación de los distintos taxones.

En el caso de los conodontos ordovícicos la práctica más usual consiste en priorizar la descripción de los elementos conodontales que integran el aparato según su importancia diagnóstica. Merrill y Powell (1980) revisaron el concepto de género aplicado a los conodontos, y concluyeron que los distintos elementos del aparato no proporcionan la misma información taxonómica, jerarquizándolos en función de ésta. Según estos autores en los aparatos constituidos por morfotipos ramiformes y pectiniformes, los elementos Pa cargan con los caracteres de nivel específico, los elementos Pb y M con la información de nivel genérico y los elementos S portan la información de nivel de género o familia.

Por otra parte, dentro de la descripción de cada uno de ellos se destaca por orden: a) el plan morfológico que presentan; b) las características de la cúspide; c) los procesos, si los hubiese; d) los dentículos; e) la cavidad basal; y f) el tipo de ornamentación y microornamentación, en caso de existir.

## **5.8.- ANÁLISIS TAFONÓMICO**

La importancia que tienen los estudios tafonómicos en las investigaciones paleontológicas es sobradamente conocida. En el caso concreto de los conodontos analizar cómo han actuado los distintos procesos tafonómicos sobre los elementos conservados es imprescindible, ya que la gran resistencia que les confiere su

---

composición química les hace fácilmente susceptibles de reelaboración (veáse Bultynck y Sarmiento, 2003).

Además, como se ha mencionado anteriormente, el estudio de este grupo de microfósiles se realiza, en la mayoría de los casos, a partir de los elementos aislados, derivados del tratamiento físico-químico de las muestras. Así, las identificaciones taxonómicas y las posteriores inferencias de tipo bioestratigráfico, paleoecológico y paleobiogeográfico se basan en este tipo de colecciones.

Dado que los procesos tafonómicos pueden modificar tanto la estructura, composición y morfología de los elementos conodontales, considerados individualmente, como la composición o censo de poblaciones, es muy conveniente realizar un estudio tafonómico. Estos análisis tienen como objetivo no introducir errores a la hora de caracterizar los elementos conodontales o reconstruir los aparatos.

En este trabajo hemos seguido y aplicado, en la medida de lo posible, la nomenclatura tafonómica propuesta por Fernández-López (1982, 1984, 1986, 1987, 1988, 1991, 2000).

### **5.8.1.- Biodegradación y desarticulación**

Los vestigios o restos de conodontofóridos son muy escasos y sólo aparecen registrados bajo condiciones de fosilización excepcionales. El análisis de los mismos (p. ej. Aldridge *et al.*, 1993) ha constituido una importante fuente de información acerca de la paleobiología de estos organismos extintos. Así, podemos afirmar que los conodontos s.s. son las únicas estructuras mineralizadas que presentaban estos animales y que se organizaban en un aparato, conectados mediante tejido blando.

Por lo tanto, parece lógico pensar, que tras la muerte del animal, el cadáver habría quedado expuesto a la acción de organismos necrófagos, ya fuera durante su posible deriva nectoplanctónica o sobre el fondo marino, que inducirían la descomposición de los tejidos orgánicos no mineralizados y la desarticulación del aparato conodontal, dispersándose poco después los elementos conodontales.

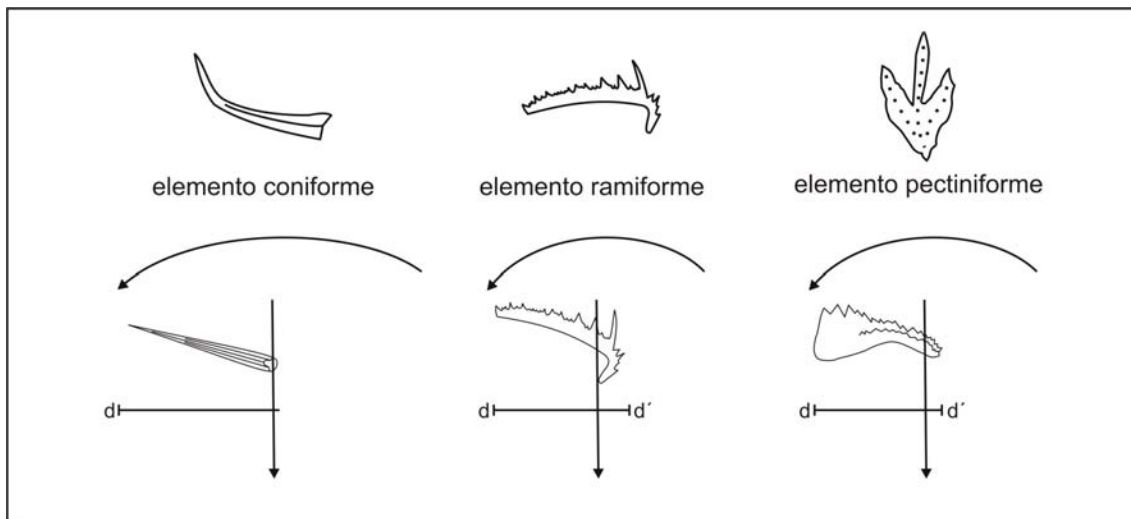
Incluso, los conodontos s.s. sufren desarticulación. Los euconodontos están constituidos por la corona y el cuerpo basal, este último menos mineralizado, por lo que la unión de ambos constituye una línea de debilidad a favor de la cual tienden a separarse. Nuestras colecciones están constituidas principalmente por coronas, siendo los ejemplos de conservación del cuerpo basal casi anecdóticos (Lám. 7, figs. 10 y 11).

### **5.8.2.- Necrocinesis**

El concepto de necrocinesis hace referencia al mecanismo de alteración tafonómica que consiste en el desplazamiento ascendente, descendente y/o lateral de los elementos tafonómicos antes de ser enterrados. En este sentido es evidente que el tratamiento al que son sometidas las muestras para la obtención de los elementos conodontales no permiten caracterizar algunos de los atributos que determinan la actuación de este proceso tafonómico.

Sin embargo, se han llevado a cabo estudios experimentales acerca del comportamiento gravitacional de los conodontos, que han puesto de manifiesto la importancia del análisis de este proceso en las investigaciones relacionadas con los mismos. En este sentido, Broadhead *et al.* (1990) analizaron el comportamiento que presentan los distintos morfotipos (coniformes, ramiformes y pectiniformes) en su caída gravitacional. Entre los resultados que obtuvieron experimentalmente destacan: que la trayectoria que siguen los conodontos durante el descenso es espiral o helicoidal, rotando los distintos elementos según distancias variables respecto al eje de la espiral y con radios diferentes (fig. 5.16); que la trayectoria descrita por el elemento está controlada por la posición de su centro de masa; que se orientan, comúnmente, con los ejes de mayor longitud perpendiculares a la línea de descenso; y que la velocidad de caída depende, en gran medida, de la morfología del elemento. Una de las conclusiones más significativas de su estudio es que bajo un mismo régimen energético los elementos coniformes y ramiformes descienden más lentamente, pudiendo representar esta diferencia de velocidad un desplazamiento lateral 10 veces mayor que el de los elementos pectiniformes.

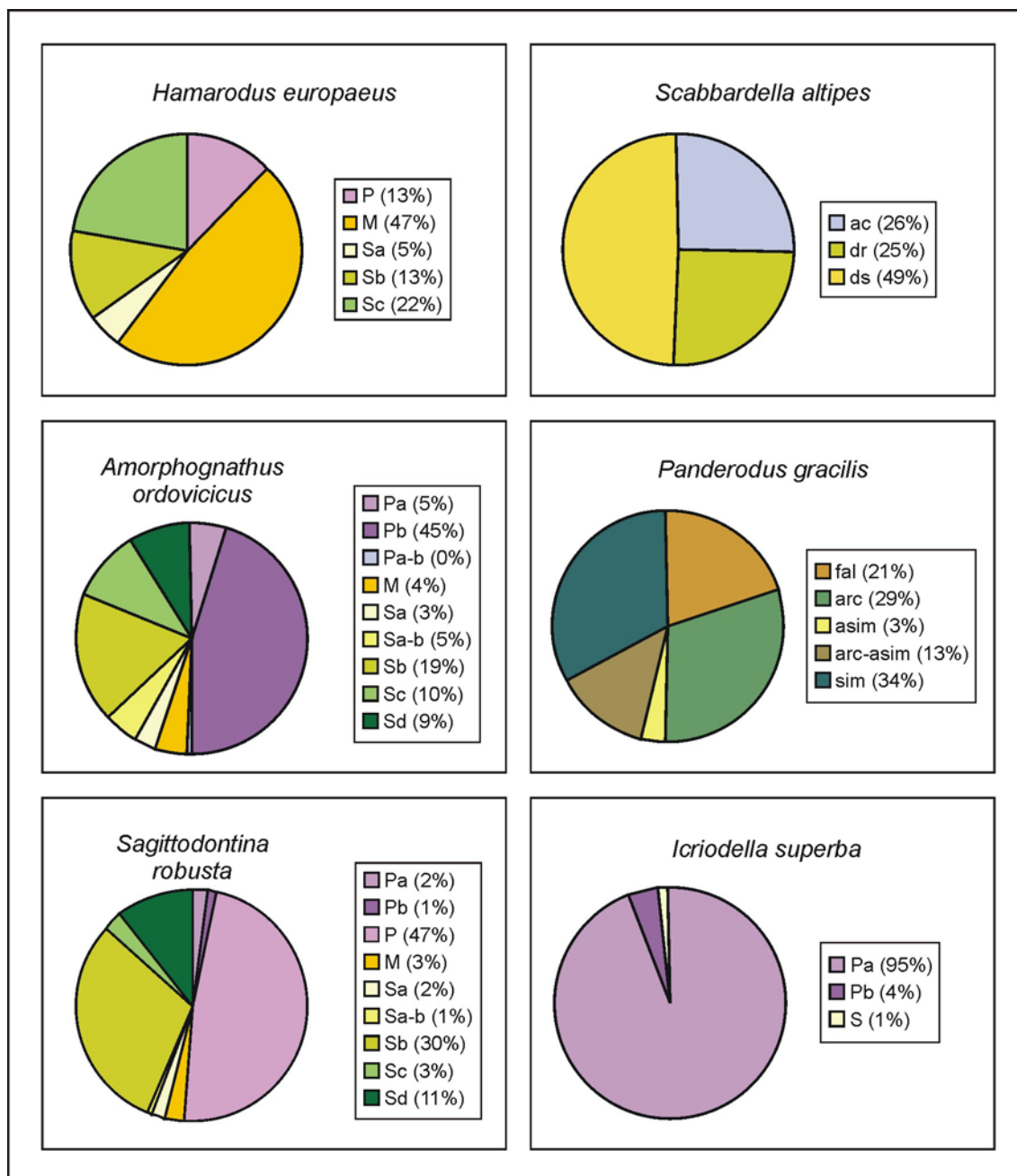
McGoff (1991) observó, también mediante análisis experimentales que, durante la caída, los elementos conodontales rotan, girando sobre un eje central sin traslación lateral (fig. 5.16), orientando sus máximas proyecciones areales perpendiculares a la dirección de descenso. El ángulo exacto que forman con la horizontal depende de la distribución de masa dentro del elemento. Según su estudio, la velocidad de decantación depende del tamaño y la morfología de los conodontos, como para cualquier otra partícula.



**Fig. 5.16.-** Comportamiento hidrodinámico de los elementos conodontales durante el descenso gravitacional, en función de su morfología. Adaptada de Broadhead *et al.* (1990) y McGoff (1991).

Estos estudios han puesto de manifiesto que este mecanismo, considerando principalmente su componente horizontal, tiene el potencial de seleccionar y redistribuir los elementos conodontales según su morfología y tamaño dando lugar a distribuciones heterogéneas, que han de ser correctamente evaluadas para no generar errores a la hora de reconstruir los aparatos, o de realizar inferencias de tipo paleoecológico o paleobiogeográfico.

Para evitar que el sesgo producido por transporte *post-mortem* en nuestras poblaciones induzca a errores de interpretación, hemos analizado la representación de los distintos morfotipos en las muestras estudiadas (fig. 5.17; apartado 5.10) y el rango de tamaño de los mismos (fig. 5.1).



**Figura 5.17.-** Porcentaje en el que aparecen representados los elementos recuperados de algunas de las especies identificadas en este trabajo.

Así en nuestras colecciones aparecen mezclados elementos correspondientes a las tres grandes categorías morfológicas (coniformes, ramiformes y pectiniformes), con rangos de tamaño comprendidos entre 100  $\mu\text{m}$  y 1 mm, y representativos de distintos estadios ontogénéticos, si bien cabe señalar que las formas adultas predominan sobre las juveniles.

No obstante, minimizar los efectos del transporte sólo en base a estos resultados parece arriesgado y simplista. Como se comentó anteriormente, el aparato esquelético de los conodontofóridos estaba constituido por un número variable de elementos de diferente morfología, si bien para cada especie el radio, o proporción de los mismos habría sido fijo y constante. Por lo tanto, en las asociaciones sobre las que el transporte no haya actuado, o lo haya hecho de manera poco significativa, la proporción en la que estén representados los distintos morfotipos de cada especie, para una muestra determinada, coincidirá con el radio original.

El mayor problema a la hora de evaluar esta relación, en colecciones constituidas por elementos aislados, es que no siempre existe acuerdo a la hora de determinar cuál era el número de morfotipos y elementos que constituían el aparato de algunas especies. Así, por ejemplo, según el trabajo al que se recurra el aparato del género *Panderodus* pudo haber incluido de 2 a 10 morfotipos y de 14 a 78 elementos (Bischoff, 1998).

En las tablas de abundancia realizadas para cada muestra (apartado 5.10) se observa que, en la mayoría de los casos, determinados elementos están sobre-representados, siendo también frecuente la ausencia de algunas morfologías. Este hecho queda claramente reflejado en el análisis que hemos llevado a cabo de las especies de *Amorphognathus* obtenidas en las muestras de dos secciones próximas, Corral de Calatrava (A) y Corral de Calatrava (B).

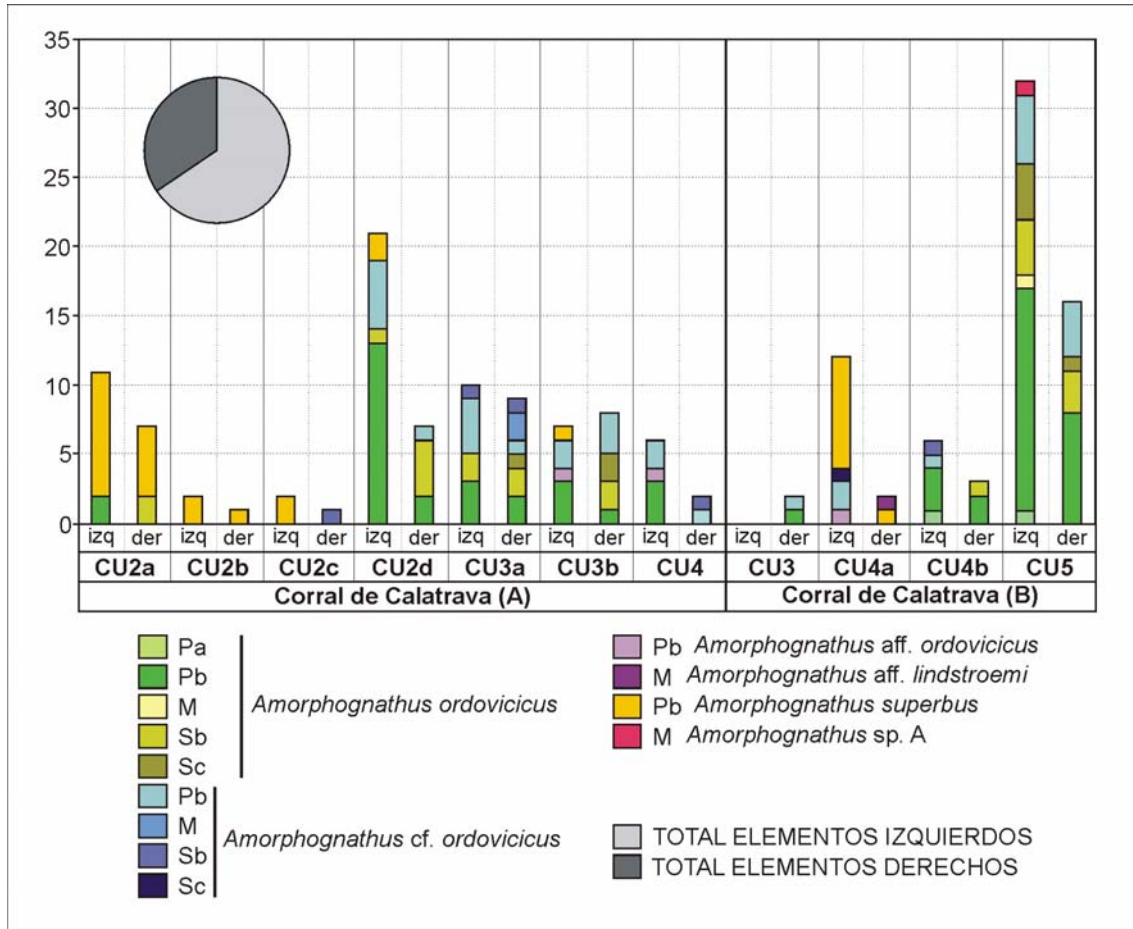
Se ha escogido el género *Amorphognathus* puesto que el número de morfotipos que integrarían su aparato y el radio de los mismos se conocen con bastante certeza. Los representantes de este género incluyen dos tipos de elementos pectiniformes pareados y cinco tipos de elementos ramiformes, tres de ellos pareados. La relación en la que se presentan estas morfologías en el aparato es de 2:2:2:1:2:2:1, correspondiendo estos elementos a los morfotipos Pa:Pb:M:Sa:Sb:Sc:Sd, respectivamente.

Como puede apreciarse en la tabla 5.4, en la que se recogen los datos obtenidos de este estudio, sólo en una de las muestras [CC(B)-CU5] han aparecido la mayoría de los elementos de *Amorphognathus ordovicicus*, si bien no guardan la proporción original. En las restantes muestras, y para las otras especies analizadas, muchos de los morfotipos no están representados. Así, por ejemplo para *A. superbis* sólo se ha identificado el elemento Pb, y de *A. lindstroemi* y *Amorphognathus* sp. A sólo se dispone del elemento M.

Expresando gráficamente los valores obtenidos para los elementos que aparecen pareados en el aparato conodontal, referidos también al género *Amorphognathus* (fig. 5.18) se aprecia una clara sobre-representación de las formas izquierdas frente a las derechas, y considerando la morfología de los elementos, el más frecuente es el ambalodiforme, independientemente de la especie considerada. Este hecho también queda reflejado en la bibliografía consultada, según se desprende de las ilustraciones figuradas por diferentes autores (p. ej. Sarmiento, 1993; Ferretti y Barnes, 1997).

	Corral de Calatrava (A)												Corral de Calatrava (B)											
	CU2a		CU2b		CU2c		CU2d		CU3a		CU3b		CU4		CU3		CU4a		CU4b		CU5			
	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der	izq	der		
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>																								
Pa																								
Pb	2	0					13	2	3	2	3	1	3	0			0	1			1	0	1	0
M																								
Sa									1														1	
Sb	0	2					1	4	2	2	0	2									0	1	4	3
Sc									0	1	0	2											4	1
Sd							2	1															2	
Pb							5	1	4	1	2	3	2	1					2	0	1	0		
M									0	2														
Sa																								
Sb					0	1			1	1			0	1							1	0		
Sc																			1	0				
Sd									1														1	
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>																								
Pb											1	0	1	0			0	1	1	0			5	4
<i>Amorphognathus superbus</i>	9	5	2	1	2	0	2	0			1	0							8	1				
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>																			0	1				
<i>Amorphognathus sp. A</i>																							1	0

**Tabla 5.4.-** Número de elementos correspondientes a los diferentes morfotipos que integran el aparato de *Amorphognathus* en las distintas especies presentes en las muestras procedentes de las secciones A y B de Corral de Calatrava.



**Figura. 5.18.-** Número de elementos izquierdos y derechos obtenidos para las diferentes especies de *Amorphognathus* determinadas en las muestras de las secciones A y B de Corral de Calatrava. En la esquina superior izquierda se presenta la proporción de formas izquierdas frente a derechas.

En función de los resultados obtenidos podemos concluir que nuestras asociaciones evidencian los efectos del transporte, descartando que se trate de asociaciones acumuladas *in situ*. Si bien, dado que el grado de selección, ya sea por tamaño o morfología, no es total, y que no hemos identificado ningún criterio de reelaboración, nuestras asociaciones han de ser consideradas: a) resedimentadas, según su estado de conservación; b) alóctonas, dado que los elementos que las componen han sufrido transporte; c) indígenas, puesto que dicho transporte no representa grandes distancias y d) démicas, en función de la relativa cercanía o superposición del área de vida con el área de sedimentación.

### 5.8.3.- Abrasión

Se denomina abrasión a la acción, y efecto, de desgastar por fricción un material provocando la pérdida de materiales o estructuras superficiales. Los efectos que este proceso puede tener sobre la distribución y conservación de los elementos conodontales no han sido suficientemente evaluados en los estudios del grupo.

Broadhead y Driese (1994) analizaron el alcance de la abrasión bajo condiciones ambientales marinas y eólicas. Estos autores concluyeron que la

abrasión mecánica de los conodontos en medios marinos puede considerarse insignificante debido a su pequeño tamaño y a la relativa alta viscosidad del medio. Así, durante la simulación de las condiciones de transporte en este ambiente con regímenes energéticos altos, en presencia de granos de cuarzo, los efectos de la abrasión sufrida por los conodontos sólo fueron detectables con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

En nuestro material, como en el ilustrado por Broadhead y Driese (1994), los efectos de este proceso son poco evidentes, manifestándose en algunas superficies de fractura, cuyos bordes aparecen redondeados. Sólo en un espécimen estos efectos pudieron ser apreciados con la lupa binocular (Lám. 5, fig. 1). No obstante, no parece que este proceso haya afectado de manera significativa a nuestras asociaciones.

#### **5.8.4.- Corrosión: disolución y bioerosión**

La destrucción de un determinado material por la acción de agentes químicos se conoce como corrosión, cuando tiene como efecto la eliminación de componentes químicos recibe el nombre de disolución, mientras que los efectos erosivos provocados por la acción directa, mecánica y/o química, de los organismos se denomina bioerosión. Normalmente, en ambos casos, se manifiesta como superficies corroídas y orificios de forma, tamaño y distribución irregular (*sensu* Herrero y Canales, 2002).

Los conodontos estaban protegidos por una capa orgánica que otorga a los elementos un aspecto homogéneo. Nuestros ejemplares han perdido esa capa y por lo tanto, es posible observar los cristales de apatito que constituyen la capa más externa. Además de los elementos que no se han visto afectados por este proceso (p. ej. Lám. 6, fig. 1), en nuestras colecciones hemos podido determinar disoluciones de distinto grado, desde elementos que muestran una disolución incipiente o parcial de la pared, hasta ejemplares con la superficie muy corroída (Lám. 5, figs. 2 y 3). Normalmente la disolución afecta en primer lugar a las partes más finas del elemento, como los denticulos o el margen basal (Lám. 5, figs. 6-9); conforme aumenta la disolución las perforaciones tienden a coalescer originando una importante superficie de debilidad (Lám. 5, fig. 5).

Broadhead y Driese (1994) señalaron que aunque la bioerosión es uno de los principales procesos tafonómicos que degradan los restos calcáreos conservados, no parece probable que tenga la misma importancia en la alteración de los conodontos, debido a su composición química peculiar y a su pequeño tamaño. Sin embargo, la primera evidencia de microperforaciones en conodontos fue presentada por Rohon y Zittel (1886) y Müller y Nogami (1972) llevaron a cabo un detallado análisis de estructuras generadas, en su opinión, por organismos epibiontes o necrófagos. Las microperforaciones analizadas por Müller y Nogami (*op. cit.*) se caracterizan por un diámetro medio del tubo menor de 100  $\mu\text{m}$  y en los ambientes actuales están producidos por cianobacterias euendolíticas, algas clorofíceas o rodofíceas y hongos (Zeff y Perkins, 1979; Budd y Perkins, 1980; Glaub *et al.*, 2002). Glaub y Königshof (1997) y Königshof y Glaub (2004) han caracterizado, estudiando moldes de los conodontos, la existencia de al menos

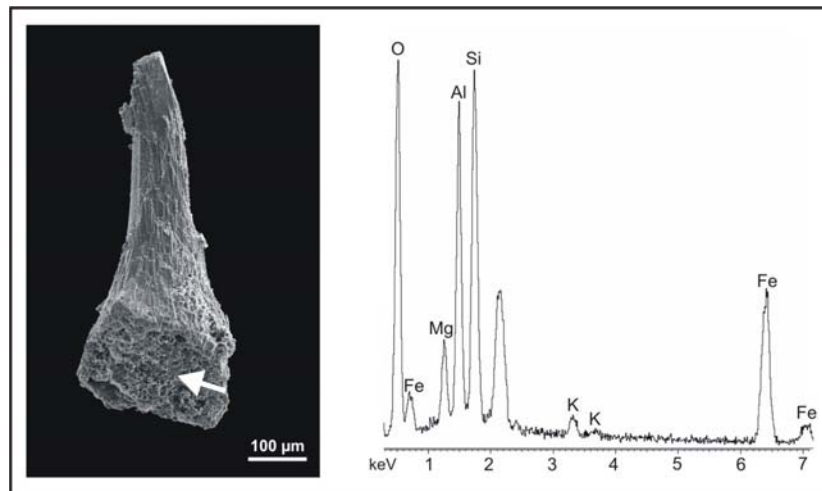
cinco tipos de microcavidades, producidas por organismos endolíticos y euendolíticos.

El pequeño tamaño de estas microperforaciones biogénicas nos impide determinar su presencia utilizando la lupa binocular, aunque en las fotografías tomadas con microscopio electrónico de barrido (MEB) no se han observado estructuras como las ilustradas por los autores citados. Sin embargo, en nuestras muestras sí existen algunos ejemplos que, con cierto recelo, pueden ser atribuidos a bioerosión. Las fotografías tomadas con microscopio electrónico de barrido han revelado la presencia, en ejemplares concretos (p. ej. [Lám. 5, fig. 4](#)), de orificios de sección circular y un diámetro medio de 10  $\mu\text{m}$ ; también se ha constatado que ciertos especímenes presentan secciones cóncavas en los bordes de la pared, con un eje mayor aproximado de 100  $\mu\text{m}$  ([Lám. 5, figs. 5a y 5b](#)).

### 5.8.5.- Relleno sedimentario

Es el proceso por el cual las cavidades de los elementos conservados se rellenan de partículas sedimentarias, antes o después del enterramiento definitivo. En el caso de nuestros ejemplares, al tratarse mayoritariamente de coronas, la cavidad basal (espacio que ocupaba el cuerpo basal) es susceptible de ser ocupada por material sedimentario o cementos.

Nuestros especímenes presentan generalmente la cavidad basal hueca, aunque se ha podido observar, en algunos de ellos, un relleno parcial ([Lám. 5, fig. 10](#); [Lám. 6, fig. 1](#)) o total de la misma (fig. 5.19).



**Figura 5.19.-** Relleno sedimentario de la cavidad basal (ejemplar MGM-4183-O [H-CU1-H]) y análisis realizado con espectrometría de dispersión de rayos-X (EDS) al material de relleno.

Los análisis semicuantitativos realizados con espectrometría de dispersión de rayos-X nos han permitido determinar que la composición de dichos rellenos coincide con la composición de la matriz de la que fueron extraídos.

No obstante, es necesario recordar que el tratamiento químico de las muestras podría haber inducido la pérdida del relleno o la modificación de la composición original del mismo.

### **5.8.6.- Recrecimiento mineral**

Según las indicaciones de Sarmiento (1993) denominaremos de manera informal “recrecimiento mineral” a los materiales de diversa composición química, que se desarrollan sobre la superficie de los conodontos, puesto que el término encostramiento, según su definición, alude a un proceso bioestratinómico y, en nuestro caso, no hay evidencias que permitan discriminar si el proceso tuvo lugar antes o después del enterramiento.

Muchos ejemplares de nuestras colecciones presentan estos recubrimientos, sobre la totalidad o parte de la pared. Dichos recubrimientos están constituidos en su mayoría por cristales de carbonato cálcico densamente empaquetados sin una orientación definida (Lám. 6, fig. 2a). En ocasiones puede observarse la pared inalterada del elemento por debajo de la costra mineral (Lám. 6, fig. 2b), lo que permite distinguir los efectos de este proceso del resultado que sobre los elementos conodontales tiene la recristalización.

### **5.8.7.- Mineralización: cementación y recristalización**

La mineralización se puede definir como la alteración tafonómica debida a la adición o sustitución de componentes minerales. Si se produce por adición se denomina cementación, y se incluyen dentro de este mecanismo los procesos de permineralización de tejidos, la formación de concreciones y el relleno de cavidades con cementos. Si se produce debido a la sustitución de algún componente mineral por otro, de igual o distinta composición química, se denomina neomorfismo, y comprende los fenómenos de recristalización e inversión.

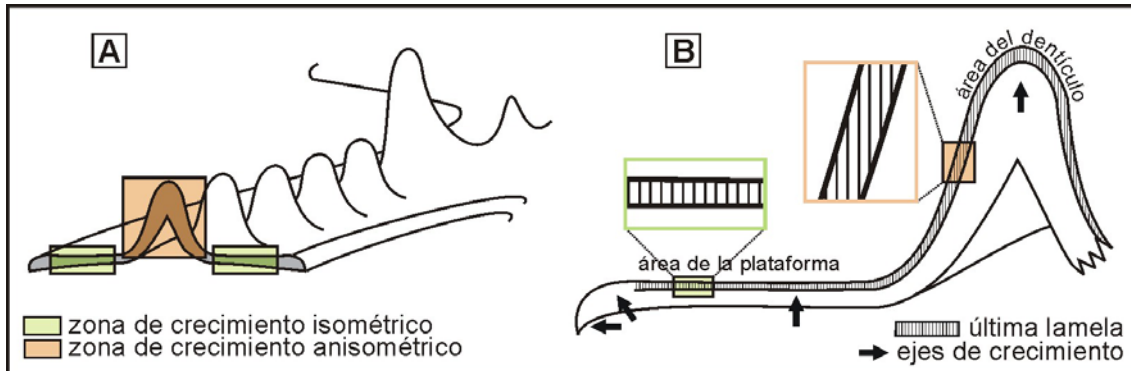
En nuestras colecciones sólo se han identificado los procesos de cementación y recristalización. El primero de ellos queda de manifiesto en nuestras muestras por la existencia de elementos fracturados, cuyos fragmentos se mantienen unidos mediante cementos (Lám. 7, figs. 4 y 5).

También aparecen elementos con el denominado patrón “en cebra”, que se produce por la cementación de fisuras abiertas en la pared de un elemento afectado por fracturación diagenética o deformación tectónica (Lám. 6, figs. 3 y 4). Observando los ejemplares afectados con luz reflejada se aprecia el característico bandeado en el que se alternan tonalidades claras y oscuras.

Müller y Nogami (1971) y Szaniawski (1987) señalaron que los conodontos primitivos del Paleozoico basal tienen un alto contenido en materia orgánica, tanto entre los cristales de apatito, como cubriendo su superficie más externa. Müller y Nogami (1971) pensaban que el material orgánico se concentraba principalmente dentro de las lamelas de apatito, pero Szaniawski (1987) y Burnett y Hall (1992) observaron capas orgánicas interlaminares en algunas superficies de fractura. Así, después de cada una de las fases de biomineralización producidas durante el desarrollo ontogenético de los conodontos se depositaba una capa orgánica de protección. Los estudios de Burnett y Hall (1992) indican que esta capa orgánica es la que proporciona al elemento un aspecto superficial homogéneo, sin embargo el tratamiento químico de las muestras elimina esta cubierta orgánica, que no hemos

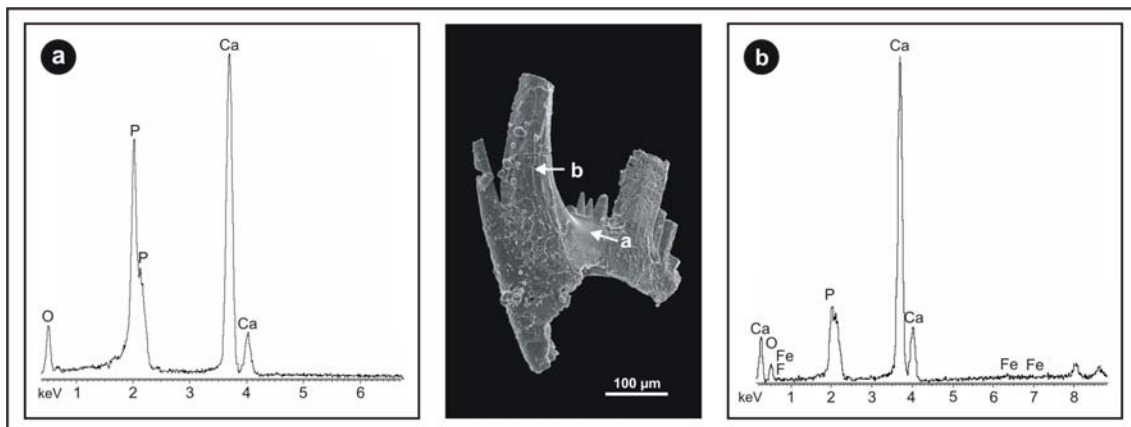
podido identificar en ninguno de nuestros ejemplares, dejando expuesta la última lamela mineral del elemento.

Como recoge Müller (1981) los cristales de apatito, con forma ligeramente elongada (Szaniawski, 1987), que constituyen cada una de las lamelas se disponen perpendiculares a la lámina en las zonas de crecimiento isométrico (como la superficie de una plataforma), mientras que cuando el crecimiento es anisométrico (como por ejemplo en los dentículos) se disponen oblicuos a la superficie (fig. 5.20).



**Figura 5.20.-** Microestructura de los conodontos. **A:** zonas de crecimiento diferencial; **B:** orientación de los cristales de apatito dentro de una lámina de crecimiento (adaptada de Burnett y Hall, 1992).

Muchos ejemplares de nuestras colecciones muestran un incremento variable del tamaño de los cristales de apatito en concordancia con los patrones de crecimiento originales, lo que indica estadios de alteración incipientes o avanzados con respecto a este proceso (Lám. 6, figs. 5 y 6). Sin embargo, dado que sus efectos no son observables a la escala habitual de trabajo (lupa binocular) no hemos podido evaluar su frecuencia ni intensidad en nuestras muestras.



**Figura 5.21.-** Análisis composicional realizado con espectrometría de dispersión de rayos-X sobre la pared inalterada (a) y sobre la superficie recristalizada (b) de un elemento ramiforme (ejemplar MGM-4294-O [H-CU6-K]).

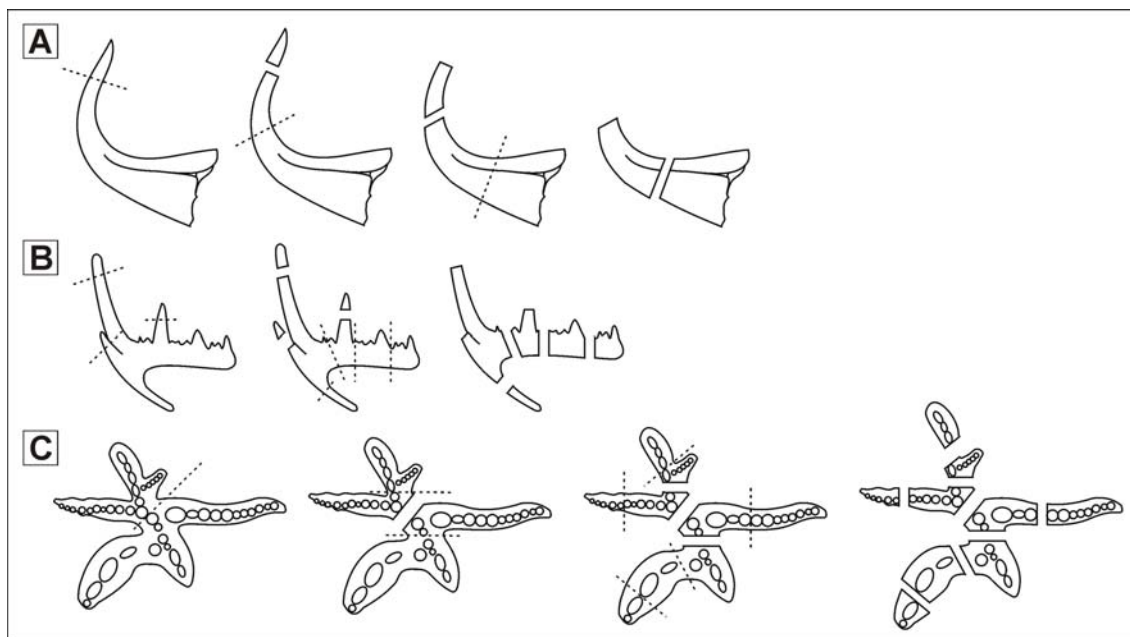
Con el fin de descartar la posibilidad de que se trate de recrecimientos minerales de carbonato, hemos realizado análisis semicuantitativos, con espectrometría de dispersión de rayos-X (EDS), tanto en ejemplares con la pared

mineral inalterada como en aquellos elementos que presentan este tipo de cristales, obteniendo en todos los casos analizados composiciones correspondientes a fosfato cálcico (fig. 5.21), si bien, las zonas recristalizadas incluyen pequeñas cantidades de hierro.

### 5.8.8.- Distorsiones

Se entiende por distorsión tafonómica cualquier cambio de tamaño, forma, estructura y/o textura provocado por algún esfuerzo mecánico. Los efectos de la distorsión pueden ser discontinuos (grietas, fisuras y fracturas) o continuos (pliegues y arrugas). Las observaciones realizadas sobre los ejemplares que constituyen nuestras colecciones nos han permitido identificar ambos tipos de distorsiones.

Sobre la superficie de algunos elementos hemos observado fisuras que presentan normalmente una orientación ortogonal respecto de la cúspide y los procesos (Lám. 7, figs. 1-3). Por otro lado, las fracturas implican la ausencia de parte del ejemplar, siendo frecuente que los ápices de las cúspides de los elementos coniformes aparezcan fracturados (Lám. 6, figs. 7 y 8), al igual que ocurre con los ápices de los dentículos y los procesos de los elementos ramiformes (Lám. 5, figs. 6 y 9; Lám. 6, fig. 9 y 10). Por su parte, los elementos pectiniformes suelen estar representados por fragmentos de procesos (Lám. 7, fig. 1). Los planos de fracturación, al igual que en las fisuras, suelen ser ortogonales a los elementos estructurales (fig. 5.22).



**Figura 5.22.-** Localización de los planos ortogonales de fractura más frecuentes de los elementos conodontales según su morfología. **A:** Elementos coniformes; **B:** Elementos ramiformes; **C:** Elementos pectiniformes.

Cuando los planos de fractura se presentan redondeados por efecto de la abrasión o los distintos fragmentos del ejemplar aparecen unidos mediante cemento (Lám. 5, fig. 6b; Lám. 7, figs. 4 y 5), podemos asegurar que, en el primer caso la fragmentación se produjo antes del enterramiento y en el segundo, con

posterioridad al mismo. Sin embargo, aquellas fracturas que presentan superficies netas y aristas afiladas podrían haberse producido tanto en la fase bioestratinómica como en la fosildiagenética, incluso durante el tratamiento químico de las muestras para obtener los residuos o al manipular los ejemplares (Lám. 6, fig. 9; Lám. 26, fig. 13; Lám. 27, fig. 12; Lám. 29, fig. 4), ya que las fisuras corresponden a líneas de debilidad y al aislar los elementos de la matriz hay posibilidad de que se fracturen debido a la descompresión o al tamizado.

Las deformaciones continuas son principalmente de tipo heterogéneo, afectando a los extremos de las cúspides y los procesos. En algunas asociaciones hemos observado que los elementos cónicos presentan la cúspide recurvada o flexionada en diferente grado (Lám. 7, figs. 5-8), y que los elementos ramiformes y pectiniformes presentan una torsión que afecta a todo el elemento (Lám. 7, fig. 9).

Considerando la historia geológica del Macizo Hespérico parece lógico pensar que la compactación junto con los esfuerzos tectónicos compresivos, que dieron lugar a las estructuras plegadas en las que se ubican los afloramientos estudiados, han sido los responsables de las distorsiones mecánicas observadas en nuestros ejemplares. Teniendo en cuenta que hemos extraído los elementos conodontales de la roca que los contenía, no tenemos referencias espaciales a partir de las cuales realizar inferencias, en base a los conodontos, sobre el tipo de esfuerzo que dio lugar a las distorsiones que presentan. Sin embargo, los fenómenos de presión-disolución observados en las láminas delgadas, evidenciados en la abundancia de superficies estilolíticas paralelas a la estratificación confirmarían el origen compresivo de las mismas.

Un dato importante que hemos observado es que los elementos más robustos tienden a comportarse de manera frágil frente a los esfuerzos, mientras que las formas más delicadas lo hacen de una manera más dúctil. Así, las fracturas afectan en mayor proporción a los taxones de *Amorphognathus*, *Icriodella* o *Panderodus*, por citar algunos ejemplos, y las deformaciones continuas se registran casi exclusivamente en los ejemplares de *Sagittodontina* y *Scabbardella*.

El análisis de este proceso tiene una gran importancia para llevar a cabo las posteriores identificaciones taxonómicas, puesto que algunas especies se caracterizan por la torsión y grado de curvatura de la cúspide, o la dirección de los procesos. Así, no caracterizar de manera correcta las modificaciones estructurales de los conodontos, puede favorecer una asignación taxonómica incorrecta. Incluso algunos fragmentos pueden ser confundidos con determinados taxones, es el caso de los fragmentos de procesos de *Amorphognathus* cuyo aspecto presenta un notable parecido con los elementos de "*Eocarniodus gracilis*".

### **5.8.9.- Carbonificación: maduración térmica**

La carbonificación se caracteriza por el incremento del contenido en carbono de la materia orgánica durante la "maduración" de la misma, debido a la pérdida de sustancias volátiles como H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. Este proceso está estrechamente vinculado con el aumento de la temperatura, dependiendo las variaciones de ésta de diferentes factores como el gradiente geotérmico, la velocidad de subsidencia y la conductividad térmica de las rocas.

La grafitización, entendida como la última etapa del proceso de carbonificación, representa la pérdida del carbono orgánico y la recristalización de los componentes inorgánicos. La presencia de grafito es un indicador de metamorfismo de bajo grado (Schüller, 1961), cuya formación se ve favorecida por las altas temperaturas y presiones. En la naturaleza se puede producir entre los 300 y 700°C (Teichmüller, 1987: 161).

### **Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI)**

Históricamente muchos autores han destacado el hecho de que los conodontos pueden presentar una amplia variedad cromática (Hass, 1941; Ellison, 1944, entre otros). Lindström (1964) atribuyó correctamente esta alteración al proceso de carbonificación, aunque no fue hasta finales de la década de los sesenta del siglo XX cuando se demostró que los conodontos contenían trazas de materia orgánica (Pieztner *et al.*, 1968). Así, las variaciones de color exhibidas por los conodontos se deben a la alteración que experimenta la materia orgánica que contienen en los espacios interlaminares.

Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987) evaluaron estos cambios de color utilizando datos de campo (elementos conodontales obtenidos a lo largo de la cuenca de los Apalaches) y en experimentos de laboratorio (sometiendo conodontos inalterados a ensayos de pirólisis en condiciones de presión atmosférica).

El trabajo de Epstein *et al.* (1977) demostró que la secuencia de color, desde ámbar hasta negro, observada en los conodontos obtenidos en campo, es la misma que la inducida por calentamiento; que la alteración del color es progresiva, acumulativa e irreversible; y que esta alteración es función de la temperatura y el tiempo. Estos autores establecieron el Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI) como una medida del grado de alteración térmica sufrida por estos restos para el intervalo entre la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado, en un rango de temperaturas entre 50 y 300°C, identificando cinco grados de color, CAI 1 a 5 (fig. 5.23) para el citado intervalo. Por encima de los 300°C, dichos autores documentaron que los conodontos pasan de negros a grises, blancos y cristalinos (CAI 5, 6, 7 y 8, respectivamente). Así, la carbonificación de los conodontos con CAI 5 conlleva la volatilización de compuestos orgánicos a altas temperaturas, por lo que los elementos se clarean. Por su parte el cambio de blanco opaco a cristalino sería el resultado de la liberación del agua intersticial o de la recristalización progresiva del apatito (Epstein *et al.*, *op. cit.*).

Rejebian *et al.* (1987) calibraron experimentalmente los rangos de temperatura para los valores de CAI superiores a 5, observados en colecciones procedentes tanto de rocas afectadas por metamorfismo regional y de contacto, como alteradas hidrotermalmente, y obtuvieron un intervalo térmico entre 360 y 600°C (fig. 5.23), utilizando para estimar las paleotemperaturas un diagrama de Arrhenius de los datos experimentales. Una de las conclusiones más importantes de su estudio es que el CAI no debe utilizarse como geotermómetro en colecciones procedentes de rocas alteradas por hidrotermalismo, radicando su utilidad, en estos casos, en indicar el potencial de mineralización de las rocas.

CAI	Alteración del color		Rango de temperatura
	experimental	natural	
1			<50-80°C
1½			50-90°C
2			60-140°C
3			110-200°C
4			190-300°C
5			+300°C
5			300-480°C
6			360-550°C
6½			440-610°C
7			490-720°C
8			>600°C

**Figura 5.23.**- Colores estándar para conodontos con valores CAI de 1 a 8, alterados experimentalmente y de manera natural. Reproducida de Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987).

Como se observa en la tabla 5.5, la maduración térmica en los conodontos no sólo afecta al color de los mismos, sino también a otras propiedades como la opacidad, la textura y la presencia o ausencia de materia blanca en los elementos conodontales. Así, los conodontos con un CAI = 1, son transparentes y lisos, observándose la materia blanca; con el incremento de la temperatura se van volviendo opacos, su textura se vuelve rugosa o sacaroidea y por último desaparece la materia blanca.

Las variaciones de color y textura de los conodontos, que constituyen la base de este método, pueden estar influidas por procesos que no implican necesariamente un incremento de la temperatura. En primer lugar, el tipo de roca puede condicionar su color debido al diferente coeficiente de conductividad térmica. En este sentido Epstein *et al.* (1977) señalaron que los valores CAI por ellos establecidos correspondían a elementos conodontales extraídos de rocas calizas. Mayr *et al.* (1978) mencionaron que el color puede verse modificado hasta en una unidad CAI dependiendo del tipo de roca. Por su parte, Legall *et al.* (1982) observaron que conodontos obtenidos de calizas y pizarras, de edad similar, diferían en media unidad CAI.

Algunos procesos diagenéticos, como la dolomitización y la hematitización, también pueden modificar el color y la textura de los elementos conodontales. Landing (1981) señaló que los conodontos se vuelven blancos por efecto de la dolomitización. March-Benloch y De Santisteban (1993) demostraron que la corrosión y formación de sobrecrecimientos de apatito en los conodontos, debido al reemplazamiento de calcita o la absorción de fosfato durante la dolomitización, pueden producir anomalías en el CAI indicativas de su profunda alteración diagenética y no vinculadas con el metamorfismo orgánico. La hematitización modifica el color y la textura generando una pátina superficial rojiza, normalmente sobreimpuesta al color original, o tiñendo los elementos internamente por infiltración de fluidos. Sarmiento y García-López (1996) señalan que en estos casos es necesario un estudio de la textura con microscopio electrónico de barrido (MEB), puesto que los elementos que han sufrido dolomitización exhiben texturas sacaroideas, debido al crecimiento de cristales epigenéticos y pseudomorfo.

Lindström (1964) señaló que la meteorización produce un blanqueado superficial o decoloración de los elementos conodontales, aunque Nicoll (1981) y Gorter (1984) desestimaron la importancia de este proceso sobre la variación del color. Sarmiento (1993) analizó los conodontos procedentes de dos muestras, una limonitizada y otra no meteorizada, ambas correspondientes a un mismo nivel, y encontró diferencias significativas entre ellos, por un lado el índice de alteración del color variaba en varios grados CAI, y por otro se observaba una incipiente disolución de la pared en los ejemplares procedentes de la muestra meteorizada.

También durante en tratamiento químico, especialmente de rocas con un bajo contenido en carbonato cálcico, una disolución de ácido al 10 o 15% puede corroer la superficie de los elementos modificando su textura, e incluso disolver parte de los mismos (Jeppsson *et al.*, 1985).

CAI	Textura	Intervalo térmico	Profundidad enterramiento (Apalaches)	Palinomorfos		Vitrinita		Tipo de carbon	Hidrocarburos	Cristalinidad Illita ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Zona de metamorfismo	Zona de diagénesis
				TAI	%C	(R <sub>v</sub> )	C fijo					
1	lisos, transparentes, materia blanca visible	<50-80°C	<1220 m.	1-5	<82	<0,8	60%		gas húmedo y aceite		Eogénesis	
1,5		50-90°C	1220-2440 m.	5,+5	81-84	0,70-0,85	60-65%	Bituminosos		>0,42	Catagénesis	
2	lisos, transparentes, mat. blanca visible, apariencia lechosa	60-140°C	2440-3660 m.	5-6	81-87	0,85-1,30	65-73%		aceite pesado-liviano y gas húmedo			
3	lisos, sólo transparentes ápices de denticulos, mat. blanca oscurecida	110-200°C	3660-5490 m.	+5-6	83-89	1,40-1,95	74-84%	Semi-antracita	gas húmedo gas seco		Metagénesis	
4	lisos, opacos, mat. blanca marrón a grisácea	190-300°C	5490-7930 m.	6	84-90	1,95-3,60	84-95%	Antracita				
5	lisos, opacos, mat. blanca gris a negra, si es visible	300-480°C	7930-9150 m.	>6-7	>90	>3,60	>95%				0,25-0,42	
6	superficie rugosa, mat. blanca no visible	360-550°C										Anquizona
7	superficie sacaroides, opacos	480-610°C						Meta-antracita	Estéril		<0,25	Epizona
8	superficie irregular, estructuras delicadas ausentes	>600°C										Mesozona

**Tabla 5.5.-** Variaciones texturales asociadas a la alteración del color de los conodontos y su comparación con otros índices de metamorfismo orgánico y mineral. Adaptada de Sarmiento y García-López (1996).

Una vez se ha descartado que el color se deba a alguno de los supuestos anteriores se puede llevar a cabo la determinación del Índice de Alteración del Color de los conodontos. Este es un método sencillo, expeditivo y de bajo coste, que sólo requiere de la comparación de las colecciones de conodontos con los estándares, utilizando una lupa binocular (Harris, 1981).

No obstante es necesario tener en cuenta que bajo las mismas condiciones de temperatura, los elementos robustos, con una pared más gruesa, son más oscuros que los elementos delicados o juveniles, con paredes más finas, debido al mayor número de lamelas de los primeros, y por lo tanto de materia orgánica (Epstein *et al.*, 1977; Orndorff *et al.*, 1988). Como señalaron Epstein *et al.* (1977) es principalmente la parte basal de los conodontos inalterados la que cambia de color, ya que contiene una mayor proporción de materia orgánica. En tanto que la materia blanca, que tiende a concentrarse en los denticulos, aparece inalterada hasta el CAI 4, volviéndose cristalina, gris o negra por encima de dicho valor.

Así, siempre que ha sido posible hemos realizado la determinación del CAI sobre elementos conformes de paredes finas, como *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) y, en aquellas muestras en las que sólo había presentes formas robustas, en el margen más delgado del elemento.

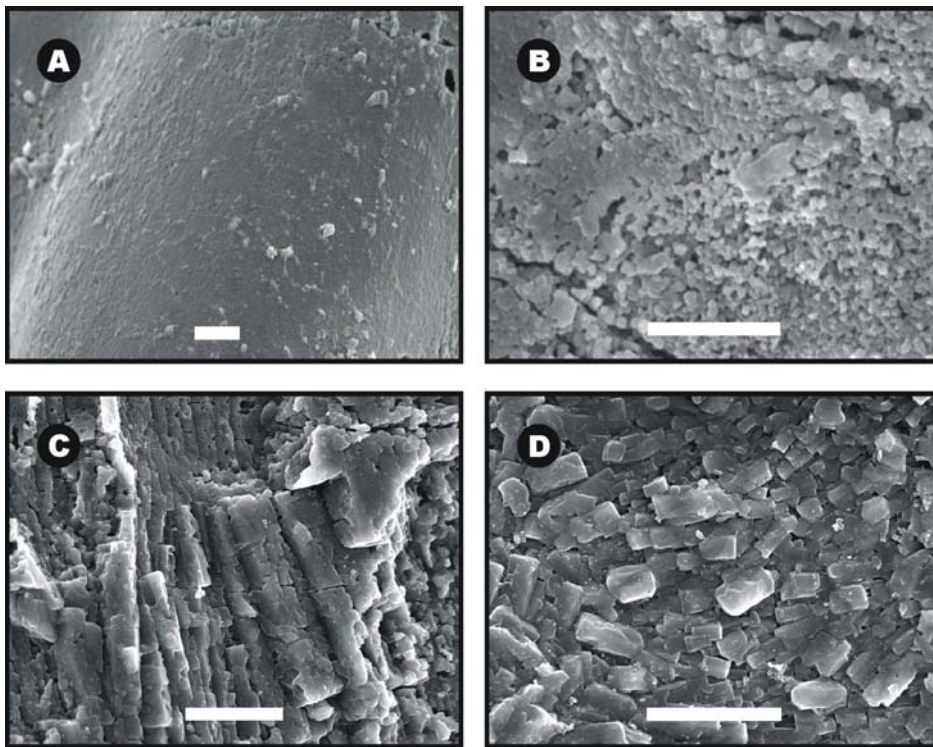
En las localidades muestreadas hemos encontrado una amplia variabilidad del grado CAI, coexistiendo en una misma muestra diferentes grados de maduración térmica. En general, los valores oscilan entre el CAI 2 y el CAI 6, aunque excepcionalmente se han registrado elementos que alcanzan un valor de CAI 7 (Lám. 8). Un aspecto llamativo es que pese a las variaciones observadas, no hemos identificado ningún ejemplar que presente un índice de alteración del color correspondiente al grado 5. En algunas muestras, además, algunos ejemplares exhiben una pátina de alteración superficial que les confiere una coloración gris o blanquecina (Lám. 8). Los valores concretos para cada una de las muestras estudiadas están reflejados en las tablas de abundancia de conodontos (apartado 5.10). Los valores obtenidos por Sarmiento *et al.* (1998) para el Sinclinal de Corral de Calatrava y el Macizo de Nevera coinciden con los observados en este trabajo, si bien para el área de Fombuena señalan valores CAI por encima de 4, no habiendo obtenido, como en nuestro caso, ejemplares con valores CAI=2.

Según los datos experimentales obtenidos por Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987) los valores que hemos obtenido corresponden a un rango de temperaturas entre 90 y más de 600°C, y suponen una profundidad de enterramiento, considerando un gradiente geotérmico de 25°/km, de 3,6-24 kilómetros. Es evidente, conociendo la historia geológica de las zonas estudiadas, que los valores obtenidos son anómalos, pues nunca se alcanzan unos recubrimientos tan importantes.

La hipótesis postulada para explicar los datos térmicos obtenidos a partir del análisis del Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI) es la existencia de fluidos hidrotermales que habrían afectado de manera diferencial a los materiales estudiados, como señalaron Rejebian *et al.* (1987).

Como primera aproximación resulta indudable que si los materiales de los que hemos obtenido estos ejemplares hubieran estado sometidos a las temperaturas que se infieren del CAI, entre 200-500°C aproximadamente, la roca presentaría signos evidentes de metamorfismo que no hemos observado al analizar las microfacies, además sus estructuras sedimentarias y fósiles están relativamente bien conservados.

En segundo lugar, el análisis textural de nuestros ejemplares ha puesto de manifiesto la existencia de algún mecanismo por el cual la textura se ha visto modificada. Los elementos conodontales que conservan la pared inalterada presentan valores de CAI bajos y la superficie lisa (figura 5.24.A). Los efectos de la corrosión quedan registrados sobre la pared de los conodontos con relieve negativo, puesto que suponen una pérdida de material (figura 5.24.B). Sin embargo, los ejemplares obtenidos de materiales que se han visto afectados por procesos hidrotermales (Rejebian *et al.*, 1987) presentan un aspecto sacaroides. Esto se debe a que la superficie de la pared aparece recristalizada, pero a diferencia de los fenómenos de recristalización s.s., los cristales son de menor tamaño y no aparecen orientados según las direcciones de crecimiento originales (fig. 5.24.C y 5.24.D).



**Figura 5.24.-** Texturas determinadas en los elementos conodontales que integran nuestras colecciones. **A:** pared inalterada, ejemplar MGM-4084-O [F(A)-CC58-C]; **B:** pared con signos de corrosión, ejemplar MGM-4615-O [CC(B)-CU5-R]; **C:** Pared recristalizada, ejemplar MGM-4514-O [CC(A)-CU3a-P]. **D:** textura sacaroides, ejemplar MGM-4464-O [T-CU2-O]). Fotografías realizadas con microscopio electrónico de barrido (MEB). La escala gráfica representa 10 micras.

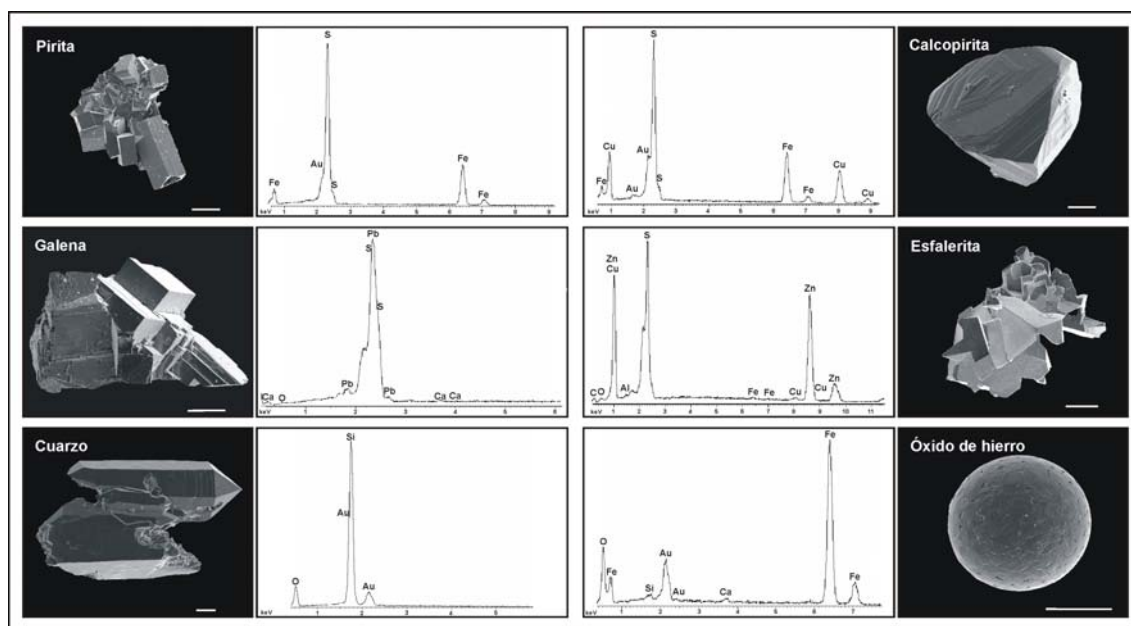
Así, el primer proceso identificado que ha modificado el Índice de Alteración del Color de nuestros ejemplares y que ha dado lugar a las anomalías observadas es la dolomitización. Como se explicó en el capítulo dedicado a las microfacies, se han identificado niveles parcial o totalmente dolomitizados en algunas de las

secciones investigadas. Los valores de CAI que exhiben los elementos conodontales procedentes de estos materiales corresponden, en general, a 4,5 y 5,5, siendo su textura el aspecto más característico que nos permite identificar la dolomitización como causante de estos valores.

Por otra parte, algunos autores han realizado estudios sobre los yacimientos minerales de Pb-Zn presentes en la Fm. Caliza de Cistoideos (López Ciriano *et al.*, 1994), en la Fm. Ojos Negros (Fernández-Nieto *et al.*, 2003) y en la “Caliza Urbana” (Ríos Aragües y Clavería Muñoz, 1979; Palero y Martín-Izard, 1988), señalando que en ambas unidades aparece una mineralización diseminada cuya paragénesis corresponde a calcopirita, pirita, esfalerita, galena, pirrotina, marcasita, cobaltina e ilmenita, en el primer caso, y a esfalerita, galena y calcopirita, en el segundo. En ambos casos los minerales de la ganga corresponden a calcita, dolomía y cuarzo.

En los residuos insolubles procedentes del tratamiento químico de las muestras hemos obtenido diferentes minerales que hemos analizado utilizando dispersión de Rayos-X (EDS) para identificar la paragénesis mineral.

Muchos cristales son idiomorfos, con aristas vivas, no redondeadas, lo que descarta que hayan sufrido transporte, y por lo tanto han de considerarse autigénicos. La paragénesis obtenida (fig. 5.25), constituida principalmente por pirita, calcopirita, esfalerita, galena, cuarzo y óxidos de hierro, es típica de los yacimientos hidrotermales de tipo “Mississippi Valley”.



**Figura 5.25.-** Fotografías de microscopio electrónico de barrido (MEB) y análisis de dispersión de Rayos-X (EDS) realizados a los minerales obtenidos en los residuos insolubles. La escala gráfica representa 100 micras.

López Cirano *et al.* (1994) proponen un modelo genético para las mineralizaciones determinadas en la Fm. Caliza de Cistoideos según el cual, éstas se habrían generado a partir de soluciones acuosas meteóricas de baja temperatura (130-210°C), dada su similitud con los depósitos de Messina (Sudáfrica). Según

Fernández-Nieto *et al.* (2003) en el distrito de Sierra Menera las mineralizaciones de goethita se desarrollaron a partir de procesos de oxidación contemporáneos con la karstificación de los carbonatos por aguas meteóricas durante el Plioceno final, las grauwacas, pizarras y hierros oolíticos podrían haber sido la fuente de los fluidos que produjeron los carbonatos Mg-Fe y la filtración de metales desde estas rocas puede considerarse para el alto contenido en Fe de los depósitos de magnesita-siderita. Palero y Martín-Izard (1988), sin embargo, consideran que las mineralizaciones presentes en la "Caliza Urbana", en las inmediaciones de Huertezuelas, tienen un carácter temprano, estando el proceso de concentración de Zn y Pb relacionado con la diagénesis y dolomitización del paquete carbonatado terminal.

Harris *et al.* (1990) analizaron las anomalías de CAI que presentaban los conodontos obtenidos en materiales carbonatados del Carbonífero Inferior en Indiana (Estados Unidos). Estos autores observaron que los elementos mostraban una amplia variación del grado CAI, desde el grado 1,5 al 7, tanto entre distintas localidades, como en muestras de la misma localidad o incluso dentro de cada muestra. Como en nuestro caso, no fueron encontrados microelementos que mostrasen un índice de color correspondiente al grado 5. Harris *et al.* (1990) concluyeron que esta variación del grado CAI, considerada de manera conjunta con la textura superficial que exhibían los ejemplares de sus colecciones, evidenciaba la existencia de un evento hidrotermal con temperaturas de al menos 200°C, compatible con un sistema hidrotermal de tipo "Mississippi Valley".

Así, la variabilidad de los valores de CAI en los elementos que integran nuestras asociaciones, la textura sacaroidea que presentan y la pátina superficial grisácea que muestran indican, con seguridad la existencia de actividad hidrotermal (p. ej. Rejebian *et al.*, 1987; Harris *et al.*, 1990), relacionada con la dolomitización de los materiales o con la formación de yacimientos minerales de sulfuros. Hipótesis que, en nuestro caso, viene acreditada por las microfacies determinadas y la paragénesis mineral presente en las muestras.

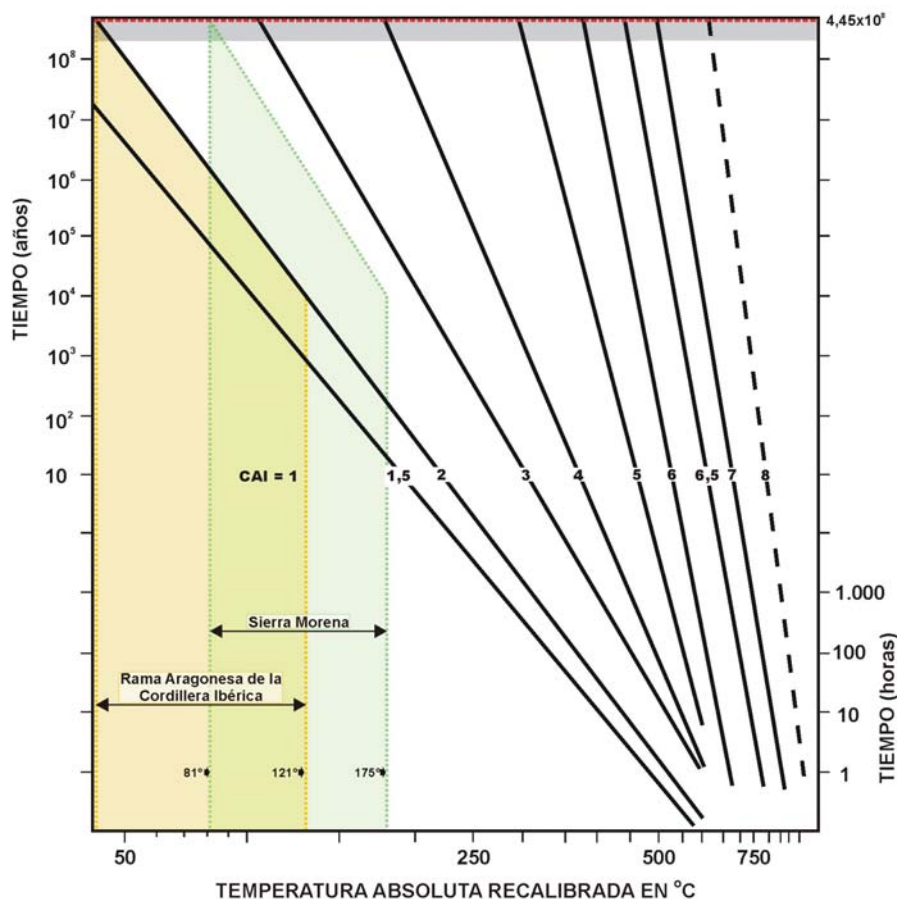
Esto significa que el color que presentan los ejemplares analizados ha sido modificado por factores no relacionados con el incremento de la temperatura. Así, siguiendo las recomendaciones de Rejebian *et al.* (1987) no creemos conveniente estimar paleotemperaturas, si bien los valores de CAI más bajos pueden resultarnos orientativos.

El valor CAI más bajo determinado en los ejemplares de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica corresponde al grado 2 y en los procedentes de las localidades investigadas en Sierra Morena al grado 2,5. Los ejemplares recuperados en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica no permiten realizar estimaciones, puesto que no reúnen las condiciones anteriormente reseñadas para determinar el Índice de Alteración del Color.

Según el trabajo de Epstein *et al.* (1977) estos valores indican, respectivamente, rangos de temperaturas entre 60-100°C (CAI 2) y 100°-140°C (CAI 2,5). En función de los datos de campo obtenidos por Epstein *et al.* (1977) para la Cuenca de los Apalaches, tales valores corresponderían a profundidades de

enterramiento entre 2,4-3,0 km para las localidades estudiadas en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y entre 3,0-3,6 km para Sierra Morena.

Representando estos valores en el diagrama de Arrhenius (fig. 5.26) desarrollado por Epstein *et al.* (1977) y ampliado por Rejebian *et al.* (1987), en el que podemos ponderar el factor tiempo no recogido en las tablas de CAI, los rangos de temperatura, para cada área, corresponden a <math>50-121^{\circ}</math> y <math>81-175^{\circ}</math>, dependiendo del tiempo durante el que los conodontos hayan estado sometidos a dichas temperaturas.



**Figura 5.26.-** Diagrama de Arrhenius que muestra el rango de temperaturas inferido a partir del Índice de Alteración del Color de nuestros especímenes. El sombreado indica el rango estratigráfico de los conodontos y la línea punteada roja el Kralodvoriense. Adaptada de Rejebian *et al.* (1987).

## 5.9.- DESCRIPCIONES SISTEMÁTICAS

Phylum CHORDATA Bateson, 1886

Clase CONODONTA Pander, 1856

**Diagnosis** (Dzik, 1994: 53) “...Animales de cuerpo descubierto (ejemplares carboníferos con cuerpo de lamprea). Aparato bucal constituido por elementos fosfáticos, dispuestos en pares, a ambos lados de la apertura oral media. Cada

*elemento está compuesto por una corona cónica secretada hacia fuera, y por un relleno basal (normalmente de escaso desarrollo) en el interior de la cavidad basal.”*

#### Orden BELODELLIDA Sweet, 1988

Incluye tres familias: Bellodelidae, Ansellidae y Dapsilodontidae.

#### Familia BELODELIDAE Khodalevich y Tschernic, 1973

Los géneros pertenecientes a esta familia poseen aparatos constituidos por cuatro o cinco morfotipos. Los elementos conodontales son, con alguna excepción, cónicos, profundamente excavados y alargados, con las paredes finas y lisas, aunque recorridas por aristas y costillas longitudinales que, en algunas especies, pueden presentar una diminuta denticulación.

En esta familia se incluyen los géneros *Belodella* Ethington, 1959; *Coelocerodontus* Ethington, 1959; *Dvorakia* Klapper y Barrick, 1983; *Stolodus* Lindström, 1955 y *Walliserodus* Serpagli, 1967.

#### Género *Walliserodus* Serpagli, 1967

**Especie tipo:** *Acodus curvatus* Branson y Branson, 1947

1967 *Walliserodus* n. gen. - Serpagli, p. 104.

1975 *Walliserodus* Serpagli - Cooper, pp. 995-996.

1977 *Walliserodus* Serpagli - Barrick, pp. 58-59.

**Diagnosis multielemental** (Cooper, 1975: 995): “Género multielemental con un aparato que contiene un elemento acodontiforme y un grupo de elementos paltodontiformes costulados en una serie morfológica intergradante”.

**Observaciones:** Los elementos que forman el aparato de *Walliserodus* se caracterizan por presentar costillas prominentes y excavaciones profundas.

Según Barrick (1977), el aparato de *Walliserodus* está constituido por un elemento M erecto, con el margen asimétrico y biconvexo, y una serie de transición que incluye elementos fuertemente costulados, con ápices muy recurvados distalmente, correspondiendo la sección basal de los morfotipos que la integran a: simétrica biconvexa (Sd), simétrica triangular (Sa), asimétrica triangular (Sb) y asimétrica biconvexa (Sc).

Algunos autores (p. ej. Seddon, 1970; Klapper y Philip, 1971) han considerado a *Walliserodus* como sinónimo de *Coelocerodontus*. Sin embargo, la diagnosis original de *Coelocerodontus* (Ethington, 1959: 273) indica que la cavidad basal se extiende hasta el ápice de la cúspide, mientras que, la cavidad basal en los elementos de *Walliserodus* ocupa las 2/3 o 3/4 partes inferiores de cada elemento.

**Especies asignadas:** Son numerosas las especies asignadas a este género. Entre las formas ordovícicas destacan *Walliserodus ethingtoni* (Fåhræus, 1966); *W. amplissimus* (Serpagli, 1967); *W. costatus* Dzik, 1976 y *W. iniquus* (Viira, 1970).

Dzik (1994: 58) puso en sinonimia las especies *W. nakholmensis* (Hamar, 1966) y *W. amplissimus* (Serpagli, 1967). Aunque somos conscientes de que según el principio de prioridad expresado en el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica, el binomio correcto sería el propuesto por Hamar (1966), debido a la amplia aceptación y uso del propuesto por Serpagli (1967) hemos utilizado este último en el listado de especies asignadas al género.

**Distribución:** Las distintas especies de *Walliserodus* se citan en materiales correspondientes al intervalo Ordovícico basal-Silúrico Inferior. Concretamente, la especie *Walliserodus amplissimus* (Serpagli, 1967) aparece en materiales del Ordovícico Superior de los Alpes Cárnicos (Serpagli, 1967; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001), la Península Ibérica (Carls, 1975; Sarmiento, 1993), Polonia (Dzik, 1994), Reino Unido (Orchard, 1980; Armstrong *et al.*, 1996) y Canadá (Nowlan y McCracken, 1988; Nowlan *et al.*, 1997; McCracken, 2000).

*Walliserodus?* sp.

(Figs. 5.27.A-E; 5.28.A-C; [Lám. 9, figs. 2-4](#))

**Material estudiado:** 1 ejemplar procedente de la “Caliza Urbana” en la sección de A de Corral de Calatrava y 8 ejemplares procedentes de la misma unidad en la localidad de Villanueva de San Carlos (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Los ejemplares corresponden a formas cónicas simples asimétricas que ocuparían una posición S en el aparato conodontal. Poseen bases, longitudinal y proporcionalmente, muy largas en contraste con cúspides más cortas.

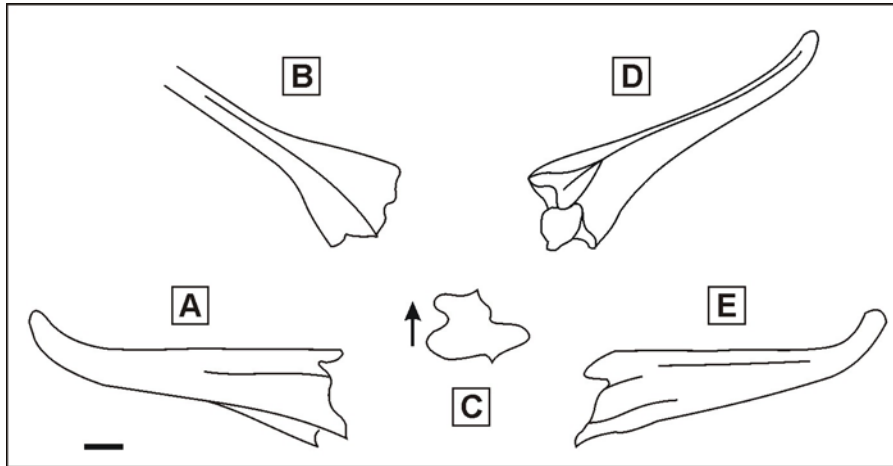
Según su morfología podemos diferenciar dos tipos de elementos. El primero (fig. 5.27), presenta cúspides proclinas y una sección transversal basal pseudo-rómbica, debido a que los márgenes anterior y posterior son muy agudos y a la presencia de dos prominentes carenas situadas en los flancos laterales, en posición media. En el ejemplar figurado (fig. 5.27.D) hemos podido apreciar en el tercio distal de la base la existencia de tres costillas, una es continuación de la costilla posterior y las otras dos, están desarrolladas a partir de ésta, en sentido divergente.

El segundo morfotipo identificado ([Lám. 9, fig. 4](#); fig. 5.28) se caracteriza por presentar la cúspide recurvada, tiene la sección transversal de la base triangular debido al desarrollo de una costilla posterior y una anterior, que se bifurca aproximadamente en la mitad distal de la base, dando lugar a un intervalo anterior plano entre ellas. En el flanco lateral externo de la base aparece una carena; mientras que el flanco lateral interno porta una costilla; ésta se inicia cerca de la porción posterior de la cúspide y desaparece antes de llegar al margen basal, donde ocupa una posición media.

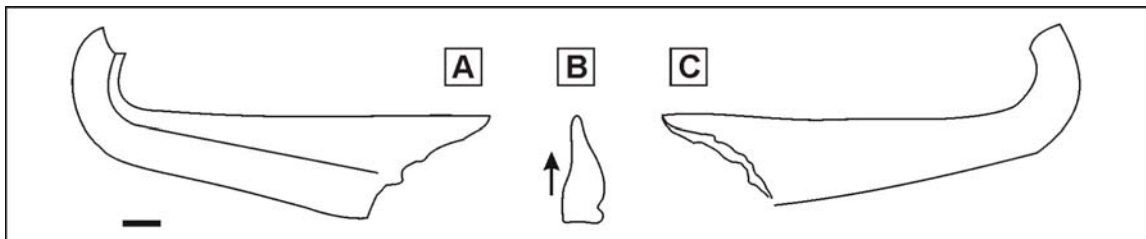
Todos los elementos, independientemente de su morfología, tienen cavidades basales profundas, cuyo ápice se sitúa próximo al inicio de la cúspide.

**Microestructura:** Las paredes de los elementos son lisas.

**Observaciones:** Nuestros ejemplares muestran características comunes con las formas incluidas en el género *Walliserodus*, como la presencia de costillas y excavaciones longitudinales profundas, sin embargo realizando una comparación con los representantes del mismo figurados en la literatura, hemos apreciado diferencias en cuando a la longitud de la base y la sección transversal. Además la presencia de fuertes carenas, no descritas en otras formas del género crea cierta incertidumbre a la hora de incluir los elementos conodontales de la colección estudiada en *Walliserodus*.



**Figura 5.27.-** *Walliserodus?* sp. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4673-O [VSC-CU1-U]. **A:** vista lateral; **B:** vista anterior; **C:** vista aboral; **D:** vista posterior y **E:** vista lateral. La escala gráfica representa 100 micras y la flecha apunta hacia el margen posterior del elemento.



**Figura 5.28.-** *Walliserodus?* sp. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4674-O [VSC-CU1-U]. **A:** vista lateral interna; **B:** vista aboral y **C:** vista lateral externa. La escala gráfica representa 100 micras y la flecha apunta hacia el margen posterior del elemento.

#### Familia ANSELLIDAE Fåhræus y Hunter, 1985

Los representantes de esta familia se caracterizan por aparatos que exhiben series de transición simétricas, pero no series de transición curvas. Estos incluyen elementos coniformes simples con dentículos posteriores, un elemento geniculado y un elemento coniforme simple con dentículos posteriores y anteriores. Suelen presentar estrías superficiales (Fåhræus y Hunter, 1985b: 1172).

La familia reúne los géneros *Hamarodus* Viira, 1974 y *Ansella* Fåhræus y Hunter, 1985b. Sweet (1988: 49-50), autor del que hemos adoptado la

clasificación supragenérica, planteó sus reservas acerca de la relación entre *Hamarodus* y *Ansella*, e incluyó al primero dentro de esta familia con dudas.

Género *Ansella* Fåhræus y Hunter, 1985

**Especie tipo:** *Belodella jemtlandica* Löfgren, 1978.

1985b *Ansella* n. gen. - Fåhræus y Hunter, p. 1172.

**Diagnosis multielemental** (Fåhræus y Hunter, 1985b: 1173): “Aparato conodontal con elementos coniformes simples no denticulados, plano-convexos a biconvexos; elementos coniformes simples plano-convexos con denticulos a lo largo del margen posterior de la base y elementos geniculados no denticulados. Los elementos coniformes simples, denticulados o no denticulados, muestran una serie de transición simétrica. La estriación superficial puede estar presente en todos los elementos. La cavidad basal es profunda, excepto en la forma geniculada”.

**Observaciones:** La especie tipo de *Ansella* fue previamente referida al género *Belodella* Ethington. Fåhræus y Hunter (1985b) crearon el nuevo género para distinguir aquellas formas que difieren de *Belodella* por incluir en el aparato un elemento geniculado y por carecer de una serie de transición curva.

**Especies asignadas:** *Ansella jemtlandica* (Löfgren, 1978); *A. nevadensis* (Ethington y Schumacher, 1969) y *A. pseudorobusta* (Serpagli, 1967).

**Distribución:** *Ansella* se ha citado en Norteamérica (Ethington y Schumacher, 1969), Canadá (Fåhræus y Hunter, 1985b); los Alpes Cárnicos (Serpagli, 1967; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001) y Cerdeña (Ferretti y Serpagli, 1998) en materiales del Ordovícico Medio a Superior.

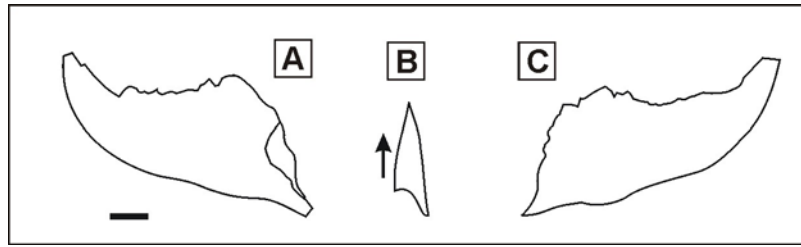
*Ansella?* sp.

(Fig. 5.29.A-C; [Lám. 9, fig. 1](#))

**Material estudiado:** Un ejemplar procedente de la unidad “Caliza Urbana” en la sección de Villanueva de San Carlos (MGM-4676-O [VSC-CU1-U]) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Se trata de un elemento cónico simple asimétrico. La cúspide es muy corta y proclina. La base es larga, en sentido longitudinal, y alta, en sentido transversal; siendo la sección de la misma pseudo-triangular. El borde posterior de la base habría soportado aparentemente una tenue denticulación, aunque el estado de conservación del ejemplar no permite apreciar ésta de manera inequívoca. El margen anterior del elemento es agudo. Los flancos laterales son lisos, sin costillas u otros elementos ornamentales, el flanco interno es aproximadamente plano, mientras que el externo es convexo. La cavidad basal es amplia y profunda y su ápice está dirigido hacia el borde anterior del elemento.

**Microestructura:** El deterioro del ejemplar no permite observar ninguna característica distintiva a este respecto.



**Figura 5.29.**- *Ansella?* sp. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4676-O [VSC-CU1-U]. **A:** vista lateral externa; **B:** vista aboral y **C:** vista lateral interna. La escala gráfica representa 100 micras y la flecha apunta hacia el margen posterior del elemento.

**Observaciones:** Hemos encontrado grandes similitudes entre el ejemplar aquí descrito y los ejemplares figurados por Serpagli (1967: Lám. 11, fig. 4) y Orchard (1980: Lám. 4, fig. 32), identificados como *Belodella erecta* (en morfotaxonomía) y *Belodella* sp., respectivamente. Por esta razón y teniendo en cuenta que la asignación genérica correcta de estos dos últimos los incluiría dentro de *Ansella* y considerando el estado de conservación de nuestro ejemplar, éste se ha asignado al género *Ansella* sin más precisiones, por insuficiencia de material.

#### Género *Hamarodus* Viira, 1974

**Especie tipo:** *Distomodus europaeus* Serpagli, 1967

1974 *Hamarodus* n. gen. - Viira, p. 136; elemento Pb.

1976 *Hamarodus* Viira - Dzik, fig. 36.

1980 *Hamarodus* Viira - Orchard, p. 21.

**Diagnosis multielemental enmendada** (este trabajo): El aparato de *Hamarodus* consta de seis elementos. La posición M está ocupada por un elemento cónico geniculado. La posición S incluye cuatro elementos ramiformes que constituyen una serie de transición simétrica: alado (Sa), tertio pedado (Sb), dolobrado (Sc) y quadrirramoso (Sd). La posición P está ocupada por un elemento rastrado.

El elemento más diagnóstico de este género es el P, no obstante el resto de los elementos que integran su aparato conodontal pueden ser fácilmente reconocidos frente a los de formas coetáneas por la marcada concavidad que exhiben del margen basal bajo el proceso posterior.

**Observaciones:** Dzik (1976: 435, fig. 36), en la primera reconstrucción multielemental propuesta para *Hamarodus europaeus*, incluye elementos ozarkodiniformes, cordylodiformes y oistodiformes, si bien señala que el escaso número de ejemplares de que dispone hace que se trate de una reconstrucción incompleta. Orchard (1980: 21) completa la reconstrucción de Dzik (*op. cit.*). Como se desprende de la lista de sinonimias reflejada por Orchard (1980), el aparato de *Hamarodus* constaría de cuatro morfotipos en las posiciones Pb, M, Sa y Sc, y señala la posibilidad de que incluyera un quinto morfotipo, en la posición Sb.

Dzik (1983: 72-73, fig. 6) ilustra el aparato de este género como quinquemembrado, con un elemento rastrado en la posición P, una serie de transición simétrica formada por tres morfotipos ramiformes en las posiciones S; y un elemento cónico geniculado en la posición M. No obstante, postuló que la posición P incluye morfotipos sp y oz, y que los elementos S de tipo tr y pl presentan denticulación en los procesos laterales, aunque estos dentículos pueden ser de reducido tamaño. La notación que utiliza este autor queda reflejada en la tabla 5.3. Según Dzik (*op. cit.*) las características morfológicas de los elementos de *Hamarodus europaeus* indicarían una posible relación filogenética con el género *Ansellia* Fåhræus y Hunter, 1985b.

Dzik (1989: 22; fig. 16) reconstruye el aparato de este género con siete morfotipos; dos rastrados, en las posiciones Pa y Pb; cuatro ramiformes, en las posiciones Sa, Sb, Sc y Sd; y un coniforme geniculado, en la posición M. Esta propuesta ha sido secundada por numerosos autores, entre los que destacan Sarmiento (1993), Dzik (1994), Armstrong *et al.* (1996), Ferretti y Barnes (1997), Bagnoli *et al.* (1998), Ferretti (1998), Ferretti *et al.* (1998), Ferretti y Serpagli (1998) y Ferretti y Schönlaub (2001).

Un aspecto llamativo de estas reconstrucciones es que las diferencias observadas en los morfotipos Pa y Pb no parecen concluyentes. El morfotaxón *Distomodus europaeus* Serpagli (1967), que ocuparía la posición Pb en el esquema multielemental de *Hamarodus europaeus*, corresponde a elementos rastrados que pueden tener o no dentículos en el margen anterior de la base y en los que, según lo ilustrado por Serpagli (1967: Lám. 14, figs. 1-6), las prolongaciones anterior y posterior del margen basal pueden estar desarrolladas en diferente grado. Estas características corresponden tanto a los morfotipos Pa como Pb ilustrados en la literatura (p. ej. Dzik, 1989; Orchard, 1980; Dzik, 1994; Armstrong *et al.*, 1996; Ferretti y Barnes, 1997; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti, 1998; Ferretti *et al.*, 1998; Ferretti y Serpagli, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001) por lo que concluimos que en *H. europaeus*, es posible que la posición P esté ocupada por un único morfotipo, carácter que proponemos elevar a la diagnosis genérica.

**Especies asignadas:** Sólo la especie *Hamarodus europaeus* (Serpagli, 1967) se ha asignado al género.

**Distribución:** La presencia de *Hamarodus europaeus* se ha citado en numerosas localidades del Ordovícico Medio y Superior de Europa, como Italia (Serpagli, 1967; Ferretti y Serpagli, 1991; Leone *et al.*, 1991; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Serpagli, 1998; Ferretti *et al.*, 1998), Polonia (Dzik, 1976, 1994), Gran Bretaña (Orchard, 1980; Bergström y Orchard, 1985; Armstrong *et al.*, 1996), Alemania (Fuchs, 1990; Ferretti y Barnes, 1997), Austria (Ferretti y Schönlaub, 2001), España (Fuganti y Serpagli, 1968; Hafenrichter, 1979; Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 1999; del Moral, 2002a, 2005), Francia (Weyant *et al.*, 1977), y Bohemia (Ferretti, 1998). También se ha identificado fuera del ámbito europeo en Canadá (Nowlan *et al.*, 1997), NE de Rusia (Zhang y Barnes, 2007) y el Sur de China (An, 1981; Chen y Zhang, 1984), caracterizando, en esta última, una biozona homónima que abarca gran parte del Caradoc (Wang y Wang, 1983). En la

Península Ibérica aparece registrado en materiales kralodvorienses de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*.

*Hamarodus europaeus* (Serpagli, 1967)  
(Lám. 5, fig. 9; Lám. 9, figs. 5-16; Lám. 10, figs. 1-14)

- 1955 *Microcoelodus?* sp. Rhodes, p. 133, Lám. 10, figs. 15, 19, 22; elemento Pb.  
 1955 *Cordylodus elongatus* Rhodes - Rhodes, p. 135, Lám. 7, figs. 5-6; elemento Sc.  
 1955 *Oistodus* sp. Rhodes, p. 126, Lám. 10, fig. 9; elemento M.  
 1959 *Cordylodus* n. sp. Lindström, p. 438, Lám. 3, figs. 34-36; elemento Sc.  
 1959 *Oistodus* n. sp. Lindström, p. 440, Lám. 3, fig. 13; elemento M.  
 ? 1964 *Roundya prima* Walliser, p. 71, Lám. 4, fig. 6, Lám. 31, figs. 1-2; elemento Sa.  
 ? 1964 *Neoprioniodus brevirameus* n. sp; Walliser, p. 47, Lám. 4, fig. 5, Lám. 29, figs. 5-10; elemento Sc.  
 \* 1967 *Distomodus europaeus* n. sp. Serpagli, p. 64, Lám. 14, figs. 1-6; elemento P.  
 1967 *Oistodus niger* Serpagli, p. 79, Lám. 20, figs. 1-7; elemento M.  
 1967 *Gothodus excavatus* Knüpfer, p. 30, Lám. 11, figs. 2, 7; elemento Sb.  
 1976 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Dzik, p. 435, fig. 36 (con sinonimia).  
 1980 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Orchard, p. 21, Lám. 4, figs. 22, 25, 29-31; multielemental (con sinonimia).  
 ? 1981 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - An, p. 153, Lám. 31, fig. 5.  
 1984 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Chen y Zhang, pp. 127 y 128, Lám. I, figs. 21-25.  
 1985 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Bergström y Orchard, Lám. 2.5, figs. 4, 7, 12.  
 1989 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Dzik, Fig. 16.  
 1990 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Fuchs, p. 206, Lám. 6, fig. 2.  
 1991 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti y Serpagli, Lám. 2, figs. 1-6.  
 v. 1993 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Sarmiento, pp. 237-241, Lám. 2, fig. 3; Lám. 3, figs. 5, 10; Lám. 11, figs. 1-15.  
 1994 *Hamarodus brevirameus* (Walliser) - Dzik, pp. 111-112, Lám. 24, figs. 14-19; Fig. 31a.  
 1996 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Armstrong *et al.*, pp. 16-17, Fig. 9.5-6; Fig. 10.  
 1997 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti y Barnes, pp. 22-23, Lám. 3, figs. 1-14.  
 1997 *Hamarodus brevirameus* (Walliser) - Nowlan y McCracken, Lám. 1, figs. 18-19.  
 1998 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Bagnoli *et al.*, Lám. 1.2.2, figs. 7-10.  
 1998 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti, p. 129, Lám. 1, figs. 11-17.  
 1998 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti y Serpagli, pp. 226-227, Lám. 2, figs. 1-14 (con referencias previas).  
 v. 1999 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Sarmiento *et al.*, p. 489.  
 2000 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Sweet, p. 1150, Figs. 9.1, 9.2.  
 2001 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Ferretti y Schönlaub, Lám. 1, figs. 10-16.  
 v. 2002a *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - del Moral, pp. 73-74, Fig. 5.7.  
 v. 2002 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Sarmiento, p. 291.  
 v. 2005 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - del Moral, p. 112.  
 2007 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Agematsu *et al.*, p. 27, figs. 12.1-12.16.  
 2007 *Hamarodus europaeus* (Serpagli) - Zhang y Barnes, pp. 449-450, Fig. 7.31-7.37.

**Material estudiado:** 5 elementos P; 19 elementos M; 2 elementos Sa; 5 elementos Sb y 9 elementos Sc (ver apartado 5.10); procedentes de la sección A de Fombuena en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos), y de las secciones A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Villanueva de San Carlos, Puebla del Príncipe y Terrinches, en Sierra Morena (“Caliza Urbana”).

**Descripción:** En nuestras colecciones sólo se han identificado cinco morfotipos correspondientes a esta especie, ya que no se han encontrado elementos que puedan atribuirse al morfotipo Sd.

El morfotipo P es un elemento rastrado de paredes finas, comprimido lateralmente. La cúspide es proclina, con los bordes anterior y posterior afilados. Presenta un número reducido de dentículos discretos, de pequeño tamaño y contorno triangular, en el borde posterior de la porción basal y también en el anterior, donde pueden encontrarse, o no, bien desarrollados. El flanco lateral interno es ligeramente convexo, mientras que el flanco lateral externo presenta una carena en posición media, lo que le confiere un marcado carácter asimétrico. La cavidad basal es profunda y amplia, de sección biconvexa y con el ápice situado, aproximadamente, a 2/3 de la longitud total del elemento.

El morfotipo M corresponde a elementos coniformes geniculados asimétricos (oistodiformes). La cúspide es recurvada, aparece comprimida lateralmente y flexionada ligeramente en sentido lateral, los bordes anterior y posterior son agudos. El ángulo que forman el margen posterior de la cúspide y el margen superior de la base también es agudo, variando en nuestros ejemplares entre 20 y 40°. La base, de sección biconvexa, está muy desarrollada en sentido antero-posterior, apareciendo el flanco externo expandido en su parte media. El margen basal tiene un perfil convexo-cóncavo-convexo. La cavidad basal es amplia y profunda.

El morfotipo Sa está representado por elementos ramiformes alados. La cúspide varía de proclina a reclina, con el borde anterior ligeramente convexo y el posterior redondeado. Los procesos laterales, en posición antero-lateral externa y antero-lateral interna, son cortos y se continúan hacia la cúspide en forma de quillas. El proceso posterior es largo y denticulado. Los dentículos son discretos o ligeramente fusionados en su porción basal, y agudos. El ángulo anterior de la base es aproximadamente recto. El margen basal es cóncavo en la porción anterior, y convexo en la posterior. La cavidad basal, de sección subtriangular, es profunda y ocupa toda la superficie interna de la unidad.

Los elementos que corresponden al morfotipo Sb presentan las mismas características que las descritas para la formas ramiformes aladas respecto a la cúspide y el proceso posterior. El proceso lateral interno presenta una incipiente denticulación, mientras que el proceso externo está representado por una costilla en posición aproximadamente media. Al no ser los procesos laterales simétricos, los elementos corresponden a formas ramiformes tertio pedadas modificadas.

El morfotipo Sc es un elemento ramiforme dolobrado. La cúspide es reclina. El proceso posterior es denticulado, siendo los dentículos discretos y agudos, con diseño hindeodelliforme. Los dentículos de este proceso pueden iniciarse en la porción basal de la cúspide o a cierta distancia de la misma (Lám. 10, fig. 11). El ángulo anterior de la base es aproximadamente recto. El margen basal es convexo en la región anterior y cóncavo en la posterior. La cavidad basal, de sección biconvexa, es profunda y ocupa toda la superficie interna del elemento. En la parte media de la cúspide aparece una quilla prominente en posición anterior.

**Microestructura:** En todos los elementos identificados se ha constatado la presencia de estrías en la cúspide, más marcadas en la porción posterior de la misma y que no alcanzan el margen basal en ninguno de los ejemplares estudiados.

Orchard (1980) señala radios 9:32:8:8:33 para su colección procedente de la Fm. Rhiwlas, en Bala (norte de Gales). Por su parte, Ferretti y Barnes (1997), en material procedente del Kalkbank de Turingia, indican radios de 231(Pa):91(Pb):468(M):79(Sa):96(Sb):397(Sc):19(Sd), representando este taxón un 5% del total de la asociación. Ferretti y Serpagli (1998), en material del suroeste de Cerdeña, encuentran también una altísima representación de *Hamarodus europaeus*.

**Observaciones:** Sólo se han incluido en el aparato de *Hamarodus europaeus* aquellos elementos oistodiformes que muestran la típica concavidad del margen basal. El ángulo que forman el margen posterior de la cúspide y el margen superior de la base en los ejemplares de nuestra colección es de 20 a 40°, aunque el material figurado por Ferretti y Serpagli (1998) y Dzik (1976) muestran ángulos cercanos a los 60°.

**Comentarios a la lista de sinonimias:** Dzik (1993) renombró esta especie como *Hamarodus brevirameus* Walliser (1964) aplicando el principio de prioridad al elemento ramiforme descrito por Walliser. Nowlan *et al.* (1997) siguieron las recomendaciones presentadas por Dzik (*op. cit.*). Sin embargo, como el elemento que contiene la información específica es el P (Merril y Powell, 1980), hemos optado por adoptar el nombre que propuso Serpagli (1967) para designar en morfotaxonomía el elemento que ocupa la posición P (principal) en el aparato conodontal que, por otra parte, es el más utilizado.

Nowlan (1983) asignó a *Hamarodus* cf. *H. europaeus* sus ejemplares procedentes del grupo Grog Brook, en el noroeste de Brunswick, de edad Ordovícico tardío, por presentar algunas diferencias morfológicas con respecto a este último.

Nowlan *et al.* (1997) identificaron por primera vez *H. europaeus* en los Apalaches canadienses, en la Fm. Gross Point al suroeste de New Brunswick, siendo la abundancia de este taxón en sus asociaciones muy baja (3 ejemplares).

**Distribución:** Coincide con la del género.

*Hamarodus?* sp.  
(Lám. 11, figs. 1-4)

**Material estudiado:** 6 elementos rastrados?; 3 elementos oistodiformes y 5 elementos ramiformes (ver apartado 5.10); obtenidos en el Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (secciones A y B de Fombuena) y en la “Caliza Urbana” (secciones A de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Villanueva de San Carlos y Puebla del Príncipe).

**Descripción:** Los elementos rastrados? poseen una cúspide proclina y los márgenes anterior y posterior afilados. El flanco lateral externo presenta una carena longitudinal en posición media.

Los elementos oistodiformes (cónicos geniculados) presentan la cúspide reclina y los bordes anterior y posterior de la cúspide afilados. El margen superior de la base también es afilado. El ángulo entre el margen posterior de la cúspide y el margen superior de la base es de aproximadamente 20°.

Los elementos ramiformes, con la cúspide de proclina a reclina, aparecen muy fracturados a partir del punto de inserción de los procesos. Uno de los ejemplares, que conserva parte del proceso posterior (Lám. 11, fig. 3), permite reconocer el patrón hindeodelliforme de la denticulación; y en el margen anterior de otro de nuestros especímenes (Lám. 11, fig. 4) aparece una costilla marginal.

**Microestructura:** No presentan elementos microornamentales.

**Observaciones:** Hemos incluido dentro de este taxón aquellos ejemplares semejantes a *Hamarodus* pero cuyo estado de conservación no permite refrendar con plena certeza la asignación genérica. La fracturación del margen basal o los procesos y el alto grado de disolución del margen basal, según los casos, impiden su plena identificación taxonómica.

#### Familia DAPSILODONTIDAE Sweet, 1988

El aparato esquelético de los géneros incluidos en esta familia está constituido por elementos coniformes no geniculados, profundamente excavados y lateralmente comprimidos, que exhiben una ornamentación oblicua distintiva adyacente al margen anterior y una costilla antero-aboral en el flanco lateral (Sweet, 1988).

Se asignan a esta familia los géneros *Besselodus* Aldridge, 1982 y *Dapsilodus* Cooper, 1976.

**Observaciones:** Aldridge (1982) definió el género *Besselodus* para designar aparatos ordovícicos con características similares a los de *Dapsilodus*. La diferencia señalada por este autor entre ambos géneros es la presencia de un elemento oistodiforme en *Besselodus* y acodontiforme en *Dapsilodus*.

Sweet (1988) señaló la estrecha relación existente entre estos dos géneros en función del patrón característico de crestas en espiga que presentan en el margen anterior, utilizando este criterio para crear la familia que los incluye.

#### Género *Besselodus* Aldridge, 1982

**Especie tipo:** *Besselodus arcticus* Aldridge, 1982

1982 *Besselodus* n. gen. - Aldridge, pp. 426-428.

1988 *Besselodus* Aldridge - Nowlan y McCracken, pp. 12-13.

**Diagnos multielemental** (Aldridge, 1982: 426-428): “El aparato contiene al menos dos morfotipos, distacodiforme y oistodiforme. Todos los elementos conocidos están lateralmente comprimidos, con los bordes anterior y posterior agudos”.

**Observaciones:** Aldridge (1982) remarcó la semejanza de los elementos distacodiformes de *Besselodus* con los incluidos en la reconstrucción del género Silúrico *Dapsilodus* (Cooper, 1976: 211). También reseñó que el aparato de *Dapsilodus* está constituido por elementos distacodiformes, distacodiformes modificados y acodiformes (Barrick, 1977: 50), no habiéndose identificado ningún elemento oistodiforme (u oistodiforme modificado) para el Silúrico, que pudiera ser considerado análogo al de *Besselodus*.

En la descripción de la especie tipo *Besselodus arcticus* Aldridge, 1982 se pone de manifiesto que los márgenes laterales de la porción anterior los elementos muestran una estriación oblicua prominente. Aspecto que Aldridge (1982: 429) utiliza para señalar una posible relación entre *Besselodus* y *Dapsilodus*.

Nowlan y McCracken (1988: 12-13) revisaron la reconstrucción del aparato del género realizada por Aldridge (1982), incluyendo en el mismo cuatro elementos distacodiformes que presentaban diferencias morfológicas entre ellos (a, b, c, f?) y un morfotipo oistodiformes (e).

**Especies asignadas:** *Besselodus arcticus* Aldridge, 1982 y *Besselodus borealis* Nowlan y McCracken, 1988.

**Distribución:** El género está representado con seguridad en el Ordovícico Superior de Groenlandia (Aldridge, 1982) y Canadá (Nowlan y McCracken, 1988), al que se añade su posible hallazgo en Europa.

*Besselodus?* sp.  
(Lám. 11, fig. 5)

**Material estudiado:** Un ejemplar procedente del Miembro Rebollarejo (Fm. Caliza de Cistoideos) en la sección A de Fombuena (MGM-5464-O [F(A)-CC38-Q] (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elemento cónico no geniculado, bicostulado (distacodiforme) y comprimido lateralmente. La cúspide es proclina, con los márgenes, anterior y posterior, afilados. La base, en vista lateral, tiene la misma longitud que la cúspide (aunque no podemos descartar que se halle fracturada) y contorno triangular; su margen superior presenta un filo muy marcado, mientras que en el margen anterior este carácter es menos evidente. En la porción posterior media de los flancos se desarrolla una costilla breve, circunscrita al punto de inflexión entre la cúspide y la base del elemento. La cavidad basal es profunda y amplia, con el ápice dirigido hacia en margen anterior.

**Microestructura:** No se han observado elementos ornamentales en la pared.

**Observaciones:** Nuestro ejemplar exhibe características similares a las descritas e ilustradas para el elemento a por Nowlan y McCracken (1988: Lám. 2, figs. 2 y 3). La escasez de material del que disponemos y la ausencia de la típica estriación de la porción basal anterior del elemento son los motivos por los que hemos asignado nuestro material con dudas a este género.

#### Orden PROTOPANDERODONTIDA Sweet, 1988

Según la definición de Sweet (1988) se incluyen en este orden los conodontos con aparatos conodontales uni o multimembrados, constituidos por elementos cónicos con estrías longitudinales y surcos laterales, pero excluyendo expresamente a los conodontos panderodóntidos.

Las familias asignadas a este orden son: Protopanderodontidae, Clavohamulidae, Acanthodontidae y Drepanoistodontidae.

#### Familia PROTOPANDERODONTIDAE Lindström, 1970a

Sweet (1988) asignó a esta familia todos los conodontos incluidos según el *Treatise on Invertebrate Paleontology* (Robison, 1981) en las familias Oneotodontidae, Protopanderodontidae, Teridontidae y Scolopodontidae, ya que todos estos taxones forman aparatos esqueléticos uni o multimembrados con típicos (aunque no exclusivos) elementos cónicos no geniculados con la superficie finamente estriada. Los márgenes de las formas más simples no están ornamentados, pero pueden presentar carenas, costillas o quillas en las formas más avanzadas o especializadas de la familia.

Géneros incluidos: *Glyptoconus* Kennedy, 1980; *Monocostodus* Miller, 1980; *Oneotodus* Lindström, 1955; *Paratahconus* Landing, 1983; *Protopanderodus* Lindström, 1971; *Pseudooneotodus* Drygant, 1974; *Scabbardella* Orchard, 1980; *Semiacontiodus* Miller, 1969; *Staufferella* Sweet, Thompson y Satterfield, 1975; *Strachanognathus* Rhodes, 1955; *Teridotus* Miller, 1980; *Tropodus* Kennedy, 1980; *Utahconus* Miller, 1980 y *Variabiloconus* Landing, Barnes y Stevens, 1986.

Los géneros *Pseudooneotodus* Drygant, 1974 y *Strachanognathus* Rhodes, 1955 se incluyen dentro de esta familia con dudas (Sweet, 1988: 53).

#### Género *Protopanderodus* Lindström, 1971

**Especie tipo:** *Acontiodus rectus* Lindström, 1955

1971 *Protopanderodus* n. gen. Lindström, p. 50.

1981 *Protopanderodus* Lindström - Clark, W145-W146.

**Diagnosis multielemental** (Clark, 1981: W145-W146): “Aparato conodontal compuesto por elementos simétricos y asimétricos que forman una serie de transición. Los elementos presentan una cúspide recurvada, considerablemente más larga que la base. Uno de los elementos presenta costillas robustas, simétricas

o asimétricas; otro de ellos tiene la cúspide más o menos torsionada, carinada o surcada; la cavidad basal, de tamaño moderado, está restringida a la base”.

**Observaciones:** La ausencia de elementos geniculados en el aparato de *Protopanderodus* permite diferenciarlo de los géneros *Drepanoistodus*, *Paltodus* y *Paroistodus* (Robison, 1981: W146)

**Especies asignadas:** *Protopanderodus rectus* (Lindström, 1955); *P. graei* (Hamar, 1966); *P. gradatus* Serpagli, 1974; *P. varicostatus* (Sweet y Bergström, 1962); *P. liripipus* Kennedy, Barnes y Uyeno, 1979; *P. parvibasis* Löfgren, 1978; *P. robustus* (Hadding, 1913) y *P. cooperi* (Sweet y Bergström, 1966).

**Distribución:** *Protopanderodus* es un género conocido en materiales ordovícicos de Europa, Norteamérica, Suramérica y Asia.

*Protopanderodus* sp.  
(Lám. 11, fig. 6)

**Material estudiado:** Un ejemplar procedente de la “Caliza Urbana”, sección Villanueva de San Carlos (MGM-4545-O [VSC-CU2-P]) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Se trata de un elemento cónico no geniculado, asimétrico, comprimido lateralmente, robusto y de paredes muy gruesas. La cúspide es suberecta, con los bordes anterior y posterior afilados; los flancos laterales son ligeramente convexos. La base es corta si comparamos su longitud con la cúspide. La curvatura del ejemplar en vista lateral es constante y uniforme desde la base hasta la cúspide. La cúspide aparece ligeramente torsionada hacia el flanco interno, dando lugar a la asimetría del elemento. En la porción posterior del flanco interno de la cúspide se desarrolla una costilla que se continúa hasta el margen basal. La cavidad basal muestra un escaso desarrollo y está restringida a la base.

**Microestructura:** No se han observado elementos ornamentales sobre la pared del ejemplar, si bien su estado de conservación no permite asegurar con certeza que no presentase estrías.

**Observaciones:** Hemos incluido este ejemplar dentro del género *Protopanderodus* debido a la robustez de sus paredes, comparable a la que presentan las especies de *Panderodus*, y a la ausencia del surco panderodóntido.

Género *Scabbardella* Orchard, 1980

**Especie tipo:** *Drepanodus altipes* (Henningsmoen, 1948)

1980 *Scabbardella* n. gen. Orchard, p. 25.

**Diagnosis multielemental** (Orchard, 1980: 25): “*Scabbardella* presenta un aparato formado por elementos cónicos, de curvatura variable y lateralmente comprimidos. Los márgenes anterior y posterior son afilados y carecen de estriación en sus flancos laterales. La sección transversal de los elementos es

variable, y puede incluir morfotipos drepanodiformes, acodiformes y distacodiformes”.

**Observaciones:** Orchard (1980) introdujo este género en ausencia de un nombre común que integrara a las asociaciones de elementos cónicos simples, tan comunes en el Ordovícico terminal. *Scabbardella* es similar a *Dapsilodus*, pero este último no incluye en su aparato elementos drepanodiformes y además, presenta el margen anterior de la cúspide ornamentado.

**Especies asignadas:** Hasta el momento sólo *Scabbardella altipes*, a la que se suman varias formas descritas en nomenclatura abierta.

**Distribución:** Ordovícico Superior de Francia (Lindström y Pehalte, 1971; Paris *et al.*, 1971), Italia (Serpagli, 1967; Ferretti y Serpagli, 1991; Leone *et al.*, 1991; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Serpagli, 1998; Ferretti *et al.*, 1998), Polonia (Dzik, 1994), Reino Unido (Rhodes, 1955; Orchard, 1980; Bergström y Orchard, 1985; Armstrong *et al.*, 1996), Alemania (Knüpfer, 1967; Fuchs, 1990; Ferretti y Barnes, 1997), Austria (Ferretti y Schönlaub, 2001), Bohemia (Ferretti, 1998), Libia (Bergström y Massa, 1992), Norteamérica (Nowlan, 1981, 1983; McCracken, 1987; Nowlan y McCracken, 1988; Nowlan *et al.*, 1997; Sweet, 2000; Leslie, 2000) y NE de Rusia (Zhang y Barnes, 2007). Ordovícico Medio de China (Chen y Zhang, 1984; An, 1987) y Ordovícico Medio-Superior de Malasia (Igo y Koike, 1966, 1968). En la Península Ibérica se ha documentado en el Kralodvoriense dentro de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (p. ej. Fuganti y Serpagli, 1968; Carls, 1975; Kolb, 1978; Hafenrichter, 1979; Sarmiento, 1990, 1993; Sarmiento *et al.*, 1995b, 1999; del Moral, 2002a, 2005).

*Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948)  
(Lám. 5, figs. 4, 5; Lám. 7, figs. 4, 7-8b, 11a-11c;  
Lám. 12, figs.1-16; Lám. 13, figs. 1-17)

- \* 1948 *Drepanodus altipes* n. sp. Henningsmoen, p. 420, Lám. 25, fig. 14; elemento drepanodiforme.
- 1955 *Acodus similis* n. sp. Rhodes, pp. 124-125, Lám. 10, figs. 7, 10, 14, 16, 18, 23, 26-28, 30; elemento acodiforme.
- 1955 *Drepanodus arcuatus* Pander - Rhodes, p. 126, Lám. 10, figs. 24; elemento drepanodiforme.
- 1955 *Drepanodus* cf. *D. arcuatus* Pander - Rhodes, Lám. 10, fig. 21; elemento drepanodiforme.
- 1955 *Drepanodus similis* Rhodes - Rhodes, p. 126, Lám. 10, figs. 4-5; elemento drepanodiforme.
- 1967 *Acodus flagellus flagellus* Knüpfer, pp. 17-18, Lám. 3, figs. 5-8; elemento acodiforme.
- 1967 *Acodus flagellus compactus* Knüpfer, pp. 18-19, Lám. 3, figs. 3-4; elemento acodiforme.
- 1967 *Acodus similis* Rhodes - Knüpfer, p. 19, Lám. 3, figs. 11, 12; elemento acodiforme?.
- 1967 *Acontiodus altipes* Knüpfer, pp. 19-20, Lám. 3, fig. 1; elemento distacodiforme.
- 1967 *Drepanodus altipes* Henningsmoen - Knüpfer, p. 25, Lám. 2, figs. 9-10, 15; elemento drepanodiforme.
- 1967 *Drepanodus flagellus flagellus* Knüpfer, p. 26, Lám. 2, figs. 16-18; elemento drepanodiforme.

- 1967 *Drepanodus flagellus pseudoaltipes* Knüpfer, pp. 26-27, Lám. 2, fig. 11; elemento drepanodiforme.
- 1967 *Drepanodus similaris* Rhodes - Knüpfer, pp. 27-28, Lám. 2, figs. 12-14; elemento drepanodiforme.
- 1967 *Panderodus? similaris* (Branson y Mehl) - Serpagli, p. 87, Lám. 6, figs. 2a-b; elemento drepanodiforme.
- 1967 *Acodus similaris* Rhodes - Serpagli, pp. 42-43, Lám. 7, figs. 1-4; elemento distacodiforme.
- 1967 *Acodus similaris* Rhodes - Serpagli, pp. 42-43, Lám. 7, figs. 5-10; elemento acodiforme.
- 1967 *Drepanodus? altipes* Henningsmoen - Serpagli, pp. 65-66, Lám. 15, figs. 8-9; elemento drepanodiforme.
- 1980 *Scabbardella altipes* subsp. A (Henningsmoen) - Orchard, pp. 25-26, Lám. 5, figs. 4, 5, 7, 8, 12, 28, 35.
- 1980 *Scabbardella altipes* subsp. B (Henningsmoen) - Orchard, pp. 25-26, Lám. 5, figs. 2, 3, 14, 18, 20, 23, 24, 30, 33.
- 1981 *Dapsilodus? similaris* (Rhodes) - Nowlan, p. 13, Lám. 5, figs. 1-4.
- 1983 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Nowlan, p. 668, Lám. 1, figs. 6-7, 11-14.
- 1984 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Chen y Zhang, p. 131, Lám. II, figs. 29 y 30.
- 1985 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Bergström y Orchard, Lám. 2.5, fig. 13.
- 1987 *Scabbardella altipes* subsp. B Orchard - McCracken, Lám. 2, figs. 1-9, 11-13.
- 1987 *Scabbardella similaris* (Rhodes) - An, Lám. 5, figs. 14-17, 19-24, 26 y 27.
- 1988 *Scabbardella altipes* subsp. B Orchard - Nowlan y McCracken. pp. 34-37, Lám. 16, figs. 7-20; Lám. 17, figs. 1-3, 5, 6, 8 y 9.
- 1990 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Fuchs, p. 210, Lám. 5, figs. 9, 11, 12; Lám. 6, figs. 5-10; Lám. 7, figs. 8-14.
- 1991 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti y Serpagli, Lám. 1, figs. 12-14.
- 1992 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Bergström y Massa, pp. 1339-1340, Lám. 1, figs. 1, 3-4.
- v. 1993 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Sarmiento, pp. 243-250, Lám. 1, figs. 3-4, 6; Lám. 3, fig. 9; Lám. 12, figs. 1-18; Lám. 13, figs. 1-22; Lám. 14, figs. 1-15, 17, 19, 23; Lám. 27, fig. 8; Lám. 30, fig. 3.
- 1994 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Dzik, p. 64, Fig. 6e, Lám. 11, figs. 36-39.
- v. 1995b *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Sarmiento *et al.*, p. 159.
- 1996 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Armstrong *et al.*, pp. 17, 19, Fig. 5.1-5.6.
- 1997 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti y Barnes, p. 34, Lám. 1, figs. 17-22.
- 1997 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Nowlan *et al.*, Lám. 2, figs. 21, 22.
- 1998 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Bagnoli *et al.*, Lám. 1.2.2, figs. 17-18.
- 1998 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti *et al.*, Lám. 4.1.1, figs. 16-18.
- 1999 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Ferretti y Serpagli, Lám. 2, figs. 17-23.
- v. 1999 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Sarmiento *et al.*, pp. 489-490, Lám. 2, figs. 6-8.
- 1999 *Scabbardella* sp. cf. *S. altipes* B (Orchard) - Zhen *et al.*, p. 94; figs. 9.16-19, 10.1-9, 10.23.
- 2000 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Leslie, Figs. 3.36-3.37.
- 2000 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Sweet, p. 1155, Figs. 9.14, 9.15.
- v. 2002 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - del Moral, pp. 74,77, Lám. 2, figs. 1-8; Fig. Texto 5.4.
- v. 2002 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Sarmiento, p. 291.
- v. 2005 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - del Moral, Lám. 1, figs. 2, 3.
- 2007 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Agematsu *et al.*, p. 29; figs. 11.4, 11.8-11.10, 11.12-11.17.
- non 2007 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Zhang y Barnes, Fig. 8.16.

**Material estudiado:** 317 elementos acodiformes; 309 elementos drepanodiformes y 616 elementos distacodiformes (ver apartado 5.10). Los ejemplares pertenecientes a esta especie están presentes en todas las secciones analizadas de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y Sierra Morena.

**Descripción:** En nuestro material hemos podido reconocer los tres morfotipos identificados por Orchard (1980), cuya terminología descriptiva hemos empleado para caracterizarlos, puesto que es la que más se adecua a nuestras colecciones.

El elemento acodiforme, cónico no geniculado, tiene la base corta y ancha en vista lateral, mientras que la cúspide, que varía entre proclina y reclina, es larga y más estrecha. El margen anterior es afilado y el posterior aquillado. La sección transversal es aproximadamente plano-convexa. En el margen externo del elemento aparece una costilla que se inicia próxima al extremo apical posterior de la cúspide y lo recorre, siguiendo una dirección ligeramente divergente respecto al borde posterior, hasta el margen basal. El surco que se desarrolla en la porción posterior asociado a la costilla externa es más abierto y somero en la región basal. El ángulo basal anterior es aproximadamente recto.

Los elementos definidos como drepanodiformes corresponden a formas cónicas simples sin costulación y de aspecto elongado. La cúspide es grácil, desde ligeramente proclina a reclina. La base, larga en sentido longitudinal, tiene un perfil triangular. Los márgenes anterior y posterior son afilados, y los flancos laterales lisos, sin costillas.

Los elementos descritos como distacodiformes son también elementos cónicos simples, cuyas características generales coinciden con las señaladas para los elementos drepanodiformes. Se diferencian de estos últimos por el desarrollo de una costilla en el flanco lateral externo, lo que les confiere su carácter asimétrico. La costilla se inicia en el borde posterior, hacia el punto medio (longitudinal) del elemento, y se desarrolla con una dirección divergente respecto a éste, para alcanzar el margen basal en la porción media del mismo.

La cavidad basal de todos los morfotipos identificados es amplia y profunda, ocupando por completo la superficie aboral de la base de los elementos.

**Microestructura:** Las paredes de los elementos parecen en la mayoría de los ejemplares lisas, aunque en algunos especímenes se ha observado una conspicua estriación longitudinal (Lám. 12, fig. 3b), que ya fue reseñada por Rhodes (1955) en su descripción de la morfoespecie *Drepanodus altipes* Henningsmoen, considerada, en multitaxonomía, como el elemento drepanodiforme de *S. altipes*.

Orchard (1980) en la diagnosis de esta especie no mencionó la existencia de estriación, sin embargo, Nowlan (1983) enmendó la diagnosis para incluir la presencia de dicha estriación en los elementos drepanodiformes. El análisis realizado por Nowlan y McCracken (1988) en colecciones del NO de Canadá reveló que todos los elementos de *S. altipes* exhiben una estriación longitudinal, ya sea ésta débil o acusada, y la existencia de una escotadura o arruga basal. Ambos caracteres se han podido observar en nuestros ejemplares.

**Observaciones:** Orchard (1980) reconstruyó el aparato de esta especie con seis morfotipos correspondientes a tres morfogéneros (*Acodus*, *Drepanodus* y *Distacodus*). Dentro de cada una de estas morfologías reconoció una serie de transición simétrica respecto a la sección transversal y a la curvatura de la cúspide. Así, en los elementos drepanodiformes y acodiformes la curvatura puede ser muy marcada o más regular; uno de los elementos distacodiformes presenta una fuerte curvatura desde el punto medio, mientras que el otro desarrolla una costilla postero-lateral, principalmente en la mitad superior del elemento.

Orchard (1980) reconoció dos subespecies, *S. altipes* subsp. A y *S. altipes* subsp. B, puesto que el elemento acodiforme de *S. altipes* subsp. B tiene una mayor curvatura y en sus asociaciones presentan una distribución geográfica diferente. En nuestras asociaciones la presencia conjunta de ejemplares correspondientes a ambas subespecies, hecho que también se ha registrado en otras localidades europeas (Ferretti y Barnes, 1997), nos hace concluir que se trata de una única especie con una amplia variabilidad morfológica.

Según Nowlan y McCracken (1988) el aparato de *S. altipes* está constituido por seis morfotipos dispuestos en dos series de transición simétricas, en función de la curvatura y la sección transversal de la cúspide. La primera serie de transición consta de elementos acodiformes (a), distacodiformes asimétricos (b) y simétricos (c), robustos y de base corta, mientras que la segunda serie de transición incluiría elementos drepanodiformes (e-1), acodiformes (e-2) y distacodiformes (e-3) de base larga y con un aspecto más delicado y elongado. Esta distinción no ha sido posible en las colecciones aquí estudiadas de distintos yacimientos y horizontes individuales, dado que nuestros ejemplares muestran una gradación de las características referidas que no permite establecer una subdivisión dentro de los distintos morfotipos reconocidos.

**Comentarios a la lista de sinonimias:** El ejemplar figurado por Zhang y Barnes (2007: Fig. 8.16) se excluye del listado de sinonimias puesto que la estriación oblicua que presenta en la porción basal del margen anterior es un carácter distintivo de los géneros de la Familia Dapsilodontidae, Sweet 1988: *Besselodus* y *Dapsilodus*.

**Distribución:** Coincide con la mencionada para el género.

*Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen, 1948).  
(Lám. 6, figs. 2, 4, 8; Lám. 14, figs. 1-3)

**Material estudiado:** 149 elementos acodiformes; 287 elementos drepanodiformes; 564 elementos distacodiformes (ver apartado 5.10). Los especímenes proceden del Miembro Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (secciones A y B de Fombuena); de los cantos calcáreos de la Formación Orea (sección B de Fombuena) y de la “Caliza Urbana” (todas las secciones, a excepción de Aldeaquemada).

**Observaciones:** Se trata de elementos coniformes simples fragmentarios, todos ellos correspondientes a la porción basal. En función de la morfología de la

sección basal, la localización, longitud y desarrollo de las costillas, si las hubiese, se han incluido en una de las tres categorías morfológicas descritas para los ejemplares de *Scabbardella altipes*.

Dado que la diagnosis de los elementos conformes se realiza en función de la sección transversal y el grado de curvatura de la cúspide (Barnes *et al.*, 1979) y, en este caso, sólo disponemos de fragmentos de la base, nos ha parecido oportuno identificar estos elementos en nomenclatura abierta.

En algunos especímenes se ha detectado una tenue estriación.

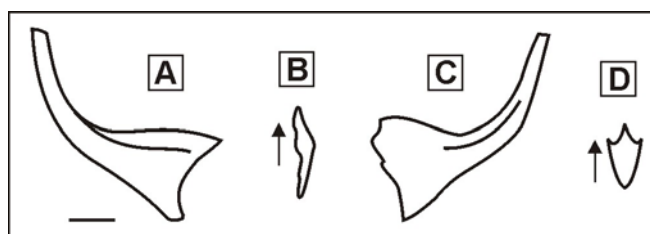
*Scabbardella* sp. A Nowlan y McCracken, 1988  
(Fig. 5.30; Lám. 14, figs. 4-12)

p 1988 *Scabbardella* n. sp. A, Nowlan y McCracken, p. 37, Lám. 17, figs. 4, 7, 10-16.  
2007 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) - Zhang y Barnes, p. 505, Fig. 8.17-8.20.

**Material estudiado:** 24 elementos c?, procedentes de la sección A de Fombuena, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elementos cónicos no geniculados (distacodiformes) asimétricos y comprimidos lateralmente. Los márgenes, anterior y posterior, son muy afilados y los laterales convexos. La cúspide y la base son aproximadamente de la misma longitud. La cúspide varía de proclina a subrecta y aparece ligeramente flexionada hacia uno de los flancos. La base tiene perfil sub-triangular, y es aproximadamente tan alta como ancha, en vista lateral. Sobre cada uno de los lados aparece una costilla muy prominente, que se inicia cerca del margen posterior de la cúspide y recorre longitudinalmente el elemento, pero sin alcanzar ni el ápice de la cúspide, ni el margen basal. En algunos ejemplares (Lám. 14, figs. 8-12) hemos observado la presencia de un número variable de pequeñas costillas secundarias que se desarrollan con una dirección divergente a partir de la porción distal de las costillas principales. La cavidad basal es amplia, profunda y restringida a la base del elemento.

**Microestructura:** Ninguno de nuestros ejemplares presentan estriación en sentido estricto.



**Figura 5.30.**- *Scabbardella* sp. A. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4425-O [VSC-CC55-Ñ]. **A:** vista lateral interna?; **B:** vista aboral; **C:** vista lateral externa? y **D:** representación esquemática de la sección media de la cúspide. La escala gráfica representa 100 micras y la flecha apunta hacia el margen posterior del elemento.

**Observaciones:** Las características observadas en estos elementos coinciden con las descritas por Nowlan y McCracken (1988: 17) para el morfotipo c de una nueva especie de *Scabbardella* referida por estos autores en nomenclatura abierta. No obstante, nuestros ejemplares exhiben una costulación secundaria de carácter sutil, que no fue reseñada por Nowlan y McCracken (*op. cit.*).

Nowlan y McCracken (1988: 17) describieron la presencia de un número elevado de costillas sobre los flancos del morfotipo b-1 de esta misma especie, pero todas estas costillas tendrían la misma entidad, no pareciéndonos este morfotipo comparable a nuestros ejemplares.

No obstante, es importante señalar que no hemos podido identificar elementos correspondientes al resto de morfotipos descritos por Nowlan y McCracken (1988).

**Comentarios a la lista de sinonimias:** Los caracteres que presentan los ejemplares ilustrados por Zhang y Barnes (2007), respecto al desarrollo de las costillas laterales y la fuerte inflexión entre el margen posterior de la cúpide y la base, son más propios de *Scabbardella* n. sp. A Nowlan y McCracken, 1988 que de *Scabbardella altipes* (Henningmoen, 1943).

*Scabbardella* sp.

(Lám. 6, fig. 3; Lám. 14, figs. 13-17)

**Material estudiado:** 124 fragmentos de la porción basal y 618 fragmentos de la cúpide (ver apartado 5.10), obtenidos de todas las secciones investigadas: Miembro Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (secciones A y B de Fombuena); de los cantos calcáreos de la Formación Orea (secciones B de Fombuena y B de Checa) y de la Caliza Urbana (la mayoría de las secciones, a excepción de Villamanrique y Aldeaquemada).

**Descripción:** Tanto los fragmentos de base como de cúpide presentan los bordes anterior y posterior afilados, siendo las paredes delgadas. En algunos fragmentos de cúpide se ha podido identificar el origen de la costilla que caracteriza a los morfotipos acodiforme y distacodiforme de *Scabbardella altipes* (Lám. 14, fig. 17) o la torsión apical típica de la cúpide de este taxón. Sin embargo, en general se trata de fragmentos tan pequeños, que nos ha parecido arriesgado incluirlos dentro de la especie.

Género *Pseudooneotodus* Drygant, 1974

**Especie tipo:** *Oneotodus? beckmanni* Bischoff y Sannemann, 1958

1974 *Pseudooneotodus* n. gen. Drygant, pp. 66-67.

1977 *Pseudooneotodus* Drygant - Barrick, p. 57.

**Diagnosis multielemental** (Barrick, 1977: 57): “*Pseudooneotodus* incluye un elemento cónico aplastado y pequeños elementos cónicos elongados. Las unidades están profundamente excavadas, su pared es delgada y la ornamentación superficial suele ser notoria”.

**Observaciones:** Cooper (1977: 1068-1069) describió los elementos del aparato de *Pseudooneotodus* como unidades cónicas cortas, más anchas que largas, aunque no realizó consideraciones acerca del plan esquelético de este taxón.

Sweet (1988: 52-53) interpretó el aparato conodontal de este género como bímembrado, constituido por elementos cónicos simples con superficies relativamente lisas. Según este autor, uno de los morfotipos es corto y robusto, con paredes que se engrosan apicalmente; el otro morfotipo es más pequeño y delgado pero, por lo demás, de similar morfología. La presencia de uno a tres denticulos apicales en el elemento robusto sería un carácter especialmente diagnóstico para diferenciar las especies de este género.

Por su parte, Armstrong (1990: 112-113), basándose en colecciones procedentes del Silúrico de Groenlandia, concluye que el aparato del género es trimembrado, si bien señala que sus representantes durante el intervalo Ordovícico terminal-Llandovery medio tendrían un aparato conodontal unimembrado, constituido por elementos cónicos cortos uni-denticulados.

**Especies asignadas:** *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff y Sannemann, 1958); *P. mitratus* (Moskalenko, 1973); *P. bicornis* Drygant, 1974; *P. tricornis* Drygant, 1974 y *P. humilis* Orchard, 1980.

**Distribución:** Las especies de este género se conocen desde el Ordovícico Medio?-Superior hasta el Devónico Inferior en Europa, Norteamérica y Asia.

*Pseudooneotodus* cf. *humilis* Orchard, 1980  
(Lám. 11, fig. 7a-b)

cf. 1980 *Pseudooneotodus humilis* Orchard, p. 25, Lám. 3, figs. 36, 39-41.

1980 «*Pseudooneotodus*» *mitratus* (Moskalenko) - Orchard, p. 25, Lám. 3, fig. 35.

v. 1993 *Pseudooneotodus mitratus* (Moskalenko) - Sarmiento, pp. 253-255, Lám. 11, fig. 16.A-C.

**Material estudiado:** Un ejemplar procedente de la “Caliza Urbana” de la sección de Villanueva de San Carlos (MGM-4246-O [VSC-CU2-K]) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elemento cónico simple bajo y muy abierto. La cúspide es muy corta y reclina. La sección del margen basal es subtriangular elongada, con los lados ligeramente convexos. En vista lateral el elemento presenta un contorno triangular. La cavidad basal ocupa toda la superficie interna del elemento.

**Microestructura:** No se aprecian elementos ornamentales en la pared del elemento.

**Observaciones:** Orchard (1980) incluyó en *Pseudooneotodus humilis* formas bajas, basalmente elongadas, con cúspides profundamente excavadas y el doble de altas que anchas, que exhiben una costilla apical orientada transversalmente. Nuestro ejemplar, aún presentando a grandes rasgos, las características descritas por Orchard (1980) no desarrolla la costilla apical, y la relación altura/anchura de

la cúspide es algo menor, por lo que optamos por clasificarlo en nomenclatura abierta.

Hemos incluido en la lista de sinonímias los ejemplares figurados por Orchard (1980) y Sarmiento (1993) debido a su similitud morfológica con el ejemplar descrito. Estas semejanzas se refieren principalmente al contorno pseudotriangular convexo de la cavidad basal y a la relación cúspide/base. Precisamente el carácter convexo de las paredes de los elementos permite diferenciarlos de *P. mitratus*, que aún presentando también un contorno triangular, muestra una marcada concavidad de los flancos laterales.

*Pseudooneotodus* sp. A  
(Lám. 11, fig. 8)

1967 Gen. et sp. indet. B Serpagli, Lám. 29, fig. 1a-b.

**Material estudiado:** Un ejemplar procedente del Miembro Rebollarejo (Formación Caliza de Cistoideos) en la sección A de Fombuena (MGM-4025-O [F(A)-CC58-A]) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elemento cónico simple muy abierto y bajo. El ápice de la cúspide aparece en una posición subcentral. En la línea de unión imaginaria de la base con la cúspide se produce un engrosamiento de la pared, observado a modo de escalón. El margen basal es claramente circular. La cavidad basal ocupa toda la superficie interna del elemento.

**Microestructura:** El ejemplar no presenta elementos ornamentales.

**Observaciones:** Cooper (1977: 1068-1069) incluyó en *P. beckmanni* aquellos elementos cónicos cortos y robustos con una cúspide unitaria, el ápice ligeramente curvado y de sección basal morfológicamente variable, circular, oval u otras. Para este autor el aparato de *P. beckmanni* es unimembrado.

Según Barrick (1977: 57), en los materiales de la Formación Clarita de Oklahoma, los elementos cónicos elongados y elementos cónicos cortos y robustos con un único denticulo, aparecen asociados a formas cónicas bi y tri-denticuladas en distintas biozonas silúricas, concluyendo que estas asociaciones corresponden a dos especies multielementales diferentes, caracterizadas por aparatos trimembrados, *P. bicornis* Drygant y *P. tricornis* Drygant. El mismo autor señala que el aparato de *P. beckmanni* podría haber incluido dos morfotipos, uno cónico corto y robusto y otro más elongado.

Armstrong (1990: 112-113) asigna en nomenclatura abierta aquellos elementos cónicos cortos uni-denticulados, que no aparecen asociados con los bi o tri-costulados, a la forma *Pseudooneotodus* cf. *beckmanni* (Bischoff y Sannemann, 1958).

Como en nuestras colecciones sólo hemos hallado un elemento con estas características, y teniendo en cuenta su estado de conservación, no es posible

realizar una asignación taxonómica concluyente, por lo que hemos utilizado la nomenclatura abierta para referir este elemento.

*Pseudooneotodus?* sp.  
(Lám. 11, fig. 9a-b)

**Material estudiado:** Un ejemplar procedente del Miembro Rebollarejo (Formación Caliza de Cistoideos) en la sección A de Fombuena (MGM-4413-O [F(A)-CC51-N]) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elemento cónico simple, bajo y lateralmente comprimido. El ápice de la cúspide se halla ligeramente flexionado en sentido posterior. El margen basal es elíptico y la cavidad basal ocupa toda la superficie interna del elemento.

**Microestructura:** Las paredes del ejemplar son lisas.

**Observaciones:** El escaso desarrollo longitudinal del elemento, aproximadamente dos veces más ancho que largo y la profunda cavidad basal han sido considerados criterios importantes a la hora de asignar este ejemplar al género *Pseudooneotodus*. Sin embargo, el carácter comprimido del elemento nos obliga a describirlo en taxonomía abierta.

#### Familia DREPANOISTODONTIDAE Fåhræus y Nowlan, 1978

Dentro de esta familia se incluyen géneros que presentan aparatos bi o trimembrados; compuestos por elementos geniculados y no geniculados comprimidos lateralmente. Las cúspides de estos elementos son lisas o con una costilla (o carena) longitudinal sencilla.

Los géneros asignados por Sweet (1988) a esta familia son: *Drepanoistodus* Lindström, 1971; *Paltodus* Pander, 1856 y *Paroistodus* Lindström, 1971.

**Observaciones:** La clasificación realizada por Sweet (1988) no recoge el género *Nordiodus* Serpagli, 1967. Sin embargo, Robison (1981) lo incluye dentro de esta familia. A falta de otro criterio, hemos decidido mantenerlo dentro de la familia Drepanoistodontidae.

#### Género *Drepanoistodus* Lindström, 1971

**Especie tipo:** *Oistodus forceps* Lindström, 1955.

1971 *Drepanoistodus* n. gen. Lindström, p. 42.

1988 *Drepanoistodus* Lindström - Sweet, pp. 54-55.

**Diagnosis multielemental** (Sweet, 1988: 54-55): “Las especies de *Drepanoistodus* poseen un aparato esquelético que se describe comúnmente como bi o trimembrado, pero que probablemente podría ser considerado quinquemembrado o seximembrado. La posición Pa está ocupada por un elemento no geniculado erecto, con los flancos cóncavos y los márgenes anterior y posterior agudos. Las posiciones Sb y Sc de la serie de transición están ocupadas por

elementos coniformes no geniculados regularmente recurvados, con uno de los flancos más aplanado que el otro y, comúnmente, el margen de la cavidad basal de diferente morfología. La posición M corresponde a elementos cónicos geniculados, con la cúspide larga y la base corta. Las posiciones P están ocupadas por elementos coniformes no geniculados subsimétricos, con la región antero-basal aguda y una convexidad similar en ambos flancos”.

**Especies asignadas:** *Drepanoistodus inaequalis* (Pander, 1856); *D. suberectus* (Branson y Mehl, 1933); “*D. venustus*” (Stauffer, 1935); *D. forceps* (Lindström, 1955); *D. basiovalis* (Sergeeva, 1963); *D. tablepointensis* Stouge, 1984; *D. lucidus* Stouge y Bagnoli, 1988; *D. ottoi* Stouge y Bagnoli, 1988; *D. arcuatus* Stouge y Bagnoli, 1988; *D. planus* Stouge y Bagnoli, 1988 y *D. stougei* Rasmussen, 1991.

**Distribución:** Ordovícico de Europa, América del Norte, América del Sur, Asia y Australia. Algunas especies de *Drepanoistodus* presentan una distribución cosmopolita en el Ordovícico (Sweet, 1988).

*Drepanoistodus* sp.  
(Lám. 11, figs. 10-12)

**Material estudiado:** 4 elementos drepanodontiformes (ver apartado 5.10), procedentes de las secciones A de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos), A de Corral de Calatrava y Huertezuelas (“Caliza Urbana”).

**Descripción:** Elementos cónicos no geniculados asimétricos de pequeño tamaño. La cúspide es erecta, de sección transversal biconvexa y con los bordes anterior y posterior agudos. El carácter asimétrico del elemento es consecuencia de la flexión de la cúspide hacia el flanco interno. La base es corta, siendo su margen anterior continuación del margen anterior de la cúspide, mientras que la transición entre su margen superior y el borde posterior de la cúspide da lugar a una fuerte concavidad. Los flancos de la base tienden a expandirse lateralmente. La cavidad basal ocupa toda la superficie aboral del elemento.

**Microestructura:** Las paredes de todos los elementos son lisas.

**Observaciones:** Hemos incluido en este taxón aquellos elementos cónicos simples cuyas características generales coinciden con el morfotipo drepanodontiforme ilustrado por Bauer (1990: Lám. 1, fig. 27) y Nowlan *et al.* (1997: Lám. 1, fig. 7) para el aparato de *Drepanoistodus suberectus* Branson y Mehl, 1933. Sin embargo, la menor curvatura de la cúspide en nuestros ejemplares, su escasez, su estado de conservación y el hecho de haber encontrado sólo el morfotipo drepanoistodiforme nos obligan a clasificarlos en nomenclatura abierta.

Aunque estos elementos podrían confundirse fácilmente con los dentículos de los elementos ramiformes de *Sagittodontina robusta* Knüpfner, su mayor tamaño permite distinguirlos de este tipo de fragmentos.

Género *Nordiodus* Serpagli, 1967

**Especie tipo:** *Nordiodus italicus* Serpagli, 1967.

1967 *Nordiodus* n. gen. Serpagli, p. 77.

1981 *Nordiodus* Serpagli - Clark, p. W144.

**Diagnosis multielemental** (Clark, 1981: W144): “Aparato trimembrado compuesto por un elemento cónico geniculado que ocupa la posición M del aparato y dos elementos cónicos simples, que ocupan las posiciones Pa y Pb. Todos ellos bilateralmente asimétricos y comprimidos. El elemento geniculado presenta una cúspide carinada o costulada, de reclina a recurvada y la base ensanchada y extendida posteriormente hacia uno de los flancos. Uno de los elementos no geniculados es muy robusto, con una cúspide corta y proclina y la base relativamente alta y ancha. El otro tipo de elemento no geniculado también es robusto, con la cúspide proclina y la base alta y amplia. La cavidad basal en todos los elementos es grande, especialmente en los elementos no geniculados, pero está restringida a la base”.

**Observaciones:** Clark (1981: W144) señala que *Nordiodus* tiene un aparato similar al de *Drepanoistodus*, sin embargo, los representantes de *Nordiodus* se distinguen de éstos por su cúspide corta y base muy grande.

**Especies asignadas:** Actualmente, sólo la especie *Nordiodus italicus* Serpagli, 1967 se asigna a este género.

**Distribución:** Ordovícico Superior de Europa. Se ha citado en los Alpes Cárnicos (Serpagli, 1967; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001), en la Cuenca de Praga (Ferretti, 1998) y en Sierra Morena (Fuganti y Serpagli, 1968).

*Nordiodus italicus* Serpagli, 1967

(Lám. 11, figs. 13-14)

\* 1967 *Nordiodus italicus* n. sp. Serpagli, p. 77, Lám. 19, figs. 7a-12c; elemento Pb.

1967 *Nordiodus proclinator* n. sp. Serpagli, p. 78, Lám. 19, figs. 1a-6c; elemento Pa.

1967 *Oistodus rhodesi* n. sp. Serpagli, p. 81, Lám. 19, figs. 13a-18d; elemento M.

1968 *Nordiodus italicus* Serpagli - Fuganti y Serpagli, p. 516.

1998 *Nordiodus italicus* Serpagli - Ferretti, p. 133, Lám. 1, fig 18.

1998 *Nordiodus italicus* Serpagli - Bagnoli *et al.*, Lám. 1.2.1, figs. 12-17.

2001 *Nordiodus italicus* Serpagli - Ferretti y Schönlaub, Lám. 2, fig. 11.

**Material estudiado:** Dos ejemplares procedentes de la “Caliza Urbana” en la sección C de Viso del Marqués (MGM-4316-O [VM(C)-CU29-L] y MGM-4230-O [VM(C)-CU32-J]) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** El aparato de *N. italicus* está integrado por tres morfotipos, todos elementos cónicos, dos de ellos no geniculados y uno geniculado. Sin embargo, en nuestras colecciones sólo está representado el morfotipo Pb.

Dicho morfotipo corresponde a un elemento cónico no geniculado subsimétrico. La cúspide es corta y robusta, suberecta; los márgenes anterior y

posterior son afilados. El margen superior de la base aparece muy expandido posteriormente. La cavidad basal es amplia y profunda y ocupa toda la superficie aboral del elemento. En vista lateral tiene morfología triangular.

**Microestructura:** No se han observado elementos ornamentales ni en nuestros ejemplares, ni en los figurados para los Alpes Cárnicos (Serpagli, 1967; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001).

**Distribución:** Coincide con la del género.

#### Orden PANDERODONTIDA Sweet, 1988

Las especies asignadas a este orden se distinguen por un aparato esquelético tri- o septimembrado, compuesto por elementos conformes o rastrados, longitudinalmente estriados y cuya característica más diagnóstica es que exhiben, en uno o ambos flancos, un surco lateral (Sweet, 1988).

Sólo la familia Panderodontidae está incluida dentro del orden.

#### Familia PANDERODONTIDAE Lindström, 1970

En el aparato conodontal de los géneros que incluye se diferencian de tres a siete morfotipos cónicos o rastrados, siendo su patrón general similar al de la familia Bellodelidae. Sin embargo, a diferencia de ésta se caracterizan por presentar el denominado surco “panderodóntido” en uno o ambos márgenes laterales, y estrías longitudinales.

La familia engloba los géneros *Belodina* Ethington, 1959; *Culumbodina* Moskalenko, 1973; *Neopanderodus* Ziegler y Lindström, 1975; *Panderodus* Ethington, 1959; *Parabelodina* Sweet, 1979; *Parapanderodus* Stouge, 1984; *Plegagnathus* Ethington y Furnish, 1959 y *Pseudobelodina* Sweet, 1979.

#### Género *Panderodus* Ethington, 1959

**Especie tipo:** *Paltodus unicostatus* Branson y Mehl, 1933

1959 *Panderodus* n. gen. Ethington, p. 284.

1975 *Panderodus* Ethington - Cooper, p. 993

1979 *Panderodus* Ethington - Sweet, p. 62.

**Diagnosis multielemental** (Cooper, 1975: 993): “Cada elemento de *Panderodus* es un cono asimétrico con una cavidad basal cónica que se extiende, al menos, hasta la mitad de la longitud del elemento. En sección basal las unidades están expandidas en la porción inferior y lateralmente comprimidas a lo largo del margen superior. Un surco longitudinal se extiende desde la base hasta el ápice de la cara interna, mientras que una zona estriada rodea la base de todos los elementos”.

(Sweet, 1979: 62): Conodontos con un aparato quinquemembrado, constituido por elementos cónicos simples costulados, profundamente excavados,

longitudinalmente estriados, con un surco panderodóntido bien definido sobre el flanco externo, apareciendo el flanco contrario arqueado. Uno de los elementos tiene forma de lámina, u hoja, el otro se halla torsionado longitudinalmente, y el resto forman una serie de transición.

**Observaciones:** Pese a ser un género de fácil reconocimiento debido a la presencia del surco ya comentado su reconstrucción es, a su vez, de difícil definición por el diferente número de morfotipos que según los distintos autores pueden integrar su aparato (tabla 5.6). Así, se ha llegado a la conclusión de que, en las especies más antiguas el aparato pudo estar constituido solamente por dos morfotipos, añadiéndose nuevos elementos durante la evolución del grupo, hasta llegar a los nueve reconocidos por Sansom *et al.* (1994) y Bischoff (1998).

Las primeras reconstrucciones multielementales de *Panderodus* (Bergström y Sweet, 1966; Cooper, 1975, 1976; Barnes 1977) presentaban un aparato constituido por dos morfotipos (tabla 5.6), aunque Cooper (1975, 1976) sugirió que quizá estas categorías podrían ser subdivididas.

Barrick (1977) consideró al aparato de este género constituido por cuatro morfotipos graciliformes, a los que aplicó el esquema de notación desarrollado para los aparatos ramiformes-pectiniformes (tabla 5.6). La analogía que presentamos en la tabla 5.6 entre los morfotipos descritos por Barrick (1977) y Sweet (1979) se ha llevado a cabo en base a los ejemplares figurados por el primero.

Sweet (1979) no consideró la notación de los aparatos ramiformes-pectiniformes apropiada para los aparatos coniformes, y aplicó simplemente términos descriptivos a los elementos de *Panderodus*, basándose en la compresión lateral, la simetría, el tamaño y la presencia de costillas. El aparato propuesto por Sweet (1979) era quinquemembrado, constituido por tres elementos costulados y surcados, un elemento falciforme lateralmente comprimido y un pequeño elemento tortiforme recurvado (tabla 5.6).

Orchard (1980) también aplicó el sistema de notación de los aparatos ramiformes-pectiniformes, pero a diferencia de Barrick (1977) consideró el aparato de este género como quinquemembrado, constituido por un morfotipo falciforme (M), un morfotipo similiforme (Sa) y morfotipos intermedios graciliformes *s.l.*, descritos como arcuatiforme (Sb), tortiforme (Sd) y asimiliforme (Sc), siguiendo la terminología de Sweet (1979). Orchard (1980: 23) señaló la dificultad de distinguir entre estos últimos tres morfotipos.

Barnes *et al.* (1979), llevaron a cabo una revisión de todos los géneros ordovícicos, e introdujeron un esquema de notación específico para los aparatos formados por conos simples. Estos autores propusieron la existencia de varios tipos de aparatos coniformes en función de la simetría de la sección basal y el grado de curvatura de la cúspide, e incluyeron a *Panderodus* en el Tipo III, correspondiente a aparatos bimembrados (tabla 5.6).

Bersgröm y Sweet 1966	Cooper 1975, 1976	Barnes 1977	Barrick 1977	Sweet 1979	Barnes <i>et al.</i> 1979	Orchard 1980	Nowlan y Barnes McCracken y Barnes 1981	Fähræus y Hunter 1985a
<i>P. gracilis</i>	costulado	estrecho	Sc	arcuatiforme	p	Sb	arcuatiforme	D
			Sb	asimiliforme		Sc	graciliforme	C
			Sa	similiforme		Sa		B
<i>P. compressus</i>	simplexiforme	ancho	M	falciforme	q	M	compresiforme	E
				tortiforme		Sd		

Dzik y Drygant 1986	Nowlan y McCracken 1988	Jeppsson 1983, 1989	Armstrong 1990	Savage 1990	Sansom <i>et al.</i> 1994 (términos descriptivos)	Sansom <i>et al.</i> 1994 (notación)	Bischoff 1998
ke	a/b	u	r	arcuatiforme	arcuatiforme	qa	Spl 3/Spl 4
oz/sp	a/b		aq	asimiliforme	graciliforme asimétrico	qg	Sar 1/Sar 2/Sar 3
pl/tr	c		sym. p	similiforme	graciliforme subsimétrico	qg	
ne	e	ne			truncatiforme	qt	Spl 1/Spl 2
		tr			aequaliforme	ae	Ss
hi	a/b	f	sp	falciforme	falciforme	pf	Spl 5
			tp	tortiforme	tortiforme	pt	

**Tabla 5.6.-** Terminología utilizada por diferentes autores para describir los morfotipos que integran el aparato de *Panderodus*, desde el uso de la morfotaxonomía (Bersgröm y Sweet, 1966) hasta la multitaxonomía.

Nowlan y Barnes (1981) clasificaron los distintos aparatos de este género en tres grupos informales. El Grupo I agrupaba aquellos cuya serie de transición simétrica consta de elementos elongados costulados, como los de *P. gracilis*. En el Grupo II incluyeron las especies con aparatos dimórficos, como en *P. gibber*, si bien Nowlan y McCracken (1988), añadieron un tercer morfotipo a los mismos. Por último, los aparatos del Grupo III se caracterizarían por presentar elementos lateralmente comprimidos, de base corta y robusta o de base larga y elongados, como en *P. panderi*.

Según Nowlan y McCracken (1988) sólo las especies que poseen un aparato similar a *P. unicastatus* y *P. gracilis* deben ser asignadas al género *Panderodus*, quedando excluidas todas las especies con una estructura conodontal del Grupo II y del Grupo III. Estos autores, además, definieron el aparato del Grupo I como quinquemembrado, caracterizado por una serie de transición simétrica de elementos costulados delgados. La serie intergradacional de elementos arcuatiformes y graciliformes asimétricos fue referida como a/b; los elementos graciliformes subsimétricos como c y los elementos compresiformes o simplexiformes, anchos y lateralmente comprimidos, como e (tabla 5.6). Según Nowlan y McCracken (1988) si se aplica la terminología propuesta por Sweet (1979), los elementos a/b resultarían arcuatiformes, asimiliformes o tortiformes (estos últimos con reservas), los elementos c similiformes, y los elementos e falciformes.

Jeppsson (1983) señaló la presencia de ocho a diez grupos de elementos en cada especie de *Panderodus* y la analogía entre dos de dichos grupos con los presentes en los aparatos ozarkodiniformes. Uno de estos elementos, identificado como tr, fue descrito como totalmente simétrico, no pareado y bisurcado. Sweet (1988: 57) también reconoció la presencia de este morfotipo simétrico.

Jeppsson (1989: fig. 1) introdujo un esquema de notación para los taxones con aparatos coniformes basado en las reconstrucciones de *Belodella*, proponiendo la analogía entre ciertos elementos de este aparato y los de las especies de *Panderodus* (tabla 5.6).

Fåhræus y Hunter (1985a) reconocieron la presencia de cinco grupos morfológicos distintos en los aparatos de *Panderodus* (tabla 5.6) según la simetría del elemento, la presencia de surcos o costillas laterales y su posición, la forma de la sección transversal y la microornamentación. El Grupo A comprendía elementos simétricos bisurcados, los Grupos B, C y D fueron descritos como elementos asimétricos gráciles (“*gracilid*”) (similiforme, asimiliforme y arcuatiforme *sensu* Sweet 1979), y el Grupo E incluía elementos comprimidos (“*compressid*”). También sugirieron que dentro de cada tipo de elemento se producía una serie de transición curva continua, lo que implicaba que un gran número de elementos podía formar cada serie y estar presente en cada individuo.

En base a la descripción de un “*fused cluster*” de *Panderodus unicastatus*, Dzik y Drygant (1986) señalaron la presencia de siete morfotipos pareados (tabla 5.6), reconstruyendo el aparato de esta especie según una gradación bilateral de tamaño y aplicando la notación de Jeppsson (1983, 1989) más la terminología descriptiva

de Sweet (1979). Dzik y Drygant (1986) encontraron siete pares de elementos en dicha agrupación natural, que describieron como falciforme (ne), tortiforme (hi), arcuatiforme (ke), similitiformes (pl y tr) y asimilitiformes (oz y sp, siendo este último más corto que los otros), indicando que: “los últimos tres morfotipos son muy similares y la variación intrapoblacional puede interferir de manera notable con el reconocimiento de las series de transición....Para un especialista muy experimentado en los elementos cónicos simples quizá no sea difícil identificar estos morfotipos en muestras abundantes, pero para los propósitos de un trabajo estándar sobre aparatos de tipo panderodóntido parece suficiente con distinguir solamente los tres morfotipos fácilmente reconocibles”, denominados como elementos falciformes (ne), tortiformes (hi) y gracilitiformes (ke-sp). Dzik (1991: p. 285, fig. 6.B) redefinió el aparato esquelético de *Panderodus sulcatus* eliminando el elemento oz.

Armstrong (1990) modificó el esquema de los aparatos coniformes presentado por Barnes *et al.* (1979) subdividiendo las categorías p y q (tabla 5.6), en base a la sección transversal de la cúspide, e incluyendo en el aparato de *Panderodus* elementos p y q subsimétricos y asimétricos, respectivamente, un elemento tp tortiforme, y un elemento r corto y recurvado.

Savage (1990) reconoció en el aparato de *P. gracilis* los cinco morfotipos pareados sugeridos por Sweet (1979) para el género *Panderodus* (tabla 5.6) si bien su definición de los términos descriptivos variaba ligeramente de la propuesta por Sweet (1979).

Sansom *et al.* (1994) basaron su descripción del aparato de *Panderodus* en el análisis de tres “clusters” procedentes del *lagerstätte* Waukesha de Wisconsin (Estados Unidos), reconociendo la presencia de seis morfotipos pareados y uno no pareado (tabla 5.6) descritos como: arcuatiforme (qa), gracilitiforme asimétrico (qg), gracilitiforme subsimétrico (qg), truncatiforme (qt), falciforme (pf), tortiforme (pt) y aequaliforme (ae), en base a la simetría de la sección transversal, la curvatura del elemento, la ausencia/presencia de costillas y su número, y la torsión del elemento. Según ellos los morfotipos gracilitiforme asimétrico y subsimétrico pueden ser a su vez subdivididos según la longitud de su base (larga o corta), estando el aparato constituido por nueve morfotipos. El elemento truncatiforme sólo se diferencia de los gracilitiformes por su menor tamaño, por lo que en colecciones formadas por ejemplares aislados su reconocimiento es, en nuestra opinión, muy difícil, cuando no imposible.

Bischoff (1998) utilizó, como criterios distintivos de los morfotipos presentes en *P. deuterocoelus* y *P. cobcreensis*, la simetría y grado de curvatura del elemento, la amplitud de la base y la morfología de la sección basal. Reconoció la presencia de un morfotipo simétrico (Ss) y ocho asimétricos: Spl 1, Spl 2, Spl 3, Spl 4 y Spl 5 (curvados) y Sar 1, Sar 2 y Sar 3 (curvados y arqueados). La analogía realizada por Bischoff (1998) entre estos morfotipos y los descritos por Sansom *et al.* (1994) queda recogida en la tabla 5.6, aunque Bischoff (*op. cit.*) señala que la relación entre los morfotipos Spl 3, Spl 4, Spl 5, Sar 1, Sar 2 y Sar 3 es dudosa.

**Especies asignadas:** El género comprende numerosas especies. Las formas ordovícicas mejor conocidas son: *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl, 1933); *P. panderi* (Stauffer, 1940); *P. recurvatus* (Rhodes, 1953); *P. equicostatus* (Rhodes, 1953); *P. feulneri* (Glenister, 1957); *P. sulcatus* (Fåhræus, 1966); *P. langkawiensis* (Igo y Koike, 1966); *P. clinatus* McCracken y Barnes, 1981; *Panderodus? gibber* Nowlan y Barnes, 1981; *Panderodus? liratus* Nowlan y Barnes, 1981; *Panderodus? rhamphoides* Nowlan y McCracken, 1988; *P. falcatus* Tull, 1988; *P. truncatus* Tull, 1988; *P. deuterocoelus* Bischoff (1998) y *P. cobcreensis* Bischoff (1998).

**Distribución:** El género *Panderodus* aparece representado desde el Ordovícico Inferior (Arenigiense medio) hasta el Devónico Medio (Givetense). Alcanza una distribución cosmopolita, siendo frecuente en América del Norte, América del Sur, Asia, Australia, Europa y el norte de África.

*Panderodus gracilis* (Branson y Mehl, 1933) s.l.

(Lám. 5, figs. 7a-b, 10; Lám. 6, fig. 7; Lám. 15, figs. 1-15; Lám. 16, figs. 1-17)

- \* 1933 *Paltodus gracilis* Branson y Mehl, p. 108, Lám. 8, figs. 20-21.
- 1960 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Pulse y Sweet, p. 256, Lám. 35, figs. 3, 6.
- 1966 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Bergström y Sweet, pp. 335-359, Lám. 35, figs. 1-6; con sinonimia hasta 1966.
- 1967 *Panderodus compressus* (Branson y Mehl) - Serpagli, p. 56, Lám. 6, figs. 4-5; elemento falciforme.
- 1967 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Serpagli, p. 57, Lám. 23, figs. 3-5; elemento similiforme.
- 1967 *Panderodus unicostatus* (Branson y Mehl) - Serpagli, pp. 59-60, Lám. 23, figs. 1-2; elemento arcuatiforme.
- 1968 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Weyant, p. 56, Lám. V, figs. 1-2.
- 1976 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Dzik, Figs. 15.a-15.b, 15.e-15.f.
- 1977 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Barnes, p. 107, Lám. 3, figs. 6-7.
- 1979 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Harris *et al.*, Lám. 5, figs. 1-3.
- 1980 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Orchard, p. 23, Lám. 3, figs. 1-2, 8, 10-11, 14-15, 19, 22-23, 26, 32; Fig. 4B
- 1981 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - McCracken y Barnes, pp. 85-86, Lám. 1, figs. 1-12, 15 (con sinonimia hasta 1981).
- 1981 *Panderodus* cf. *P. compressus* (Branson y Mehl) s.f. - Nowlan y Barnes, p. 16, Lám. 6, figs. 20, 23, 27.
- 1981 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Nowlan y Barnes, p. 15, Lám. 6, figs. 25, 26.
- 1981 *Panderodus* aff. *P. gracilis* (Branson y Mehl) - Nowlan y Barnes, p. 16, Lám. 6, figs. 30-33.
- 1984 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Chen y Zhang, Lám. III, figs. 27 y 28.
- 1987 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - McCracken, Lám. 2, figs. 14, 17.
- 1988 *Panderodus gracilis feulneri* (Glenister) - Tull, pp. 159-161, Lám. 10, figs. 1-4.
- 1988 *Panderodus gracilis gracilis* (Branson y Mehl) - Tull, pp. 161-166, Lám. 10, figs. 5-9.
- 1988 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Tull, Lám. 10, figs. 10-22.
- 1988 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Nowlan y McCracken, p. 21, figs. 1-10, 12-13, 19.
- 1990 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Bauer, Lám. 2, fig. 21.
- 1990 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Savage, p. 827, Fig. 7. 1-10.
- 1991 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Ferretti y Serpagli, Lám. 1, figs. 10, 11.

- v. 1993 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Sarmiento, pp. 265-271, Lám. 15, figs. 1-7, 14; Lám. 27, figs. 6-7, 10.  
 1994 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Bauer, Figs. 4.25, 4.26.  
 1997 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Nowlan *et al.*, Lám. 1, fig. 22-23; Lám. 3, figs. 22, 24.  
 1998 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Albanesi *et al.*, pp. 115-116, Lám. 16, fig. 11.  
 1998 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Bagnoli *et al.*, Lám. 1.2.2, fig. 16.  
 1998 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Ferretti y Serpagli, Lám. 4, figs. 7-10.  
 1998 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Ferretti *et al.*, Lám. 4.1.2, figs. 12-13.  
 1999 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Furey-Greig, p. 310, Lám. 2, figs. 4-11.  
 1999 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Lehnert *et al.*, Lám. 3, figs. 15-16.  
 v. 1999 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Sarmiento *et al.*, p. 490, Lám. 2, figs. 9-11.  
 1999 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Zhen *et al.*, p. 88, figs. 7.8-12.  
 2000 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Leslie, pp. 1136-1137, Figs. 3.8-3.10.  
 2001 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Ferretti y Schönlaub, Lám. 2, figs. 21-22.  
 v. 2002a *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - del Moral, p. 77, Lám. 1, figs. 3-4.  
 v. 2002a *Panderodus sulcatus* (Fåhræus) - del Moral, pp. 77-78, Lám. 1, fig. 2.  
 v. 2002 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Sarmiento, p. 291.  
 2003 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Albanesi *et al.*, p. 45, Figs. 2.8 y 2.9.  
 2003 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Sarmiento y Bultynck, p. 7, Lám. 1, figs. 7 y 9.  
 v. 2005 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - del Moral, Lám. 1, figs. 9, 10.  
 2007 *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl) - Agematsu *et al.*, p. 33, figs. 9.6-9.8, 9.10-9.13.

**Material estudiado:** 55 elementos falciformes; 78 elementos arcuatiformes; 9 elementos asimiliformes; 35 elementos arcuatiformes-asimiliformes; y 89 elementos similiformes (ver apartado 5.10). Este taxón está representado en los Miembros Rebollarejo y Rebosilla de la Formación Fombuena, en los cantos calcáreos de la Formación Orea y en todas las secciones investigadas de la “Caliza Urbana”, con excepción de las secciones B y C de Aldeaquemada (Sierra Morena).

**Descripción:** Hemos optado por la terminología descriptiva desarrollada por Sweet (1979) por ser la más adecuada para nuestro material, siguiendo así la recomendación realizada por Smith *et al.* (1987) para la descripción de colecciones de elementos aislados. No se ha adoptado ninguno de los sistemas de notación propuestos por otros autores (p. ej. Orchard, 1980; Dzik y Drygant, 1986; Nowlan y McCracken, 1988) puesto que nuestra intención es indicar analogía entre los distintos elementos y no homología (*sensu* Purnell *et al.*, 2000).

En nuestro material hemos reconocido cuatro de los cinco morfotipos determinados por Sweet (1979), no habiendo observado en ningún ejemplar la marcada torsión que caracteriza al elemento tortiforme.

Los elementos falciformes corresponden a formas cónicas no geniculadas comprimidas lateralmente, con una curvatura regular entre la base y la cúspide, presentando ésta última un carácter marcadamente proclino. Los márgenes anterior y posterior son afilados, si bien las costillas no alcanzan el margen basal, de sección biconvexa. En el flanco externo aparece un surco profundo que se inicia en el extremo posterior del ápice de la cúspide y sigue una trayectoria divergente hasta alcanzar el margen basal cerca de su punto medio (“surco panderodóntido”). En el flanco interno puede aparecer una depresión, o surco poco profundo, en la porción posterior, que se inicia aproximadamente a media altura y finaliza en el margen basal

(Lám 15, fig. 4). Ninguno de nuestros ejemplares presenta costillas laterales. La cavidad basal es cónica y profunda.

Los elementos arcuatiformes son formas cónicas no geniculadas. La cúspide es proclina. El margen anterior es redondeado, mientras que en el posterior aparece una costilla. El flanco externo exhibe un surco, cuyas características coinciden con las descritas para el elemento falciforme. En el flanco interno, comúnmente liso, puede aparecer una pequeña depresión limitada a la base y en posición media (Lám. 15, fig. 10c), además en todos los ejemplares aparece una costilla lateral en posición marginal, muy cercana al margen anterior. La cavidad basal es cónica y profunda.

Los elementos asimiliformes presentan las mismas características que los elementos arcuatiformes, pero la costilla lateral interna aparece en una posición media. Dentro de nuestras colecciones hemos encontrado toda una gradación en función de la posición de dicha costilla, desde marcadamente marginal hasta netamente central. Las formas extremas se han clasificado como arcuatiformes y asimiliformes, respectivamente, mientras que los términos intermedios se han clasificado como elementos arcuatiformes-asimiliformes. Dentro de este último grupo, el mejor representado en nuestras colecciones, se ha observado una amplia variación en el grado de curvatura de la cúspide, aunque siempre con un carácter proclino.

Los elementos similiformes, también cónicos no geniculados, presentan una notable variación en el grado de curvatura de la cúspide, siempre proclina, que puede aparecer ligeramente flexionada hacia el flanco interno. El margen anterior es redondeado y el posterior afilado. En el flanco externo se desarrolla el “surco panderodóntido” y una costilla en posición anterior respecto a dicho surco. En el flanco interno aparece una depresión, limitada a la zona de la base y de amplitud y profundidad variable, y una costilla anterior (Lám. 16, fig. 7). Las costillas laterales se inician en el extremo apical de la cúspide, o cerca de él, y no se extienden hasta el margen basal. La variación en la amplitud y profundidad de la depresión interna, da lugar a un diferente grado de simetría de los elementos según la sección del margen basal, desde asimétricos a subsimétricos. Los especímenes con un alto grado de simetría podrían corresponder al morfotipo aequaliforme descrito por Sansom *et al.* (1994).

**Microestructura:** Una característica común a todos nuestros ejemplares, independientemente del morfotipo al que correspondan, es que el margen basal presenta estrías longitudinales. Las costillas, cuando están presentes, nunca alcanzan el margen basal, si no que se extinguen por encima de ésta zona estriada.

En los elementos falciformes, no costulados, aparecen estrías longitudinales a ambos lados del surco panderodóntido, limitadas a la porción posterior externa del elemento. Las estrías se disponen divergentes al surco, de manera que el área estriada aumenta hacia la base de los elementos.

En los restantes morfotipos descritos, el flanco interno también presenta estriación longitudinal, que desaparece antes de alcanzar la costilla lateral, de manera que existe una estrecha banda no ornamentada entre la zona estriada y la costilla. En los elementos similiformes también se aprecia que la estriación en el flanco externo no alcanza la costilla lateral.

En algunos especímenes de nuestra colección, principalmente en los elementos arcuatiformes-asimiliformes y similiformes, se aprecia la presencia de una pequeña arruga basal, en posición anterior respecto del surco panderodóntido (p. ej. [Lám. 15, fig. 13](#); [Lám. 16, fig. 8](#)).

**Observaciones:** La sistemática de las especies que se incluyen dentro de *Panderodus* resulta problemática, acrecentándose si nos centramos en las relaciones existentes entre *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl, 1933) y *Panderodus feulneri* (Glenister, 1957).

Bergström y Sweet (1966) incluyen a *P. feulneri* dentro de *P. gracilis*; Barnes (1996) describió ambas especies con idéntico aparato, pese a considerarlas diferentes; Carnes (1975 in Leslie, 2000) señaló la existencia de una variación esfenotípica en el aparato de *Panderodus gracilis*, sugiriendo que esta especie está representada por tres tipos de aparatos ligeramente diferentes, el aparato *feulneri*, el aparato *compressus* y el aparato robusto, que corresponderían a los últimos miembros de la especie, cuyo rango de variación respondería a factores ecológicos; Sweet (1979) las interpreta como dos especies claramente diferenciadas según la morfología del elemento falciforme; McCracken y Nowlan (1981) llegan a la misma conclusión que Sweet (*op. cit.*), señalando que los elementos de *P. feulneri* son más robustos y fuertemente ornamentados que los de *P. gracilis*. Sweet y Bergström (1984) consideran que se trata de especies morfológicamente similares, pero con distribución geográfica diferente; Tull (1988), también encuentra que ambas formas son muy similares y las interpreta como subespecies geográficas (*Panderodus gracilis feulneri* y *Panderodus gracilis gracilis*) y no como especies diferentes.

El material procedente de los diferentes afloramientos que hemos analizado no nos proporciona criterio alguno que nos permita avalar ninguna de estas hipótesis, si bien hemos observado una amplia variabilidad morfológica dentro de los distintos morfotipos reconocidos, por lo que nos referimos a ella como *Panderodus gracilis* s.l., para mostrar la incertidumbre existente sobre el taxón multielemental.

**Distribución:** *P. gracilis* es una especie cosmopolita, reconocida desde el Ordovícico Medio (Albanesi *et al.*, 1998) hasta el Silúrico basal de Canadá (Nowlan y McCracken, 1988), aunque su máxima abundancia se registra en el Ordovícico Superior. En la Península Ibérica se ha reconocido en materiales del Kralodvoriense (Fuganti y Serpagli, 1968; Carls, 1975; Kolb, 1978; Sarmiento, 1990, 1993; Sarmiento *et al.*, 1999; del Moral, 2002a, 2005).

*Panderodus cf. gracilis* Branson y Mehl, 1933.  
([Lám. 17, figs. 1-4](#))

**Material estudiado:** 15 elementos falciformes; 31 elementos arcuatiformes; 3 elementos asimiliformes; 6 elementos arcuatiformes-asimiliformes; y 15 elementos similiformes (ver apartado 5.10). Estos ejemplares proceden de tres de las unidades analizadas: Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (secciones A y B de Fombuena), los cantos calcáreos de la Formación Orea (secciones B de Fombuena y B de Checa) y la “Caliza Urbana” (secciones A y B de Corral de Calatrava;

Huertezuelas; Villanueva de San Carlos; secciones A, B y C de Viso del Marqués; Villamanrique y Puebla del Príncipe).

**Observaciones:** Se han identificado en nomenclatura abierta aquellos ejemplares cuyo estado de conservación no permite una asignación específica concluyente. En la mayoría de los casos los elementos aparecen fracturados, deformados plásticamente y con la superficie muy alterada. Las características generales de estos restos, tales como el patrón morfológico y la presencia del “surco panderodóntido” son las indicadas para *P. gracilis*, pero no hemos podido determinar, por ejemplo, el diseño de la microornamentación.

*Panderodus panderi?* (Stauffer, 1940)

(Lám. 17, figs. 5-6)

- ? \* 1940 *Paltodus panderi* Stauffer, p. 247, Lám. 60, figs. 8-9.
- ? p. 1966 *Panderodus panderi* Stauffer - Bergström y Sweet, pp. 359-361, Lám. 35, figs. 14-15, Fig. Texto 11 (con sinonimia).
- ? 1966 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Webers, pp. 39-40, Lám. 2, fig. 6 (solamente).
- ? 1975 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Sweet *et al.*, pp. 33-34, Lám. 1, fig. 12.
- ? 1977 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Barnes, p. 107, Lám. 3, figs. 21-22.
- ? 1979 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Nowlan, p. 20, Lám. 7, figs. 3-4, 7.
- ? 1979 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Sweet, p. 64, Fig. 7 (2-6, 10).
- ? 1980 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Orchard, p. 23, Lám. 3, fig. 24.
- ? 1981 *Panderodus panderi* (Stauffer) - McCracken y Barnes, p. 86, Lám. 2, figs. 11-13.
- ? 1981 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Nowlan y Barnes, p. 17, Lám. 6, figs. 3-4, 14.
- ? 1987 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Bauer, p. 23, Lám. 4, figs. 4, 14.
- ? 1988 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Nowlan y McCracken, pp. 21-22, Lám. 7, figs. 14, 20-21, 23-25.
- ? 1990 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Bauer, Lám. 2, fig. 14.
- ? v. 1993 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Sarmiento, pp. 271-274, Lám. 15, fig. 8.
- ? 1994 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Bauer, Figs. 4.31-4.32.
- ? 1995 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Zhen y Webby, pp. 383-384, Lám. 3, figs. 23-25.
- ? 1999 *Panderodus panderi* (Stauffer) - Furey-Greig, p. 310, Lám. 2, figs. 15-17.

**Material estudiado:** Un elemento arcuatiforme-asimiliforme procedente de la sección A de Corral de Calatrava (“Caliza Urbana”) y tres elementos similiformes procedentes de las secciones de Pardos (Fm. Ojos Negros) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y A y B de Corral de Calatrava (“Caliza Urbana”) en Sierra Morena oriental (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Se trata de elementos cónicos no geniculados asimétricos, uni o bi-costulados de paredes gruesas. Según los términos que empleamos para referir los distintos morfotipos del aparato de *Panderodus*, los elementos unicostulados se corresponden con el morfotipo arcuatiforme-asimiliforme y los bicostulados con el similiforme. La cúspide es rechina y está ligeramente flexionada hacia el flanco interno. Todo el elemento aparece fuertemente curvado. La base representa aproximadamente un tercio de la longitud total y en ella se observa una ligera expansión del borde superior (Lám. 17, fig. 5). La cavidad basal es amplia y profunda.

**Microestructura:** Debido al deficiente estado de conservación de las paredes de los elementos, la estriación sólo puede intuirse.

**Observaciones:** En ambos casos, son formas cortas y anchas, con un tamaño promedio muy inferior al que presentan los elementos análogos de *Panderodus gracilis* Branson y Mehl, 1933. Pese a presentar características asignadas a *P. panderi*, tales como la fuerte curvatura y torsión, el grosor de las paredes y la presencia de una “visera” posterior, se ha atribuido con dudas a la especie debido a que su estado de conservación no permite su asignación formal.

Como en el caso de otras especies pertenecientes al género *Panderodus* la reconstrucción multielemental de *P. panderi* ha estado sujeta a numerosas modificaciones. Nowlan y Barnes (1981) consideraban su aparato bímembrado, McCracken y Barnes (1981) trimembrado y Sweet (1979) quinquemembrado. Si además tenemos en cuenta, como señalaron Nowlan y McCracken (1988), que los tipos de *P. panderi* proceden de una colección donde estaban mezclados elementos ordovícicos y devónicos el aparato no puede ser reconstruido con certeza. El escaso número de ejemplares de que disponemos no nos permite realizar ninguna aproximación a la problemática de la especie.

**Distribución:** La presencia de *P. panderi* se ha citado en materiales del Ordovícico Medio de Norteamérica (Bauer, 1990) y del Ordovícico Superior de Reino Unido (Orchard, 1980); Canadá (Nowlan y McCracken, 1988); Estados Unidos (Ethington, 1959) y Australia (Zhen y Webby, 1995; Furey-Greig, 1999). En la Península Ibérica aparece registrado en materiales de la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (Sarmiento, 1993).

*Panderodus* n. sp. A  
(Fig. 5.31; Lám. 17, figs. 7-8)

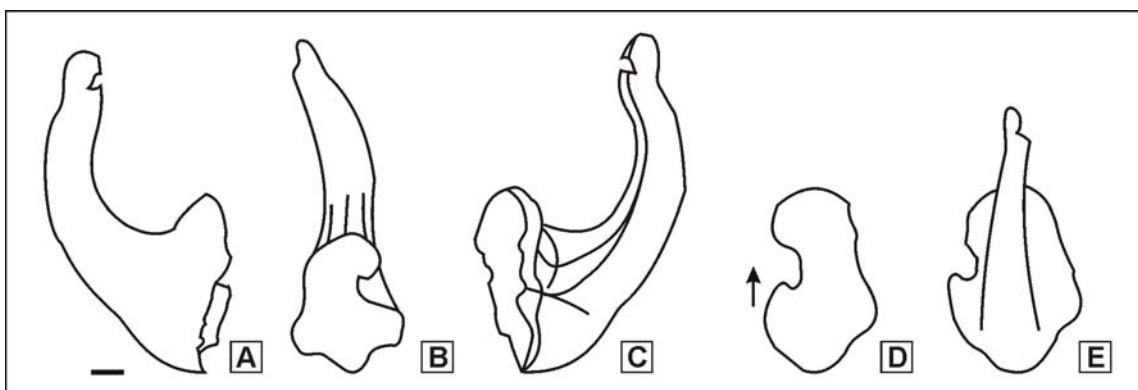
**Material estudiado:** 3 elementos falciformes procedentes de los materiales de la “Caliza Urbana” investigados en las secciones B y C de Viso del Marqués (Sierra Morena) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elemento cónico no geniculado, asimétrico, de aspecto robusto y voluminoso (falciforme). La cúspide es subrecta a reclina, con el borde anterior subredondeado, el posterior afilado y los flancos laterales convexos, estando ligeramente flexionada hacia el flanco interno. La base, que representa un tercio de la longitud total del elemento, es más alta que ancha (en vista lateral) y muy abierta. En el flanco externo se desarrolla un surco, que se inicia en el margen posterior de la cúspide, muy cerca del ápice de ésta, y recorre longitudinalmente el elemento hasta el margen basal. En la porción basal el surco de hace más ancho y profundo, dando lugar a un fuerte entrante en el margen basal. El margen basal se inflexiona a ambos lados del surco. El flanco interno es liso. La pared del elemento es gruesa. La cavidad basal es amplia y sólo ocupa la base del elemento.

**Microestructura:** Rodeando el margen basal aparece una franja de estrías longitudinales.

**Observaciones:** La presencia de un claro surco “panderodóntido” y el patrón morfológico general justifica la inclusión de estos elementos en el género *Panderodus*, sin embargo presentan características distintivas frente a los elementos análogos conocidos en las restantes formas del género.

Entre estas características destacan su robustez, gran talla y amplitud de la base. Sin embargo, el escaso número de ejemplares recuperados que pueden ser adscritos a esta forma, y el hecho de que correspondan a un único morfotipo, nos obliga a clasificarlos en nomenclatura abierta a la espera de que nuevas investigaciones nos proporcionen suficiente información para determinar la naturaleza de estos elementos.



**Figura 5.31.-** *Panderodus* n. sp. A. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4318-O [VM(C)-CU29-L]. **A:** vista lateral externa; **B:** vista posterior oblicua; **C:** vista lateral externa; **D:** vista aboral y **E:** vista oral. La escala gráfica representa 100 micras y la flecha apunta hacia el margen posterior del elemento.

*Panderodus* spp.  
(Lám. 17, figs. 9-15)

**Material estudiado:** 6 elementos falciformes; 9 elementos arcuatiformes; 9 elementos arcuatiformes-asimiliformes; 10 elementos similiformes; un elemento patológico?; 21 fragmentos correspondientes a la porción basal y 78 fragmentos de la cúspide (ver apartado 5.10). Se han recuperado de las secciones: Luesma (Mb. Rebosilla de la Fm. Caliza de Cistoideos); A y B de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos); A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Villanueva de San Carlos, A y B de Viso del Marqués, Puebla del Príncipe, Terrinches y B de Aldeaquemada (“Caliza Urbana”).

**Observaciones:** La descripción de estos elementos en nomenclatura abierta se debe a que, aunque nos ha sido posible reconocer su patrón morfológico, su estado de conservación dificulta el análisis de determinados caracteres que definen a las distintas especies del género, como la microornamentación o la presencia/ausencia de costillas.

También hemos incluido aquí un ejemplar que podría corresponder a una forma patológica (Lám. 17, fig. 13), otro cuya fracturación distorsiona las observaciones realizadas sobre el mismo (Lám. 17, fig. 14) y fragmentos en los que se reconocen algunos caracteres del género, como la presencia del surco

“panderodóntido” o la estriación longitudinal paralela al mismo y sobre el margen basal. Sin embargo, debido a la naturaleza de la mayor parte del material no es posible analizar de manera conjunta la cúspide y la base, cuyas características definen a las distintas especies de *Panderodus*.

*Panderodus?* sp.  
(Lám. 17, figs. 16-17)

**Material estudiado:** 8 fragmentos de base y 8 de cúspide obtenidos en los “Bancos Mixtos” (sección A de viso del Marqués) y en la “Caliza Urbana” (secciones A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Villanueva de San Carlos, A y B de Viso del Marqués, Puebla del Príncipe y Terrinches) (ver apartado 5.10).

**Observaciones:** Hemos atribuido a *Panderodus?* sp. aquellos elementos coniformes no geniculados surcados, cuyo estado de conservación no permite reconocer de manera efectiva la presencia de un verdadero surco “panderodóntido”.

#### Orden PRIONIODONTIDA Dzik, 1976

En este orden, según la definición de Sweet (1988), se incluyen aquellos conodontos que presentan un aparato esquelético fundamentalmente seximembrado o septimembrado, en el que una o ambas posiciones P del aparato, están ocupadas bien por elementos coniformes pastinados, bien por elementos pectiniformes.

Las familias incluidas en este orden son: Oistodontidae, Prioniodontidae, Balognathidae, Icriodellidae, Distomodontidae, Icriodontidae, Polyplacognathidae, Multioistodontidae, Plectodinidae, Cyrtionodontidae, Rhipidognathidae y Periodontidae.

#### Familia BALOGNATHIDAE Hass, 1959

Los géneros pertenecientes a esta familia se caracterizan por presentar un aparato conodontal de septi- a multimembrado. Los elementos que ocupan la posición P, pectiniformes con dos, tres o cuatro procesos, son principalmente escafiados. En muchos taxones las formas derechas e izquierdas no son simétricas. La posición S está ocupada por elementos alados, dolobrados a bipennados, tertio pedados y quadriramosos. En la posición media aparecen un par de elementos geniculados o tertio pedados (Stouge y Bagnoli, 1998).

Sweet (1988) incluye dentro de esta familia a los géneros: *Amorphognathus* Branson y Mehl, 1933; *Rhodesognathus* Bergström y Sweet, 1966; *Baltoniodus* Lindström, 1971; *Complexodus* Dzik, 1976; *Sagittodontina* Knüpfer, 1976 y *Noixodontus* McCracken y Barnes, 1982. El último de ellos un posible sinónimo posterior de *Sagittodontina* (*sensu* Sweet, 1988). Otros géneros adicionales son *Birksfeldia* (= *Gamachignathus* McCracken, Nowlan y Barnes, 1980 *sensu* Sweet, 1988) y *Dichodella* Serpagli, 1967.

**Observaciones:** Stouge y Bagnoli (1998) revisaron la clasificación del Orden Prioniodontida, pero a falta de criterio para considerar los restantes órdenes hemos optado por emplear la clasificación de Sweet (1988).

Género *Amorphognathus* Branson y Mehl, 1933

**Especie tipo:** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933.

- 1933 *Amorphognathus* n. gen. Branson y Mehl, p. 126.
- 1933 *Ambalodus* n. gen. Branson y Mehl, p. 127.
- 1953b *Baloghnathus* n. gen. Rhodes, p. 284.
- 1953b *Holodontus* n. gen. Rhodes, p. 303.
- 1955 *Rosagnathus* n. gen. Rhodes, p. 128.
- 1955 *Keisloghnathus* n. gen. Rhodes, p. 130.
- 1959 *Goniodontus* n. gen. Ethington, p. 278.
- 1962 *Tvaerenognathus* n. gen. Bergström, pp. 56-57.
- 1967 *Priomorphognathus* n. gen. Knüpfer, p. 50.
- 1971 *Amorphognathus* Rhodes - Bergström, pp. 131-133.

**Diagnosis multielemental** (Bergström, 1971: 131-133): “*El aparato de Amorphognathus incluye elementos amorphognatiformes, ambalodiformes, hibbardelliformes, holodontiformes, ligonodiniformes, y tetraprionodontiformes. Los últimos cuatro elementos aparecen pareados*”.

**Observaciones:** Bergström (1971: 131) incluyó en la sinonimia de *Amorphognathus* los géneros *Lenodus* Sergeeva, 1963 y *Tripodontus* Knüpfer, 1967. Respecto al primero de ellos, cuyo elemento holodontiforme recuerda al de *Amorphognathus*, el propio Bergström (*in* Robison, 1981) reconoció que corresponde a un género distinto, puesto que no aparece registrado en el mismo estrato que proporcionó los elementos conodontales que integran el aparato tipo de *Amorphognathus ordovicicus*, aunque en las asociaciones en las que aparece *Lenodus* se han registrado también elementos pectiniformes similares a los de *Amorphognathus*. Posteriormente, Dzik (1990) realizó una revisión de las asociaciones de conodontos presentes en Turingia estudiadas por Knüpfer (1967) y llegó a la conclusión de que *Tripodontus* es sinónimo de *Sagittodontina*, y no de *Amorphognathus*.

Barnes *et al.* (1979) clasificaron el aparato de *Amorphognathus* como de Tipo IVA, con dos series de transición, la primera constituida por los morfotipos Sa, Sb, Sc y Sd, y la segunda por Pa, Pb y M.

Orchard (1980: 16) señaló que los representantes del género *Amorphognathus* durante el Ordovícico Superior incluyen al menos siete morfotipos: amorphognatiforme (Pa), ambalodiforme (Pb), holodontiforme (M), eoligonodiniforme (Sc), keisloghnathodontiforme (Sd), hibbardelliforme (Sa) y tetraprionodontiforme (Sd). Indicó además, que los elementos Pa derechos e izquierdos en *A. superbus* y *A. ordovicicus* no son simétricos, puesto que los lóbulos en las formas izquierdas tienen un desarrollo menor. Según este autor los elementos Pb derecho e izquierdo también difieren, particularmente en *A. superbus*.

Según la descripción multielemental realizada en Robison (1981: W120) el aparato de *Amorphognathus* es septimembrado, con elementos derechos e izquierdos morfológicamente diferentes ocupando las posiciones P. Los elementos Pa son pastiniescafiados, muy expandidos lateralmente, con procesos laterales simples o bifurcados, y la cavidad basal amplia; la denticulación de la superficie oral de todos los procesos está restringida a una hilera central, sin costillas o nodos laterales. Los elementos Pb (pastinados) tienen los procesos, anterior y posterior, bien desarrollados y un proceso lateral corto. Los elementos M (tertiopedados), tienen un proceso posterior débilmente denticulado, mientras que los procesos anterior y lateral, también denticulados, son más largos. El morfotipo Sa (alado) se caracteriza por un largo proceso posterior y procesos laterales cortos. El morfotipo Sb (tertiopedado) es similar al anterior. El Sc (bipennado) tiene un largo proceso anterior denticulado y dirigido lateralmente. El morfotipo Sd (quadrirramoso) presenta un proceso posterior largo y unos procesos, anterior y laterales, cortos. En muchas especies los procesos de los elementos ramiformes están comprimidos lateralmente y la cavidad basal se extiende a lo largo de todo el elemento, además la denticulación del proceso posterior es de tipo hindeodelliforme.

Barnes *et al.* (1979) y Merrill y Powel (1980) consideran que el morfotipo que ocupa la posición Pa es el más diagnóstico a nivel de especie. Aunque este criterio es ampliamente aceptado por los especialistas en conodontos y es aplicable a la mayoría de las especies, como veremos el caso de *Amorphognathus* constituye una excepción.

Bergström (1971: 133) señaló que el elemento más diagnóstico de las especies de *Amorphognathus* es el holodontiforme, que en *A. ordovicicus* había sido descrito como *Goniodontus superbus* por Ethington (1959) y caracterizado por la presencia de un único denticulo apical y un proceso lateral adenticulado muy reducido. El elemento holodontiforme de la especie reconocida para el Ordovícico Medio fue descrito como *Holodontus superbus* por Rhodes (1953b) y la especie multielemental es referida como *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953). *A. ordovicicus* es similar, en muchos aspectos a *A. superbus*, pero el elemento holodontiforme de este último tiene tres o más denticulos apicales y procesos laterales, que aunque cortos, pueden aparecer sutilmente denticulados. Bergström (*op. cit.*) resaltó también la existencia de diferencias entre otros morfotipos de las especies de *Amorphognathus*, como en los elementos amorphognatiformes, si bien reconoció que las diferencias específicas, aparte de las indicadas para el elemento holodontiforme, no son muy evidentes en los especímenes de la parte alta de la Zona A. *superbus* (Caradoc superior).

Según Lindström (*in* Ziegler, 1977) los elementos ramiformes de *A. ordovicicus* Branson y Mehl son muy parecidos a los de *A. superbus* (Rhodes, 1953), y según las descripciones de este autor las similitudes entre ambos aparatos pueden ampliarse a los elementos amorphognatiformes y ambalodiformes. Por su parte, Orchard (1980: 16) también considera al elemento M más diagnóstico, puesto que el resto de morfotipos del aparato son con frecuencia indistinguibles.

El análisis de nuestras colecciones nos ha permitido comprobar por un lado que las características morfológicas del elemento amorphognatiforme favorecen su

fracturación y por otro, que el elemento holodontiforme está escasamente representado, lo que dificulta la identificación específica de este género. Por este motivo se han utilizado ambas formas para realizar las determinaciones específicas, considerando el estado de conservación del elemento, en el caso del morfotipo Pa y su presencia y abundancia, en el caso del morfotipo M.

**Especies asignadas:** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; *A. complicatus* Rhodes, 1953; *A. inaequalis* Rhodes, 1953; *A. superbus* (Rhodes, 1953); *A. duftonus* Rhodes, 1955; *A. tvaerensis* Bergström, 1962; *A. falodiformis* (Sergeeva, 1963); *A. lindstroemi* (Serpagli, 1967); *A. ventilatus* Ferretti y Barnes, 1997 y *A. sanrafaelensis* Lehnert *et al.*, 1998.

**Distribución:** *Amorphognathus* es un género cosmopolita muy extendido en el Ordovícico de América, Europa y Asia. En base a su filogenia se realiza la biozonación del Ordovícico Superior (Bergström, 1971).

*Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

(Lám. 5, figs. 2, 3, 6a-c; Lám. 6, figs. 5, 6a-b; Lám. 18; Lám. 19, figs. 1-14;  
Lám. 20, figs. 1-13; Lám. 21, figs. 1-11; Lám. 22, figs. 1-12;  
Lám. 23, figs. 1-15; Lám. 24, figs. 1-17)

- \*1933 *Amorphognathus ordovicica* n. sp. Branson y Mehl, p. 127, Lám. 10, fig. 38; elemento Pa.
- non 1953b *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Rhodes, p. 283, Lám. 29, figs. 47-49; elemento Pa.
- 1955 *Ambalodus triangularis* Branson y Mehl - Rhodes, p. 122, Lám. 7, figs. 9-14 ; elemento Pb.
- 1955 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Rhodes, p. 123, Lám. 9, fig 4; elemento Pa.
- 1955 *Amorphognathus duftonus* n. sp., Rhodes, pp. 123-124, Lám. 9, figs. 1, 5 y 8; elemento Pa.
- 1955 *Rodagnathus superbus* n. sp. Rhodes, p. 129, Lám. 7, figs. 1-4; elemento Sd.
- 1955 *Keislognathus gracilis* n. sp. Rhodes, p. 131, Lám. 7, figs. 7-8; Lám. 10, figs. 13-16; elemento Sb.
- 1955 *Ligonodina cf. elongata* Rhodes - Rhodes, p. 134, Lám. 8, figs. 7-8; elemento Sc.
- 1967 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Serpagli, p. 22, Lám. 1, figs. 1-3; elemento Pa.
- 1967 *Goniodontus superbus* Ethington - Serpagli, p. 41, Lám. 16, figs. 5-8; elemento M.
- 1967 *Ligonodina delicata* (Branson y Mehl) - Serpagli, p. 48, Lám. 17, figs. 1-2; elemento Sc.
- 1967 *Tetraprioniodus superbus* (Rhodes) - Serpagli, p. 48, Lám. 17, figs. 10-11; elemento Sd.
- 1977 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Lindström in Ziegler (ed.), p. 35-40 (con sinonimias anteriores).
- 1978 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Bergström, Lám. 80, figs. 1-11.
- 1979 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sweet, Figs. 10.1-10.13).
- 1980 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Orchard, p. 16, Lám. 4, figs. 1-13, 17-18.
- 1980 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Ross *et al.*, Figs. 6a-6f.
- 1981 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Weyant en Paris *et al.*, pp. 19-20, Lám. 1, figs. 1-13; Lám. 3, figs. 4, 6, 8-9.

- 1981 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Nowlan y Barnes, pp. 9-10, Lám. 1, figs. 1-14.
- 1982 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - McCracken y Barnes, Lám. 2, fig. 3.
- 1982 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Lenz y McCracken, Lám. 1, figs. 1-5.
- 1983 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Nowlan, pp. 660-662, Lám. 2, figs. 16-17, 22, 25-27.
- 1985 *Amorphognathus duftonus* Rhodes - Bergström y Orchard, Lám. 2.5, fig. 1.
- 1985 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Bergström y Orchard, Lám. 2.5, figs. 2-3, 5, 8-9.
- 1985 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Savage y Bassett, pp. 691-692, Lám. 84, figs. 1-21; Lám. 85, figs. 1-26; Lám. 86, figs. 1-13.
- 1987 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - McCracken, p. 1455, Lám. 1, fig. 36.
- 1989 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - McCracken y Nowlan, p. 1892, Lám. 1, figs. 1-8; Figs. 3A-3C.
- v. 1990 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento, p. 55.
- 1990 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Bergström, Lám. 4, figs. 15-16.
- 1990 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Uyeno, p. 55, Lám. 1, figs. 1-7.
- 1991 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Ferretti y Serpagli, Lám. 1, figs. 1-9.
- v. 1993 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento, pp. 284-303, Lám. 1, figs. 7, 9; Lám. 2, figs. 2, 6; Lám. 3, fig. 3; Lám. 16, figs. 1-17; Lám. 17, figs. 2-5, 7-16; Lám. 18, figs. 1-20; Lám. 23, fig. 5; Lám. 25, fig. 5; Lám. 27, figs. 1-4.
- 1994 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Dzik, pp. 94-96, Lám. 23, figs. 7-12, 24?, 20; Fig. Texto 21c, 22.
- v. 1995 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sanz-López y Sarmiento, p. 159.
- 1996 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Armstrong *et al.*, p. 16, Figs. 6.1-6.12; Fig. 7.
- 1997 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Ferretti y Barnes, pp. 26, 28, Lám. 1, figs. 1-15.
- 1998 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Bagnoli *et al.*, Lám. 1.2.1, fig. 6.
- 1998 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Dzik, Lám. 2, figs. 13-47.
- 1998 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Ferretti *et al.*, Lám. 4.1.1, figs. 1-9.
- 1998 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Ferretti y Serpagli, Lám. 1, figs. 12-14.
- v. 1999 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento *et al.*, pp. 490-494, Lám. 1, figs. 1-4.
- 2000 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - McCracken, Lám. 2, figs. 6-9.
- 2000 *Amorphognathus duftonus* Rhodes - McCracken, Lám. 4, figs. 3-5.
- 2000 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sweet, p. 1151, Fig. 10.1-10.11.
- 2001 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Ferretti y Schönlaub, Lám. 1, fig. 8.
- v. 2002a *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - del Moral, pp. 78 y 80; Fig. 5.6; Lám. 3, fig. 1.
- v. 2002 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento, p. 291.
- 2003 *Amorphognathus* sp. cf. *A. ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento y Bultynck, p. 7, Lám. 1, fig. 1.
- v. 2005 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - del Moral, Lám. 1, figs. 1, 6 y 7.
- 2007 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Zhang y Barnes, pp. 498-499, Fig. 7.1-7.7.

**Material estudiado:** 31 elementos Pa; 266 elementos Pb; 2 elementos Pa-b; 26 elementos M; 20 elementos Sa; 27 elementos Sa-b; 111 elementos Sb; 61 elementos Sc y 52 elementos Sd (ver apartado 5.10). Estos elementos se han recuperado de entre todos los afloramientos estudiados, con excepción de la sección de Luesma (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica), las secciones A de Checa y Pardos (Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica) y las secciones B de Viso del Marqués, B y C de Aldeaquemada.

**Descripción:** Todos los morfotipos descritos para esta especie se han reconocido en nuestras asociaciones, además de dos formas que parecen intermedias entre los morfotipos Pa-Pb y Sa-Sb.

El morfotipo Pa corresponde a un elemento pectiniforme con cuatro procesos (pastiniescafado o amorphognatiforme). Los procesos anterior y posterior están situados en un eje aproximadamente recto, siendo el proceso posterior generalmente más estrecho que el anterior. A partir de estos dos procesos mencionados se desarrollan sendos procesos laterales, ambos de carácter bilobulado, situándose el punto de bifurcación cerca del eje antero-posterior. De los lóbulos que presenta el proceso lateral desarrollado a partir del proceso anterior, el posterior es más corto que el anterior. En el proceso lateral posterior, la situación se invierte, siendo más largo el lóbulo anterior. Todos los procesos presentan una carena de dentículos en posición central, unidos unos a otros mediante un puente. El margen basal aparece engrosado a modo de reborde. La cavidad basal es muy amplia y profunda. En vista lateral todos los procesos se encuentran en el mismo plano. Las formas derechas e izquierdas no son simétricas, estando la asimetría determinada por el desarrollo de una cúspide bien individualizada en los elementos derechos, mientras que en los izquierdos el tamaño de todos los dentículos es más regular.

Dentro del morfotipo Pb se ha observado una gran variabilidad morfológica, teniendo siempre en cuenta que se trata de un elemento pectiniforme con tres procesos: anterior, posterior y lateral externo (pastiniescafado o ambalodiforme). La cúspide es robusta, de proclina a reclina, tiene los bordes anterior y posterior agudos, en algunos ejemplares se observa una sutil costilla en el flanco externo a partir de la cual se desarrolla el proceso lateral (Lám. 21, fig. 3). El proceso anterior, normalmente de mayor longitud que los otros dos, se dirige aboralmente, y presenta una anchura variable. El proceso posterior con frecuencia más corto que el anterior, forma con éste un ángulo aproximado de 90° (en vista oral y lateral). El eje antero-posterior describe una trayectoria fuertemente arqueada. El proceso lateral, mucho más corto que los otros dos, está orientado aboral y posteriormente, formando un ángulo de 45° respecto a los procesos anterior y posterior (en vista lateral). Todos los procesos presentan denticulación, siendo los dentículos de un tamaño regular, fusionados basalmente y de contorno triangular. El margen basal presenta un fuerte reborde. La cavidad basal ocupa toda la superficie interna del elemento.

Dos ejemplares de nuestra colección (Lám. 22, figs. 1 y 2) presentan características intermedias entre los dos morfotipos descritos anteriormente. Se trata de un elemento pectiniforme (pastiniescafado) con tres procesos: anterior, posterior y lateral externo, pero a diferencia del morfotipo Pb descrito anteriormente, el proceso posterior presenta una expansión de la base a modo de lóbulo. El proceso posterior y anterior forman un ángulo aproximado de 110°, mientras que el ángulo entre el proceso posterior y el proceso lateral se acerca a 160° y los procesos anterior y lateral son perpendiculares. La cúspide es robusta y corta como en el morfotipo Pa. El perfil del margen basal es convexo, intermedio entre el descrito para el elemento amorphognatiforme y el ambalodiforme. El margen basal presenta un reborde. La

cavidad basal ocupa toda la superficie aboral del elemento. Este morfotipo se describe como Pa-b.

El morfotipo M corresponde a un elemento ramiforme (tertiopedado modificado u holodontiforme) con tres procesos: dos antero-laterales (externo e interno) y uno posterior. La cúspide es robusta, con la cara anterior aproximadamente plana y la posterior convexa; los ápices no se conservan debido a la fracturación. Los procesos laterales se desarrollan a partir de costillas que recorren los flancos de la cúspide. El proceso lateral externo posee mayor desarrollo que los otros dos y presenta, en los ejemplares mejor conservados (Lám 22, figs. 8-10), un denticulo robusto bien desarrollado, separado de la cúspide por dos denticulos germinales, en posición distal aparece otro denticulo germinal. El proceso lateral interno carece de denticulos y tiene un desarrollo muy escaso (Lám. 22, figs. 7 y 10). El proceso posterior es muy corto, soportando al menos un denticulo de pequeño tamaño; el borde superior es agudo y se proyecta hacia la cúspide en forma de costilla. La cavidad basal es profunda y ocupa toda la superficie inferior de la unidad.

El morfotipo Sa está representado por un elemento ramiforme con un proceso posterior y dos laterales simétricos (alado o trichonodelliforme). La cúspide es proclina, de tamaño medio, los ápices están ausentes debido a la fracturación. El proceso posterior es recto, con una alta densidad de denticulos de patrón hindeodelliforme. Los procesos laterales están dirigidos posterior e inferiormente, aparecen denticulados, pero con una densidad mucho menor que el proceso posterior, siendo además todos los denticulos del mismo tamaño, excepto el denticulo proximal que presenta un desarrollo mayor.

El morfotipo Sb es un elemento ramiforme con tres procesos, uno posterior y dos laterales asimétricos (tertiopedado o keislognatodontiforme). La cúspide, de tamaño medio, varía de proclina a reclina. El proceso posterior es recto y presenta un patrón de denticulación hindeodelliforme. Los procesos laterales no son simétricos, presentan denticulos muy espaciados (con el mismo patrón que el descrito para los análogos del morfotipo Sa), están dirigidos aboral y posteriormente, y pueden aparecer muy desarrollados.

En nuestras asociaciones han aparecido elementos cuyos procesos laterales, sin llegar a ser simétricos como los del morfotipo Sa, presentan un ángulo entre los mismos menor que el del morfotipo Sb (entre 20 y 40°). Estos elementos han sido referidos como Sa-b.

El morfotipo Sc corresponde a un elemento ramiforme con dos procesos, en posición posterior y lateral (bipennado o ligonodiniforme). La cúspide es robusta y proclina de bajo ángulo. El proceso posterior presenta denticulación de tipo hindeodelliforme. El proceso lateral presenta un denticulo proximal muy desarrollado. El ángulo formado por ambos procesos en vista lateral es aproximadamente 45°.

El morfotipo Sd es un elemento ramiforme con cuatro procesos: anterior, posterior, lateral-externo y lateral-interno (quadrirramoso o tetraprionodontiforme). La cúspide es robusta y normalmente subrecta. El proceso anterior es continuación del margen anterior de la base y generalmente presenta un único denticulo, pero en algunos ejemplares porta dos o tres. El proceso posterior es recto y con una alta

densidad de denticulos de diferente tamaño. Los procesos laterales se dirigen posterior e inferiormente, presentan una escasa denticulación y no son simétricos.

La cavidad basal de los morfotipos S, es amplia debajo de la cúspide y corresponde a un surco que se estrecha progresivamente hacia el extremo distal de los procesos.

**Microestructura:** Los elementos de *A. ordovicicus* que integran nuestras colecciones no muestran ninguna evidencia de microornamentación, siendo las paredes lisas.

Lindström (1959: 436), sin embargo, describió la existencia de un reticulado en algunos ejemplares de *Ambalodus triangularis* s.f. Branson y Mehl, que en multitaxonomía es considerado el elemento Pb de *Amorphognathus ordovicicus*.

McCracken y Nowlan (1989: 1892; fig. 3), en material procedente de las pizarras de Boas River (Canadá), observaron un reticulado, similar al de un panal de abejas, en el margen de la plataforma de los elementos Pa de *A. ordovicicus*, sólo apreciable utilizando el microscopio electrónico de barrido y señalaron que algunos de los elementos ramiformes que integraban sus colecciones presentaban estriación en la cúspide y los denticulos.

Dado que nuestros ejemplares suelen presentar el margen basal afectado por la disolución no hemos podido determinar si tal ornamentación estaba o no presente en los elementos amorphognatiformes. Respecto a la estriación longitudinal de los elementos ramiformes creemos que es un carácter suficientemente distintivo, por lo que los especímenes de nuestra colección que presentan esta microestructura se han diferenciado en nomenclatura abierta como *Amorphognathus* sp. A.

**Observaciones:** En nuestras colecciones hemos constatado una gran variabilidad morfológica dentro de cada uno de los morfotipos que integran el aparato de *A. ordovicicus*, especialmente dentro del morfotipo ambalodiforme. Tales elementos coinciden con la descripción original de *Ambalodus triangularis* s.f. Branson y Mehl, 1933. Además, están dentro de los rangos de variabilidad respecto a características tales como la anchura de los procesos o el ángulo que forman entre ellos recogidas en los trabajos consultados para la confección de la lista de sinonimias. Aquellos ejemplares que presentan diferencias no consideradas intraespecíficas se han clasificado en nomenclatura abierta.

En la bibliografía consultada no hemos encontrado ninguna referencia a un elemento con las características descritas para el morfotipo Pa-b, nuestros ejemplares podrían corresponder a formas transicionales o patológicas, ya que su buen estado de conservación descarta posibles modificaciones tafonómicas. Sin embargo, su escasa representación en nuestras colecciones no nos permite alcanzar una conclusión definitiva.

Por otro lado y refiriéndonos a la especie, los ejemplares holodontiformes figurados por Dzik (1994: Lám. 23, fig. 6; Lám. 24, fig. 20) se han eliminado de la sinonimia de *A. ordovicicus* porque la presencia de un denticulo apical descarta su

pertenencia a este grupo. En ello coincidimos con Dzik (1998: 246) quien reconoció que dichos ejemplares deben ser definitivamente separados de *A. ordovicicus*, como *Amorphognathus* sp. n., asignándoles una edad Ashgill basal con dudas.

**Distribución:** *A. ordovicicus* es una especie cosmopolita que ha sido descrita en numerosas localidades de Norteamérica, Europa, el norte de África, Asia y recientemente en Argentina (Heredia, en prensa).

Este taxón define la biozona homónima, que abarca desde el techo del Caradoc hasta el Ashgill terminal de la escala regional británico-avalónica. En la escala aplicada a las regiones que ocupaban el margen Norte de Gondwana durante el Ordovícico Superior, escala bohémica, se circunscribe al Kralodvoriense.

*Amorphognathus* cf. *ordovicicus* Branson y Mehl, 1933  
(Lám. 7, fig. 9; Lám. 25, figs. 3-18)

**Material estudiado:** 6 elementos Pa; 120 elementos Pb; 18 elementos M; un elemento Sa; 17 elementos Sb; 6 elementos Sc; 16 elementos Sd y 6 elementos S (ver apartado 5.10). Los materiales que han proporcionado estos elementos son: el Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (secciones A y B de Fombuena); la Fm. Ojos Negros (sección A de Checa); los “Bancos Mixtos” (sección Huertezuelas) y la “Caliza Urbana” (secciones A y B de Corral de Calatrava; Huertezuelas; Villanueva de San Carlos; A, B y C de Viso del Marqués; Puebla del Príncipe; Terrinches y C de Aldeaquemada).

**Observaciones:** Se trata en general de elementos fragmentarios, cuyo deficiente estado de conservación no permite la determinación u observación de todas las características que definen a *Amorphognathus ordovicicus*.

En todos los morfotipos identificados como a *A. cf. ordovicicus* los procesos están fracturados desde un punto muy próximo a la cúspide y la frecuente recristalización de las paredes produce distorsiones a la hora de observar algunas características diagnósticas.

En el caso de los elementos ramiformes su pequeño tamaño y el escaso desarrollo que presentan generalmente sus dentículos hemos considerado más adecuado clasificar estos especímenes en nomenclatura abierta.

Por lo que respecta a los elementos holodontiformes (morfotipo M), los más característicos de *A. ordovicicus*, es posible apreciar la existencia de los tres procesos, antero-lateral externo, antero-lateral interno y posterior, todos ellos fragmentados. La cúspide es robusta, con el flanco anterior plano y el posterior convexo. El proceso antero-lateral externo presenta un mayor grado de conservación y, en algunos ejemplares (Lám. 25, figs. 14, 16 y 18), porta un dentículo de considerable tamaño en su extremo apical, además de dentículos germinales. Comúnmente, el proceso posterior aparece siempre fracturado, no conservándose vestigio alguno de la denticulación.

*Amorphognathus* aff. *ordovicicus* Branson y Mehl, 1933  
(Lám. 25, figs. 1-2)

**Material estudiado:** 10 elementos Pb (ver apartado 5.10), procedentes de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (sección A de Fombuena) y de Sierra Morena (secciones A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas y Terrinches).

**Descripción:** Elementos pectiniformes con tres procesos, anterior, posterior y lateral externo (pastiniescafo o ambalodiforme). La cúspide es larga y delgada, de subrecta a reclina, con los bordes anterior y posterior afilados. El proceso anterior, más largo que los otros dos, está dirigido aboralmente. El proceso posterior, de longitud intermedia, forma (en vista oral y lateral) un ángulo de 90° con el proceso anterior, de manera que el elemento aparece arqueado. El proceso lateral es de reducidas dimensiones, se dirige en sentido aboral y forma un ángulo aproximado (en vista oral) de 90° con el proceso anterior y de 180° con el proceso posterior. Todos los procesos desarrollan en la superficie oral una carena de pequeños denticulos romos. El margen basal aparece engrosado. La cavidad basal ocupa toda la superficie inferior del elemento.

**Microestructura:** No se ha observado microornamentación en ninguno de los ejemplares.

**Observaciones:** Los especímenes descritos como el morfotipo Pb de *Amorphognathus ordovicicus* presentan una amplia variabilidad morfológica, pero no llegan al extremo de los ejemplares aquí descritos como *A. aff. ordovicicus*. Estos son formas mucho más estrechas, con un proceso lateral externo proporcionalmente muy reducido y un patrón de denticulación diferente.

Al presentar estos elementos mayor similitud con los de *A. ordovicicus* que con otros taxones analizados, salvando las diferencias ya comentadas, y teniendo en cuenta que el estado de conservación de los mismos dificulta la definición de una nueva especie, hemos creído conveniente separar provisionalmente el taxón en nomenclatura abierta.

*Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953) *sensu* Orchard, 1980  
(Lám. 26, figs. 1-11)

- \*1953b *Holodontus robustus* n. sp., Rhodes, p. 304, Lám. 21, figs. 125-127; elemento M.
- 1953b *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Rhodes, p. 283, Lám. 29, figs. 47-49; elemento Pa.
- 1953b *Ambalodus triangularis* var. *indentatus* n. var., Rhodes, p. 280, Lám. 20, figs. 35-37, 56; elemento Pb.
- 1953b *Ligonodina elongata* n. sp, Rhodes, p. 305, Lám. 21, figs. 130-131; elemento Sc.
- 1953b *Ligonodina extensa* n. sp., Rhodes. p. 306, Lám. 21, figs. 128-129; elemento Sc.
- 1953b *Trichonodella gracilis* n. sp., Rhodes, p. 314, Lám. 21, figs. 144, 147-150; elemento Sa.
- 1964 *Holodontus superbus* Rhodes - Bergström, p. 26, Fig. texto 11; elemento M.
- 1967 *Ambalodus triangularis indentatus* Rhodes - Knüpfer, p. 21, Lám. 9, fig. 1; Lám. 10, fig. 6?; elemento Pb.
- 1980 *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953) - Orchard, pp. 16-17; Lám. 4, figs. 19, 20 y 24.

- 1984 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Chen y Zhang, p. 123, Lám. I, figs. 1-7.  
 1985 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Bergström y Orchard, Lám. 2.4, figs. 1-4, 8.  
 1985 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Savage y Bassett, p. 692, Lám. 83, figs. 1-19.  
 ? 1985 *Prioniodus deani* n. sp., Savage y Bassett, p. 707, Lám. 80, figs. 23-37.  
 1989 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Dzik, p. 6, figs. 2B y 16.  
 p. 1989 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Dzik, fig. 2A.  
 1989 *Sagittodontina kielcensis* (Dzik) - Dzik, fig. 3A.  
 1989 *Sagittodontina* aff. *bifurcata* Knüpfer - Dzik, fig. 3C.  
 1990 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Fuchs, pp. 203-204, Lám. 6, fig. 4.  
 p. v. 1993 *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl - Sarmiento, Lám. 17, figs. 1 y 6.  
 v. 1993 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento, Lám. 19, figs. 1, 4.  
 p. v. 1993 Elemento ambalodiforme, Sarmiento, Lám. 28, fig. 2.  
 1994 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Dzik, pp. 93-94, Fig. 21b; Lám. 23, figs. 3-5.  
 1994 *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer - Dzik, Lám. 22, fig. 7.  
 1994 *Sagittodontina kielcensis* (Dzik) - Dzik, Lám. 22, fig. 5.  
 1997 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti y Barnes, Lám. 4, figs. 5-7?  
 1998 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - Dzik, Lám. 1, figs. 27-30.  
 1998 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti *et al.*, Lám. 4.1.2, figs. 15.  
 1998 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti y Serpagli, Lám. 3, figs. 3-4.  
 2000 *Amorphognathus superbus* (Rhodes) - McCracken, Lám. 2, figs. 1-2.  
 v. 2002a *Sagittodontina robusta* Knüpfer - del Moral, pp. 80, 82, Lám. 3, fig. 5.

**Material estudiado:** 53 elementos ambalodiformes (ver apartado 5.10), recuperados en los materiales del Mb. Rebollarejo (Fm. Caliza de Cistoideos, sección A de Fombuena); de la “Bancos Mixtos” (sección B de Viso del Marqués) y de la “Caliza Urbana” (secciones A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Puebla del Príncipe y Terrinches).

**Descripción:** Para la identificación de este taxón hemos utilizado los criterios presentados por Orchard (1980: 16-17). En base a éstos, sólo ha sido posible reconocer aquellos ejemplares correspondientes al morfotipo Pb.

Se trata de un elemento pectiniforme (pastiniescafo o ambalodiforme) con tres procesos: anterior, posterior y lateral externo. La cúspide es suberecta y robusta, con los bordes anterior y posterior afilados. El proceso anterior, denticulado, está orientado aboralmente. En las formas izquierdas el margen interno del proceso anterior presenta una expansión lateral, que alcanza la máxima amplitud hacia la mitad del proceso, estrechándose distalmente a partir de este punto, lo que confiere al margen basal un perfil sinuoso. En las formas derechas los márgenes laterales del proceso anterior son paralelos, no presentando expansiones. El proceso posterior, también es denticulado y aparece con frecuencia fracturado; su longitud es igual o ligeramente menor que la del proceso anterior y tiende a abrirse distalmente. El proceso lateral, que aparece normalmente fragmentado, se desarrolla a partir del margen anterior de la cúspide, y está dirigido aboral y posteriormente; nuestros ejemplares no presentan denticulación en su extremo proximal.

En vista lateral, el proceso anterior forma un ángulo cercano a los 90° con el proceso posterior, correspondiendo el valor de dicho ángulo, en vista oral, a 140°. El ángulo existente entre estos dos procesos y el lateral es de 45°, en vista lateral, y 90°, en vista oral. El eje antero-posterior presenta un grado de curvatura claramente menor que en los elementos análogos de *A. ordovicicus*.

Los denticulos, con un perfil triangular, aparecen basalmente fusionados, siendo su tamaño relativamente mayor en el proceso anterior que en el posterior. El margen basal se caracteriza por la existencia del reborde típico de las especies de *Amorphognathus*. La cavidad basal es amplia y ocupa toda la superficie aboral de elemento.

**Microestructura:** No hemos observado elementos ornamentales en la pared de nuestros ejemplares.

**Observaciones:** Orchard (1980: 17) hizo mención a la variabilidad que mostraba el morfotipo Pb en la especie *Amorphognathus superbus*. Ésta se refiere especialmente al desarrollo del proceso anterior, cuyo margen interno es ondulado en las formas izquierdas (correspondientes a la morfoespecie *Ambalodus triangularis* var. *indentatus* Rhodes, 1953). En el trabajo de Bergström y Orchard (1985: 60) se reseña de nuevo esta característica.

Es esta clara diferencia entre el morfotipo Pb de *A. superbus* y *A. ordovicicus* la que hemos utilizado para distinguir ambas especies, dado que en nuestras colecciones no hemos encontrado ningún elemento que podamos adscribir a los morfotipos clásicos (M o Pa) de *A. superbus*.

El morfotipo Pb<sub>d</sub> aquí descrito se diferencia del presentado para *A. aff. ordovicicus* (Lám. 25, fig. 1) por el mayor desarrollo que exhibe del proceso lateral y por el mayor ángulo existente entre los procesos posterior y anterior, con valores de 90° y 140°, respectivamente.

**Discusión:** Dzik (1989: 5) presentó sendas reconstrucciones del aparato de *Sagittodontina robusta* (fig. 2A) y *Amorphognathus superbus* (fig. 2B) basadas en el material de Knüpfer (1967) procedente del Kalkbank de Turingia. Según dichas reconstrucciones el morfotipo Pb de *A. superbus* es un elemento ambalodiforme pequeño y robusto, mientras que el morfotipo homólogo en *S. robusta*, corresponde a un elemento también ambalodiforme con el margen interno del proceso anterior sinuoso. Un aspecto que llama la atención del elemento propuesto por Dzik (*op. cit.*) para el morfotipo Pb de *Sagittodontina robusta* es la presencia de un claro reborde basal, característico de las especies de *Amorphognathus* y no del género *Sagittodontina*, si atendemos a la reconstrucción propuesta para este último (Bergström, 1983: 46).

Revisando las descripciones realizadas utilizando la taxonomía morfoelemental hemos constatado que el morfotipo Pb propuesto por Dzik (1989) para *A. superbus* coincide con los ejemplares figurados para *Ambalodus superbus* s.f. por Rhodes (1953b: Lám. 20, figs. 30-37) o por Lindström (*in* Ziegler, 1977, pp. 40, 41) para *Amorphognathus superbus*, en multitaxonomía. Sin embargo, como ya hicieron constar Savage y Basset (1985: 694) el elemento Pb recuperado en la localidad tipo de *Amorphognathus superbus* fue designado por Rhodes (1953b) como *Ambalodus triangulares* var. *indentatus* e incluido por Orchard (1980), Bergström y Orchard (1985) y Savage y Basset (1985) en el concepto multielemental de *Amorphognathus superbus*.

El problema surge puesto que el morfotipo Pb figurado por Dzik (1989) para *Sagittodontina robusta* corresponde precisamente con la morfoespecie *Ambalodus triangulares* var. *indentatus*. Analizando de manera conjunta el trabajo de Knüpfer (1967) y el trabajo de Bergström (1983), donde se define en términos multielementales el género *Sagittodontina*, hemos llegado a la conclusión de que la morfoespecie *Sagittodontina unidentata* definida por Knüpfer (1967) en el material del Kalkbank se corresponde con el morfotipo Pb de *Sagittodontina robusta*, y no con el elemento propuesto por Dzik (1989).

Posteriormente, varios autores han seguido el modelo propuesto por Dzik (1989) incrementando o favoreciendo la confusión entre ambas especies (ej. Sarmiento, 1993; Dzik, 1994; Ferretti y Barnes, 1997; Ferretti y Serpagli, 1998; del Moral, 2002a). Sin embargo, un hecho reseñable es que Dzik (1998: Lám. 1, fig. 28) figura como morfotipo Pb de *Amorphognathus superbus* un elemento ambalodiforme con el margen sinuoso, que anteriormente habría atribuido a *Sagittodontina* según sus reconstrucciones previas.

**Distribución:** *A. superbus* es una especie cosmopolita descrita principalmente en localidades de Norteamérica y Europa. Su aparición define la biozona homónima, que abarca el Ordovícico Superior medio.

*Amorphognathus* cf. *superbus* (Rhodes, 1953)  
(Lám. 26, figs. 12-13)

**Material estudiado:** 11 elementos ambalodiformes (ver apartado 5.10) procedentes de la sección A de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Fombuena) y del afloramiento investigado en Huertezuelas (“Caliza Urbana”).

**Observaciones:** Hemos incluido en nomenclatura abierta ciertos elementos ambalodiformes (o pastiniescafiados) que muestran parcial o totalmente fragmentado el proceso anterior, pero que sin embargo presentan características muy similares con las formas descritas para *Amorphognathus superbus* en lo que se refiere a la configuración de la cúspide y del proceso posterior y al patrón de denticulación.

*Amorphognathus* aff. *lindstroemi* (Serpagli, 1967)  
(Lám. 26, figs. 14-18)

- aff. 1967 *Goniodontus lindstroemi* n. sp. Serpagli, p. 69, Lám. 16, figs. 1-4; elemento M.
- aff. 1980 *Amorphognathus lindstroemi* (Serpagli) - Orchard, p. 16, Lám. 4, fig. 28; elemento M.
- 1980 *Amorphognathus* aff. *lindstroemi* (Serpagli) - Orchard, p. 16, Lám. 4, fig. 14; elemento M.
- aff. 1985 *Amorphognathus duftonus* Rhodes - Bergström y Orchard, Lám. 2.5, fig. 6; elemento M.
- aff. 1992 *Amorphognathus* cf. *A. ordovicicus* Branson y Mehl - Bergström y Massa, Lám. 1, fig. 18.
- aff. 1998 *Amorphognathus lindstroemi* (Serpagli) - Ferretti y Serpagli, Lám. 1, fig. 15; elemento M.

aff. 2000 *Amorphognathus duftonus* Rhodes - McCracken, p. 187, Lám. 4, figs. 1-2; elemento M.

aff. 2001 *Amorphognathus lindstroemi* (Serpagli) - Ferretti y Schönlaub, Lám. 2, fig. 7; elemento M.

**Material estudiado:** 11 elementos holodontiformes (ver apartado 5.10) hallados en el Mb. Rebollarejo de la Fm. Fombuena (sección A de Fombuena); en los cantos calcáreos de la Fm. Orea (sección B de Fombuena) y en la “Caliza Urbana” (sección B de Corral de Calatrava).

**Descripción:** Elementos ramiformes (tertiopedados u holodontiformes) con dos procesos antero-laterales (externo e interno) y un proceso posterior. La cúspide es reclina, con los márgenes anterior y posterior convexos y los márgenes laterales agudos. El proceso antero-lateral externo, aparentemente sin denticulos, se dirige aboralmente y se desarrolla a partir de una costilla que se inicia en la cúspide; esta costilla presenta una evidente expansión lateral aproximadamente hacia el tercio inferior de la cúspide. En todos los elementos este proceso aparece fragmentado. El proceso antero-lateral interno, está muy poco desarrollado y parte de una costilla que se continúa hacia la cúspide, donde ocupa también una posición antero-lateral interna. El proceso posterior, desarrollado a partir de una quilla que ocupa una posición postero-lateral externa en la cúspide, puede portar al menos un denticulo en nuestros ejemplares (Lám. 26, fig. 16). La cavidad basal es profunda bajo la cúspide y se continúa en la superficie aboral de los procesos a modo de surcos.

**Microestructura:** Los ejemplares presentan las paredes lisas.

**Observaciones:** Serpagli (1967: 69) describió *Goniodontus lindstroemi* s.f., como un elemento con tres procesos, de los cuales sólo uno aparecía denticulado. Sin embargo según Orchard (1980: Lám. 4, fig. 28) dos de los procesos pueden portar denticulos.

Los especímenes que hemos considerado afines a este taxón se diferencian de los elementos análogos de *Amorphognathus ordovicicus* por la expansión del margen antero-lateral externo de la cúspide, sin embargo a diferencia del morfotipo M de *A. lindstroemi*, en ninguno de nuestros elementos esta expansión se corresponde con un denticulo en la cara externa de la cúspide.

En la lista de sinonimias sólo hemos recogido las referencias al elemento holodontiforme, puesto que es el único que hemos identificado en nuestras asociaciones.

**Discusión:** Respecto a la ambigüedad existente a la hora de nombrar este taxón, algunos autores han utilizado para designar la especie multielemental el término morfotaxonómico correspondiente al morfotipo M (p. ej. Orchard, 1980; Ferretti y Serpagli, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001), mientras que otros han empleado el que se cree corresponde al morfotipo Pa (p. ej. Bergström y Orchard, 1985; McCracken, 2000), esto es, *Goniodontus lindstroemi* (Serpagli, 1967) frente a *Amorphognathus duftonus* Rhodes, 1955.

Dado que la morfoespecie creada por Rhodes (1955), *A. duftonus*, ha sido incluida en la sinonimia de *Amorphognathus ordovicicus* por diferentes autores (p.

ej. Serpagli, 1967; Bergström, 1971; Lindström *in* Ziegler, 1977), hemos optado por otorgar mayor validez al término propuesto por Serpagli (1967) dado que en el material de Rhodes (1955) no aparecía asociado ningún elemento con las características referidas para el morfotipo holodontiforme de *A. lindstroemi* y que el elemento más diagnóstico del género es precisamente el M.

*Amorphognathus* sp. A  
(Lám. 6, fig. 9; Lám. 27, figs. 1-10)

**Material estudiado:** 6 elementos M; un elemento Sa, un elemento Sa-b; 2 elementos Sb; 1 elemento Sc y un elemento Sd (ver apartado 5.10). Estos elementos proceden del Mb. Rebovilla (sección Luesma) y Rebollarejo (sección A de Fombuena) de la Fm. Fombuena; de los cantos calcáreos incluidos en la Fm. Orea (sección B de Checa) y de la “Caliza Urbana” (sección B de Corral de Calatrava).

**Descripción:** Las características morfológicas de estos especímenes coinciden con las descritas para los elementos análogos de *Amorphognathus ordovicicus*.

**Microestructura:** Los ejemplares incluidos en este grupo se caracterizan por presentar una estriación longitudinal tenue, muy evidente en la cúspide.

**Observaciones:** Como se explicó anteriormente (ver p. 202) se ha considerado que la estriación longitudinal que exhiben estas formas es un carácter lo suficientemente diagnóstico como para clasificarlas de manera separada.

Sin embargo, considerando que la microornamentación que exhiben estas formas tiene un carácter muy sutil y que los elementos ramiformes presentan una reducida talla es muy difícil diferenciarlos a la escala habitual de trabajo (lupa binocular) de los elementos ramiformes correspondientes a otras especies del género *Amorphognathus*.

*Amorphognathus* sp. B  
(Lám. 27, figs. 11-13)

**Material estudiado:** 3 elementos Pa, procedentes del Miembro Rebollarejo de la Formación Caliza de Cistoideos en la sección A y de los cantos calcáreos de la Formación Orea en la sección B de Fombuena (ver apartado 5.10). Ejemplares: MGM-4186-O [F(B)-O1-H]; MGM-4341-O [F(A)-CC27-M] y MGM-4451-O [F(A)-CC58-Ñ].

**Descripción:** Elementos pectiniformes con cuatro procesos (pectiniescafados o amorphognatiformes), todos ellos correspondientes a la forma derecha. El proceso posterior es afilado, muy curvado y presenta una carena de denticulos fusionados cuyo tamaño disminuye distalmente. El proceso anterior es más ancho que el posterior y presenta una invaginación del margen basal en la porción proximal externa. El proceso lateral interno es bilobulado, siendo el lóbulo posterior más largo que el anterior y hallándose el punto de bifurcación en el eje antero-posterior. El proceso lateral externo aparece fracturado, por lo que no es

posible realizar observaciones respecto al mismo. El margen basal presenta una expansión en la zona próxima del proceso posterior.

Los procesos anterior y lateral interno presentan una hilera central de dentículos fusionados, aunque no tan elevados como los del proceso posterior. La cavidad basal ocupa toda la superficie aboral del elemento.

**Microestructura:** No hemos observado estriación en los ejemplares.

**Observaciones:** A efectos taxonómicos hemos individualizado estas formas de manera independiente puesto que la expansión basal que presentan dichos ejemplares es una característica que no se ha mencionado para ninguna de las especies incluidas dentro del género *Amorphognathus*, sin embargo el plan morfológico general que presentan si coincide con estas formas.

*Amorphognathus* spp.  
(Lám. 28, figs. 1-8)

**Material estudiado:** 463 fragmentos del morfotipo Pa (ver apartado 5.10), recuperados en la mayoría de las secciones y materiales investigados.

**Observaciones:** Como se desprende de los trabajos de Orchard (1980: 16), Bergström (1983: 40) y Bergström y Orchard (1985), entre otros, los elementos amorphognatiformes de *A. complicatus*, *A. superbus* y *A. ordovicicus* sólo se diferencian a partir de las características del proceso lateral interno. En *A. complicatus*, este es unilobulado; en *A. superbus* es ramificado, con el lóbulo anterior más largo que el posterior; y en *A. ordovicicus*, aunque también es bilobulado, el lóbulo posterior es el de mayor longitud.

Hemos incluido aquí aquellos fragmentos de ejemplares que no conservan el proceso lateral interno, por lo que carecemos de criterio para determinar a cuál de estas especies pertenecen, y también fragmentos de procesos aislados que claramente proceden de la fracturación del elemento pectiniescafo.

*Amorphognathus?* sp.  
(Lám. 28, figs. 9-10)

**Material estudiado:** 1296 fragmentos atribuidos a elementos pectiniformes s.l. Estos elementos han aparecido en la mayor parte de las secciones y materiales estudiados (ver apartado 5.10).

**Observaciones:** A diferencia de los fragmentos incluidos en *Amorphognathus* spp. bajo este epígrafe se agrupan aquellas formas cuya única característica en común con los representantes del género es el engrosamiento del margen basal en forma de reborde.

Género *Baltoniodus* Lindström, 1971

**Especie tipo:** *Prioniodus navis* Lindström, 1955

- 1971 *Baltoniodus* n. gen. Lindström, p. 55.  
 1981 *Baltoniodus* Lindström - Clark, p. W132.  
 1990 *Baltoniodus* Lindström - Stouge y Bagnoli, p. 10.

**Diagnosis multielemental** (Lindström, 1971: 55): “*Baltoniodus incluye formas en las cuales los elementos prioniodiformes son denticulados y los elementos amorphognatiformes exhiben una expansión lateral interna. Las plataformas de la mayoría de las especies carecen de rebordes basales. La serie de elementos accesorios no prioniodiformes es completa. El elemento oistodiforme puede presentar denticulos en el borde anterior*”.

**Observaciones:** Clark (1981) apuntó que la mayoría de las especies del género tienen aparatos conodontales septimembrados, que incluyen dos tipos de elementos en la posición P. Uno de ellos, el morfotipo Pb, muestra el flanco interno del proceso posterior expandido lateralmente, dando lugar a una amplia cavidad basal. El proceso anterior de los elementos que ocupan las posiciones M y Sc puede carecer de denticulos.

Stouge y Bagnoli (1990: 10) describen el aparato de *Baltoniodus* como septimembrado, constituido por elementos pectiniformes, pastinados, alados, tertio pedados, bipennados, cuadrirramosos y geniculados. También señalan que el aparato había sido otras veces descrito como seximembrado porque las diferencias entre los elementos Sb (tertio pedado) y Sc (bipennado) son mínimas en algunas especies (Bergström, 1971; Lindström, 1971; Sweet y Bergström, 1972).

Respecto a sus afinidades Clark (1981), Dzik (1991) y Stouge y Bagnoli (1990, 1998) incluyeron a este género en la Familia Prionodontidae Bassler, 1925, mientras que Sweet (1988) lo adscribió a la Familia Balognathidae Hass, 1959, con cuyos últimos argumentos concordamos.

**Especies asignadas:** *B. crassulus* (Lindström, 1955); *B. navis* (Lindström, 1955); *B. triangularis* (Lindström, 1955); *B. variabilis* (Bergström, 1962); *B. parvidentatus* (Sergeeva, 1963); *B. prevariabilis* (Fåhræus, 1966); *B. alobatus* (Bergström, 1971); *B. gerdae* (Bergström, 1971); *B. medius* (Dzik, 1976); *B. norrlandicus* (Löfgren, 1978) y *B. clavatus* (Stouge y Bagnoli, 1990).

**Distribución:** Este género se ha descrito en materiales del intervalo Arenig-Caradoc.

*Baltoniodus?* sp. A  
 (Lám. 28, figs. 11-17)

**Material estudiado:** Se ha determinado la presencia de tres elementos que podrían corresponder a estas formas: Un elemento oistodiforme; un elemento ramiforme y 72 elementos pectiniformes (ver apartado 5.10). Su presencia se ha documentado en la sección A de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos), A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, A de Viso del Marqués, Villamanrique, Puebla del Príncipe y Terrinches (en estas últimas en materiales de la “Caliza Urbana”).

**Descripción:** El elemento cónico no geniculado (oistodiforme) presenta una cúspide erecta, con los bordes anterior y posterior afilados, los flancos laterales convexos, y ligeramente flexionada hacia uno de los flancos. El margen superior de la base es afilado y forma un ángulo de 90° con el margen posterior de la cúspide. La base exhibe una ancha carena en la porción media, que le confiere una fuerte convexidad. El margen basal del único elemento que hemos obtenido aparece fracturado. La cavidad basal es amplia y profunda.

El elemento ramiforme alado correspondería al morfotipo Sa. La cúspide es corta y ligeramente reclinada, de sección transversal subtriangular. Tres costillas desarrolladas en forma de quillas, una posterior y dos laterales se prolongan en los procesos laterales y el posterior del elemento. El proceso posterior se orienta en dirección ortogonal a cúspide, pero el ejemplar aparece fracturado, por lo que no es posible determinar otras características. Los procesos laterales son simétricos y denticulados, con una trayectoria aboral y ligeramente posterior; el ángulo entre estos procesos es agudo, de aproximadamente 30°. Los denticulos están ligeramente fusionados por la base, son agudos y relativamente altos, con los flancos laterales afilados y de contorno triangular. La cavidad basal constituye toda la superficie aboral del elemento.

Dentro de los elementos pectiniformes se han reconocido dos morfotipos. El primero de ellos (Lám. 28, figs. 16-17) que podría corresponder a la posición Pb tiene tres procesos (ambalodiforme), con la cúspide ligeramente proclina. El proceso anterior es el más largo y está dirigido aboralmente; es denticulado, en algunas zonas se insinúa un reborde basal y forma un ángulo agudo con el proceso posterior. El proceso posterior aparece fracturado, pero se puede constatar su carácter denticulado. El proceso lateral, ocupa una posición externa, está dirigido aboral y posteriormente y forma un ángulo de 45° respecto a los otros dos procesos. Los denticulos son de pequeño tamaño, aparentemente discretos y de perfil triangular. La cavidad basal es profunda y ocupa la superficie aboral de los elementos.

El segundo morfotipo pectiniforme, que podría ocupar la posición Pa, está representado por fragmentos del proceso anterior, atribuibles a un elemento pastinescafo. La cúspide es reclinada, baja y robusta. El proceso conservado es estrecho, con el margen basal cóncavo en la porción proximal y el convexo en la distal. El margen basal desarrolla un reborde en la zona entre los procesos. Los denticulos del proceso anterior aparecen basalmente fusionados y en perfil son triangulares. La cavidad basal es amplia.

**Microestructura:** Los elementos oistodiforme y ramiforme alado presentan en la cúspide una estriación longitudinal que se atenúa hasta desaparecer en la zona basal. Sólo en uno de los elementos pectiniformes (Lám. 28, fig. 13) se ha observado una débil estriación en la cúspide.

**Observaciones:** Adscribimos con reservas estos ejemplares a un género cuya última aparición certificada (*B. alobatus*) corresponde al techo de la Biozona de *Amorphognathus tvaerensis* (Caradoc medio de la escala regional británico-avalónica). Sin embargo, la enorme semejanza que presentan estos elementos

oistodiforme, alado y ambalodiforme con formas referidas a *Baltoniodus*, en base a su plan morfológico y la estriación, nos induce a incluirlos con dudas dentro de este género. Podría, por tanto, tratarse de un taxón “lázar”, pero el insuficiente número de ejemplares no nos permite realizar un análisis más pormenorizado, ni llevar a cabo una reconstrucción más completa de su posible aparato conodontal.

Respecto a los elementos referidos como pastiniescafiados, su inclusión en este taxón nos plantea más incertidumbre debido a la ausencia del característico proceso posterior, que permitiría la clara diferenciación de nuestros ejemplares de los elementos análogos de *Amorphognathus*, de los que se diferencian también por la estriación y el perfil del margen basal. Además, mientras que los otros elementos descritos son muy escasos, incluso anecdóticos en las colecciones analizadas, este morfotipo es muy frecuente, y no se puede descartar de manera concluyente que no corresponda a fragmentos tafonómicamente alterados de *Amorphognathus* sp. A.

#### Género *Sagittodontina* Knüpf, 1967

##### **Especie tipo:** *Sagittodontina robusta* Knüpf, 1967

- 1967 *Sagittodontina* n. gen. Knüpf, pp. 37-38.  
 1967 *Istorinus* n. gen. Knüpf, p. 31.  
 1967 *Tripodontus* n. gen. Knüpf, p. 41.  
 ? 1982 *Noixodontus* n. gen. McCracken y Barnes, pp. 1480-1481.  
 1983 *Sagittodontina* Knüpf - Bergström, p. 46  
 1984 *Sagittodontina* Knüpf - Sweet y Bergström, p. 85.  
 1990 *Sagittodontina* Knüpf - Dzik, p. 6.

**Diagnosis multielemental** (Bergström, 1983: 46): “La especie tipo *Sagittodontina robusta* (= *Sagittodontina bifurcata*) Knüpf, 1967 tiene un aparato compuesto por elementos pastiniescafiados y pastinados pareados, y un conjunto de elementos ramificados del mismo tipo morfológico que los que presenta *Amorphognathus*”.

**Observaciones:** Bergström (1983) señaló que la apariencia de los elementos pectiniformes y ramiformes de *Sagittodontina* y otros géneros del Ordovícico Superior, incluido *Amorphognathus*, es claramente diferente, por lo que sus relaciones filogenéticas no están claras. Según este autor la arquitectura del aparato de *Sagittodontina* sugiere que podría haber tenido su origen en el linaje de *Amorphognathus*, pero no hay datos que fundamenten esta teoría. La interpretación alternativa es que *Sagittodontina* represente un linaje evolutivo separado, derivado de un ancestro prionodontaceo paralelo al de *Amorphognathus* (ver figura 6.2).

El aparato de las especies de *Sagittodontina*, según la clasificación de Barnes *et al.* (1979), es de Tipo IVA, disponiéndose los distintos morfotipos en dos series de transiciones simétricas, la primera incluye los morfotipos Sa, Sb, Sc y Sd, y la segunda los Pa, Pb y M.

**Especies asignadas:** *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967 y *Sagittodontina? kielcensis* (Dzik, 1976).

**Distribución:** *Sagittodontina* aparece en materiales del Ordovícico Superior de Europa y el norte de África. *Noixodontus* McCracken y Barnes, 1982, un posible sinónimo posterior del género, aparece registrado en materiales del Ordovícico Superior de Norteamérica.

*Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967 *sensu* Bergström, 1983  
(Lám. 6, fig. 1; Lám. 7, fig. 3a-b; Lám. 29, figs. 1-17;  
Lám. 30, figs. 1-16; Lám. 31, figs. 1-8)

- ? 1967 *Acodus abnormis* n. sp. Knüpfer, p. 17, Lám. 3, fig. 9, 13; elemento M.  
1967 *Acodus deltatus altior* Lindström - Knüpfer, p. 17, Lám. 4, figs. 2-6; elemento Sb.  
1967 *Distacodus stola* Lindström - Knüpfer, p. 21, Lám. 5, figs. 1-2; elemento Sd.  
1967 *Clavohamulus* n. sp. 1 Knüpfer, p. 23, Lám. 1, figs. 1-2; elemento Sc.  
1967 *Clavohamulus* n. sp. 2 Knüpfer, p. 23, Lám. 1, figs. 3; elemento Sc.  
1967 *Drepanodus disymmetricus* n. sp. Knüpfer, p. 26, Lám. 2, figs. 1-3; elemento Sc.  
1967 *Drepanodus humilis* n. sp. Knüpfer, p. 27, Lám. 2, figs. 4-6; elemento Sc.  
1967 *Goniodontus* n. sp. Knüpfer, pp. 29-30, Lám. 4, fig. 13; elemento M.  
1967 *Ligonodina?* sp. Knüpfer, p. 33, Lám. 4, fig. 14; elemento Sc.  
1967 *Roundya gebersdorfi* n. sp. Knüpfer, pp. 35-36, Lám. 4, figs. 11-12; elemento Sb.  
1967 *Sagittodontus dentatus* (Ethington) - Knüpfer, p. 37, Lám. 7, fig. 6; elemento P?.  
1967 *Sagittodontus robustus flammeus* Knüpfer, p. 37, Lám. 5, fig. 8; Lám. 11, fig. 9-10; elemento P?.  
\* 1967 *Sagittodontina robusta* n. sp. Knüpfer, p. 38, Lám. 8, figs. 3-4 (elemento P).  
1967 *Sagittodontina separata* n. sp. Knüpfer, pp. 38-39, Lám. 8, figs. 5, 7; elemento Pa?.  
1967 *Sagittodontina unidentata* n. sp. Knüpfer, p. 39, Lám. 8, figs. 1-2 (elemento Pb).  
1967 *Sagittodontina bifurcata* n. sp. Knüpfer, pp. 39-40, Lám. 7, fig. 5 (elemento Pa).  
1967 *Strachanognathus thuringensis* Knüpfer, p. 40, Lám. 5, fig. 6; elemento Sc.  
1967 *Trichonodella* n. sp. Knüpfer, p. 41, Lám. 6, figs. 5-6; elemento Sa.  
1967 *Tripodontus compactus* Knüpfer, pp. 41-42, Lám. 6, figs. 7-8; elemento Sd.  
1967 *Tripodontus muelleri* Knüpfer, p. 42, Lám. 6, figs. 5-6; elemento Sd.  
1967 *Zygognathus asymmetrica* n. sp. Knüpfer, pp. 42-43, Lám. 6, figs. 1-2; elemento Sb.  
1967 *Zygognathus? atypica* n. sp. Knüpfer, p. 43, Lám. 5, figs. 5, 7; elemento Sb.  
1967 *Drepanodus cf. suberectus* (Branson y Mehl) - Knüpfer, Lám. 1, fig. 11; elemento Sc.  
1981 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Paris *et al.*, p. 21, Lám. 2, fig. 11; Lám. 3, figs. 1-3, 5; Lám. 4, figs. 1, 2, 4 y 6; morfotaxonomía.  
1981 *Trichonodella cf. asimétrica* (Knüpfer) - Paris *et al.*, p. 22; Lám. 2, figs. 4 y 5; Lám. 3, figs. 7 y 12?; morfotaxonomía.  
? 1982 *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield) - McCracken y Barnes, pp. 1480-1481, Lám. 2, figs. 2-15; Fig. 3 (con sinonimia hasta 1982)  
1983 *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer - Bergström, Figs. 4.A-G; multielemental.  
? 1986 *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield) - Barrick *in* Amsdem y Barrick, p. 68, Lám. 7, figs. 6, 11-16.  
? 1987 *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield) - McCracken, p. 1461 (con sinonimias hasta 1982).  
1990 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Fuchs, pp. 206, 208, Lám. 5, figs. 1-5; Lám. 7, figs. 1, 4.  
v. 1990 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento, p. 55.

- 1992 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Bergström y Massa, p. 1338, Lám. 1, figs. 6-14, 17 (con sinonimia).
- v. 1993 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento, pp. 326-338, Lám. 1, fig. 5; Lám. 19, figs. 2-3, 5-9, 11-18; Lám. 20, figs. 1-16; Lám. 21, figs. 1-9; Lám. 22, figs. 3-7; Lám. 27, fig. 5; Lám. 28, figs., 3-9, 11; Lám. 29, figs. 1, 6-7, 10.
- v. 1993 *Sagittodontina robusta* Knüpfer? - Sarmiento, pp. 338-339; Lám. 2, fig. 4; Lám. 3, fig. 4.
- 1997 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti y Barnes, pp. 30, 32, Lám. 4, figs. 1-4, 8-23 (con sinonimia).
- 1998 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti *et al.*, Lám. 4.1.2, figs. 16-17.
- 1998 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Ferretti y Serpagli, Lám. 3, figs. 1-2, 5-7.
- v. 1999 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento *et al.*, pp. 495-496, Lám. 1, figs. 6-17; Lám. 2, figs. 1-5.
- v. 2001 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento *et al.*, p. 101, Lám. 1, figs. 1-3, 5.
- v. 2002a *Sagittodontina robusta* Knüpfer - del Moral, pp. 80, 82, Lám. 3, figs. 6-7; Figs. Texto 5.1, 5.2, 5.3.
- v. 2002 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento, p. 291.
- v. 2005 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - del Moral, Lám. 1, fig.4.

**Material estudiado:** 15 elementos Pa; 7 elementos Pb; 317 elementos pectiniformes *s.l.*; 17 elementos M; 12 elementos Sa; 4 elementos Sa-b; 204 elementos Sb; 17 elementos Sc y 71 elementos Sd (ver apartado 5.10). El material se ha recuperado en muestras procedentes del Mb. Rebosilla de la Fm. Caliza de Cistoideos (sección Luesma); del Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (secciones A y B de Fombuena); de los cantos calcáreos de la Fm. Orea (B de Checa); de los “Bancos Mixtos” (secciones de Huertezuelas y A y B de Viso del Marqués) y de la “Caliza Urbana” (secciones A y B de Corral de Calatrava; Huertezuelas; Villanueva de San Carlos; C de Viso del Marqués; Villamanrique; Puebla del Príncipe; Terrinches y C de Aldeaquemada).

**Descripción:** En nuestras asociaciones hemos determinado la presencia de todos los morfotipos que según Bergström (1983: 46) integran el aparato de esta especie.

El morfotipo Pa corresponde a un elemento pectiniforme (pastiniescajado) con cuatro procesos: uno anterior, uno posterior y dos laterales, todos sobre el mismo plano. Es un elemento con la plataforma comparativamente muy alta en vista lateral. La cúspide puede variar de subrecta a reclina, con los bordes anterior y posterior ligeramente afilados, los flancos laterales convexos y el ápice romo. Los procesos, anterior y posterior, pueden considerarse de la misma longitud y anchura, aunque el anterior es ligeramente más largo que el posterior. El proceso lateral interno parte del proceso posterior, en un punto muy próximo a la cúspide, y forma con éste un ángulo (en vista oral) de entre 50 y 60°, siendo además de una longitud similar. El proceso lateral externo aparece sólo levemente insinuado en la mayoría de nuestros ejemplares (Lám. 29, figs. 1-3, 5-6), se desarrolla a partir del flanco lateral externo de la cúspide y forma con el proceso anterior un ángulo cercano a los 50°, en vista oral. Todos los procesos conservados presentan una hilera de denticulos individualizados con ápices romos y sección sub-circular, entre ellos se desarrollan valles redondeados. La cavidad basal es amplia y profunda.

El morfotipo Pb está representado por un elemento pectiniforme (ambalodiforme o pastiniescajado) con tres procesos en posición anterior, posterior y lateral externa. La cúspide es subrecta, con los márgenes (anterior y posterior) afilados; su sección es biconvexa y el ápice romo. El proceso anterior está dirigido aboralmente, es largo y denticulado. El proceso posterior se halla siempre incompleto, por lo que no podemos definir sus características. El proceso lateral se desarrolla a partir de una costilla situada sobre el flanco lateral externo de la cúspide, muy cerca del margen anterior. En vista lateral, los procesos anterior y posterior forman un ángulo de 70°, y el proceso lateral de aproximadamente 45° respecto a los otros dos. Los dentículos del proceso anterior son de mayor tamaño que los dos que porta el proceso lateral, apenas perceptibles (Lám. 29, fig. 7). En la porción proximal sus ápices son más romos, pero los dentículos más distales del proceso anterior son puntiagudos, mientras que los que se hallan en su porción proximal tienen ápices romos.

El morfotipo M es un elemento ramiforme con tres procesos: anterior, posterior y lateral externo (tertiopedado modificado u holodontiforme). La cúspide es reclina, con los bordes anterior y posterior convexos y los flancos laterales afilados, el ápice romo, y la sección proximal sub-triangular. El proceso lateral externo, más largo que los otros dos, porta, al menos, dos dentículos aislados. El proceso lateral interno no se conserva. El proceso posterior se halla siempre fragmentado, pero podemos observar que parte de la porción posterior-externa de la cúspide (Lám. 30, figs. 1-6). Los dentículos conservados son largos, de bordes convergentes, con el ápice romo y el espacio entre ellos redondeado. La cavidad basal ocupa toda la superficie inferior del elemento.

Los morfotipos S corresponden a elementos ramiformes elongados. En todos ellos, la cúspide varía entre proclina y subrecta, con aspecto esbelto, ápice romo y margen posterior aquillado. Los procesos son estrechos; sus dentículos son de tamaño medio, discretos, con ápice romo y el espacio entre ellos cóncavo; la cavidad basal es amplia y ocupa por completo la superficie aboral de los elementos.

Las diferencias entre los morfotipos S se refieren al número y disposición de los procesos. Así, el morfotipo Sa, alado o trichonodelliforme, presenta tres procesos, uno posterior y dos antero-laterales simétricos; el morfotipo Sb, terciopedado, también desarrolla tres procesos, que ocupan una posición posterior, lateral interna y lateral externa, de carácter asimétrico; el morfotipo Sc, bipennado, sólo exhibe dos procesos, anterior y posterior y el morfotipo Sd, quadrirramoso, corresponde a una forma asimétrica con cuatro procesos, anterior, posterior, lateral externo y lateral interno.

De manera significativa, en este estudio hemos identificado elementos con tres procesos que presentan un grado de simetría intermedio entre el de los morfotipos Sa y Sb, que clasificamos como Sa-b. Estas formas han aparecido en tres secciones diferentes, Fombuena (A), Huertezuelas y Viso del Marqués (A), siendo en todos los casos elementos anecdóticos de las asociaciones correspondientes, por lo que es difícil concretar si se trata de formas nuevas, patológicas o deformadas.

**Microestructura:** Los elementos presentan paredes lisas y finas, sin evidencias de microornamentación.

**Observaciones:** Hemos basado la reconstrucción del aparato de esta especie en la presentada por Bergström (1983), apoyándonos en el trabajo de Knüpfer (1967) para reconocer los distintos morfotipos.

Analizando el trabajo de Knüpfer (1967), y considerando que una gran proporción de su colección corresponde a elementos fragmentarios, algunas morfoespecies incluidas por Bergström (1983) en la especie multielemental nos plantean cierta incertidumbre, sobre todo para ciertos taxones asignados al morfotipo P. Con bastante probabilidad *Sagittodontina bifurcata* Knüpfer s.f. corresponda al morfotipo Pa y *Sagittodontina unidentata* Knüpfer s.f. al morfotipo Pb. Sin embargo, las formas referidas por Knüpfer (1967) como *Sagittodontina dentatus* s.f., *S. separata* s.f. y *Sagittodontus robustus flammeus* s.f., según el material figurado por este autor, presentan un deficiente estado de conservación y como mucho podrían asignarse a un morfotipo pectiniforme s.l., siendo recomendable revisar estas formas en detalle antes de adscribirlas definitivamente al taxón multielemental.

Por otro lado, Dzik (1998: 250) señaló que el ejemplar figurado por Bergström y Massa (1992: Lám. 1, figs. 13-14), procedente de la Fm. Djefara (NO de Libia) e identificado como el morfotipo Pa de *Sagittodontina robusta* no aparece en las asociaciones del Kalkbank de Turingia descritas por Knüpfer (1967), de edad comparable, y que recuerda más a las formas de *Rhodesognathus* de la Caliza Mójca (Polonia). En nuestra opinión la conclusión de Dzik (1998) es incorrecta, puesto que como hemos comentado anteriormente Knüpfer (1967) ya había descrito estas formas separadamente como *Sagittodontina bifurcata* s.f. Además, el trabajo realizado por Ferretti y Barnes (1997), también sobre material procedente del Kalkbank de Turingia, incluye ejemplares similares a los descritos por Bergström y Massa (1992) bastante completos.

**Discusión:** Knüpfer (1967) creó la morfoespecie *Sagittodontina robusta* a partir de material procedente del Kalkbank de Turingia. Posteriormente, Bergström (1983) reconstruyó el aparato esquelético en base a material procedente de Libia, asignándole el nombre multielemental de *Sagittodontina bifurcata*. En trabajos posteriores Bergström refiere la misma especie como *S. robusta* (p. ej. Bergström y Massa, 1992), opinión seguida por todos los autores excepto Dzik (1989) que mantiene *S. bifurcata* sin atender a la prioridad cronológica del nombre *S. robusta*.

Sweet (1988: 64) indicó que según la reconstrucción de Bergström (1983), *Noixodontus* McCracken y Barnes (1982) sería probablemente un sinónimo de *Sagittodontina*. A este respecto, Bergström y Massa (1992: 1339) señalaron que: "...en las reconstrucciones de McCracken y Barnes (1982) y McCracken (1987) los elementos Sa-Sd y M de *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield, 1971) muestran una estrecha similitud con los correspondientes a *Sagittodontina robusta*. El elemento Pb de esta última especie difiere en algunos detalles de *Noixodontus girardeauensis* (=Prioniodus ferrarius Satterfield, 1971), pero representan el mismo tipo morfológico general. Pero, el elemento aquí interpretado como el Pa de *Sagittodontina* es muy diferente del elemento considerado Pa de *Noixodontus girardeauensis* (=Prioniodus girardeauensis Satterfield, 1971), que es pastinado (...) la diferencia puede justificar la separación a nivel genérico, incluso si el resto

de elementos del aparato son similares. Por desgracia las colecciones de Noixodontus y Sagittodontina son relativamente pequeñas e insuficientes para solucionar el problema de su posible sinonimia. Es importante considerar que el elemento Pa incluido en el aparato de Sagittodontina robusta podría corresponder a otro aparato, ya que el holotipo de esta especie es el elemento Pb...”.

Por nuestra parte, no tenemos criterios suficientes para tomar una decisión concluyente a este respecto, por lo que hemos incluido con dudas las referencias correspondientes a *Noixodontus* en el listado de sinonimias. Si bien queremos resaltar que los ejemplares de *N. girardeauensis* figurados por Barrick (in Amsdem y Barrick, 1986: Lám. 7, figs. 14-15) corresponden a fragmentos posiblemente mal interpretados por este autor como el morfotipo Pa? y ciertamente similares a los el mismo autor adscribe al morfotipo Pb (Barrick, 1986: Lám. 7, figs. 12 y 16).

El ejemplar figurado por del Moral (2005) no corresponde al morfotipo Sa, sino a un fragmento del morfotipo Pb.

**Distribución:** *Sagittodontina robusta* ha sido descrita en Turingia (Knüpfer, 1967; Fuchs, 1990; Ferretti y Barnes, 1997); el O de Francia (Paris *et al.*, 1981; Weyant *et al.*, 1977); España (Fuganti y Serpagli, 1968; Carls, 1975; Sarmiento 1990, 1993; Sarmiento *et al.* 1999, 2001; del Moral, 2002a, 2005); Polonia (Dzik, 1994); Cerdeña (Ferretti *et al.*, 1998; Ferretti y Serpagli, 1998) y Libia (Bergström, 1983; Bergström y Massa, 1992).

Su última aparición parece corresponder al Hirnantiense y la primera al Cautleyense (Bergström y Massa, 1992: fig. 5). Se considera una especie endémica de la Provincia Mediterránea de la Región Nordatlántica de conodontos, cuyas asociaciones aparecen registradas en materiales del intervalo Berouniense superior-Kralodvoriense, dentro de la biozona de *Amorphognathus ordovicicus*.

#### *Sagittodontina cf. robusta* Knüpfer, 1967

**Material estudiado:** Un elemento Pa?; 27 elementos pectiniformes *s.l.*, 2 elementos Sa; 41 elementos Sb; 4 elementos Sc y 5 elementos Sd, que proceden de los “Bancos Mixtos”, en la sección de Huertezuelas, y de la “Caliza Urbana”, en las secciones de Huertezuelas y Villanueva de San Carlos (ver apartado 5.10).

**Observaciones:** Se trata en general de elementos fragmentarios que no permiten la determinación u observación de todas las características que definen a la especie, pero que guardan un razonable parecido con la misma.

#### *Sagittodontina* sp.

(Lám. 7, fig. 2; Lám. 31, figs. 9-14)

**Material estudiado:** 69 elementos pectiniformes; 4 elementos M y 79 elementos S. Se han obtenido Estos elementos están representados en la mayor parte de las secciones investigadas (ver apartado 5.10).

**Observaciones:** A diferencia de los elementos incluidos en *Sagittodontina cf. robusta* bajo esta identificación se reúnen todas aquellas formas que presentan un

---

deficiente estado de conservación, pero que pueden ser incluidas dentro del género.

*Sagittodontina?* sp.

**Material estudiado:** 21 elementos pectiniformes y 24 elementos ramiformes (ver apartado 5.10), obtenidos en las unidades “Bancos Mixtos” y “Caliza Urbana” de Sierra Morena (secciones: A y B de Corral de Calatrava; Huertezuelas, Villanueva de San Carlos y Terrinches)

**Observaciones:** Hemos incluido dentro de este apartado aquellos elementos sobre los que es difícil observar algunas de las características que definen al género *Sagittodontina*, como la distribución de los procesos o los denticulos.

Morfogénero “*Goniodontus*” Ethington, 1959

**Especie tipo:** “*Goniodontus superbus*” Ethington, 1959

1959 “*Goniodontus*” n. gen. Ethington, p. 278.

**Diagnosis morfoelemental** (Ethington, 1959: 278): “*Unidad dental compleja con una cúspide robusta, un proceso anterior externo denticulado y procesos posterior y anterior interno, adenticulados. La cúspide tiene la cara anterior plana y la cara posterior convexa. Los vértices anterolaterales son agudos de ahí la sección transversal subtriangular de la cúspide. El proceso anterior, descendente, porta denticulos erectos y robustos que alternan con uno o dos denticulos germinales. El proceso anterior interno es corto. El proceso posterior presenta una fuerte costilla oral que se continúa en una fuerte carena sobre la cara posterior de la cúspide que adquiere una posición lateral externa desde el punto medio. Una gran cavidad basal hemipiramidal bajo la cúspide se extiende como un amplio y somero surco bajo cada uno de los tres procesos*”.

“*Goniodontus ordovicicus*” Knüpfner, 1967

(Lám. 32, figs. 1-3)

1967 *Goniodontus ordovicicus* n. sp. Knüpfner, p. 29, Lám. 4, figs. 8-10, Lám. 11, fig. 11; elemento M?.

**Material estudiado:** 4 elementos tertipodados (ver apartado 5.10), procedentes de los Miembros Rebosilla (sección Luesma) y Rebollarejo (sección A de Fombuena) de la Formación Caliza de Cistoideos y de la “Caliza Urbana” (sección Terrinches).

**Descripción:** Se trata de elementos ramiformes con tres procesos: posterior, lateral interno y lateral externo (tertiopedado modificado u holodontiforme?). La cúspide es reclina, con los bordes anterior y posterior convexos, y el ápice romo. El proceso lateral externo es denticulado y está dirigido aboral y posteriormente. El proceso posterior no está centrado con respecto al margen posterior de la cúspide, sino desplazado hacia el flanco externo y se desarrolla a partir de una costilla que no

alcanza el ápice de la cúspide; aparece fracturado muy cerca de la cúspide por lo que no podemos determinar si este proceso presentaba denticulación. El proceso lateral interno puede portar, según nuestros ejemplares, un denticulo, y como el proceso lateral externo está dirigido aboralmente y forma con este un ángulo aproximado de 60°. Los denticulos, cuando están conservados, son romos, bajos y sus ápices se disponen en un plano paralelo a la cúspide. La cavidad basal es amplia y profunda.

**Microestructura:** Las paredes son lisas, sin que hayamos observado estriación.

**Observaciones:** Algunos autores (p. ej. Sarmiento, 1993; Ferretti y Barnes, 1997; Bergström y Massa, 1992) han incluido este morfotaxón en sus listados de sinonimias para *Sagittodontina robusta* Knüpfer. Sin embargo, en el presente trabajo hemos optado por describir aparte los ejemplares de este morfotaxón puesto que presentan diferencias notables frente a los elementos terciopedados modificados descritos para *Sagittodontina robusta*. Estas diferencias se refieren principalmente al patrón general del elemento, ya que no son formas elongadas, presentan un diseño particular de la denticulación y un mayor desarrollo del proceso lateral interno.

Podría tratarse de formas aberrantes o patológicas, pero no poseemos evidencias que nos permitan confirmar o rechazar esta hipótesis.

#### Género *Dichodella* Serpagli, 1967

**Especie tipo:** *Dichodella exilis* Serpagli, 1967.

1967 *Dichodella* n. gen. Serpagli, pp. 62-63.

**Diagnosis multielemental:** Entre todos los trabajos publicados, que hemos recopilado y revisado, no aparece una diagnosis formal que haga referencia al concepto multielemental del género *Dichodella* Serpagli, 1967. Si bien, diversos autores han tratado diferentes morfoespecies como morfotipos de la especie multielemental (p. ej. Bagnoli *et al.*, 1998).

**Observaciones:** Serpagli (1967: 62) definió este género en morfotaxonomía a partir del elemento pectiniforme, que en multitaxonomía correspondería al morfotipo Pa, y señaló su similitud con el elemento icriodelliforme de *Icriodella*, del que se distingue porque *Dichodella* sólo presenta una hilera de denticulos en el proceso anterior en vez de la doble hilera de *Icriodella*.

Bagnoli *et al.* (1998: 143) han resaltado recientemente, en base a material procedente de los Alpes Cárnicos italianos, la gran semejanza existente entre *Dichodella exilis* s.f. y el morfotipo Pa descrito por Orchard (1980: 18) para el aparato esquelético de *Birksfeldia* Orchard, 1980; señalando que la morfoespecie *Prioniodus ethingtoni* Serpagli, 1967 podría corresponder al morfotipo Pb del mismo aparato. Según estos autores (Bagnoli *et al.*, 1998) *Dichodella* y *Birksfeldia* son sinónimos, y el término correcto para referirse al género, según el principio de prioridad es *Dichodella* Serpagli, 1967.

Ferretti y Schönlaub (2001: 12) por su parte, señalaron que el aparato de *Gamachignathus* tiene una estructura muy similar, pudiendo representar otro sinónimo de *Dichodella* Serpagli. Sin embargo, la escasez de nuestro material no nos permite llevar a cabo un análisis de tales afirmaciones, si bien es cierto que el ejemplar de *Birksfeldia circumplicata* figurado por Orchard (1980: Lám. 6, fig. 8) y el de *Gamachignathus ensifer* de McCracken *et al.* (1980: Lám. 10.1, fig. 10) muestran una gran similitud.

**Especies asignadas:** Actualmente sólo *Dichodella exilis* Serpagli, 1967 se asigna nominalmente al género.

**Distribución:** Ordovícico Superior de los Alpes Cárnicos (Serpagli, 1967; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001), Cerdeña (Ferretti y Serpagli, 1998). Si consideramos a *Birksfeldia* y *Gamachignathus* sinónimos de *Dichodella*, su registro se amplía al Reino Unido (Orchard, 1980), Polonia (Dzik, 1998) y Canadá (Nowlan y Barnes, 1997).

*Dichodella?* sp.  
(Lám. 32, figs. 4-6)

**Material estudiado:** 4 ejemplares (ver apartado 5.10) obtenidos en muestras procedentes la sección A de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos), de la sección Huertezuelas (“Bancos Mixtos”) y de las secciones A de Corral de Calatrava y Puebla del Príncipe (“Caliza Urbana”).

**Observaciones:** Se trata de elementos pectiniformes con los procesos fracturados. La cúspide es erecta, baja y abierta y a partir de ésta se desarrollan cuatro procesos en posición anterior, posterior, lateral externa y lateral interna. Los dentículos que se conservan son discretos y romos. Las paredes son finas y sin elementos ornamentales. La cavidad basal es amplia y ocupa por completo su superficie aboral.

Su aspecto general recuerda bastante a *Dichodella exilis* s.f. Serpagli, 1967, principalmente por las características descritas para la cúspide, pero debido a su estado de conservación se han incluido con duda dentro de este género.

Balognathidae gen. et sp. indet. A  
(Fig. 5.32; Lám. 32, figs. 7-11)

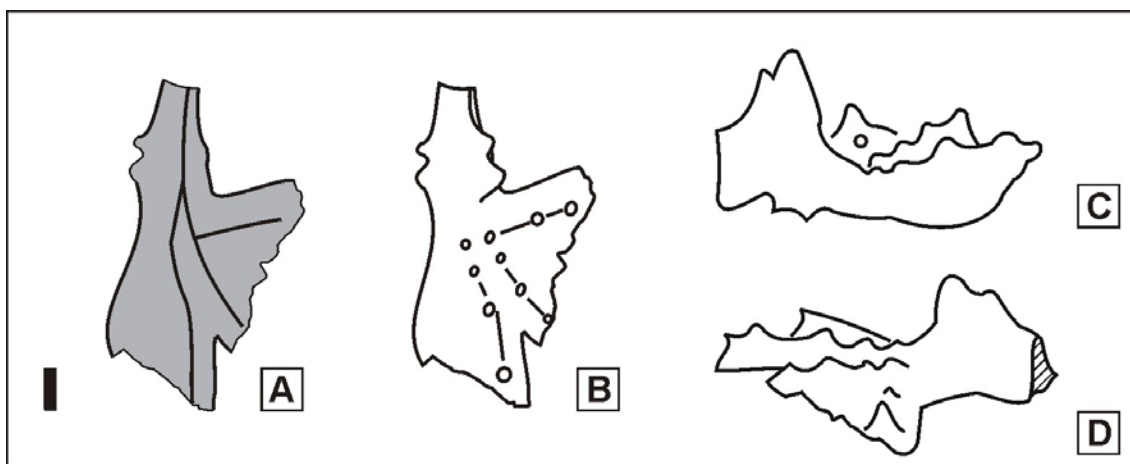
? 1993 *Sagittodontina robusta* Knüpfner - Sarmiento, 1993; Lám. 19, fig. 10; Lám. 28, fig. 1.

? 1997 *Amorphognathus?* sp - Ferretti y Barnes, 1997; Lám. 2, figs. 5-9.

**Material estudiado:** 7 elementos pectiniformes procedentes de la sección A de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos) y de las secciones A y B de Corral de Calatrava (“Caliza Urbana”) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** El ejemplar más completo de nuestra colección (Lám. 32, fig. 7) corresponde a un elemento pectiniforme con cuatro procesos (pastiniescafo o amorphognatiforme). La cúspide es suberecta y corta, con los bordes anterior y

posterior agudos y de sección transversal ovalada; en posición anterior aparece un dentículo basalmente fusionado a la cúspide, de menor tamaño que ésta y que se continúa anteriormente en una cresta carente de dentículos. El proceso anterior es estrecho y aparentemente no porta dentículos. El proceso posterior porta una hilera de dentículos discretos y romos unidos mediante crestas, situada próxima al margen interno del proceso, y su anchura se incrementa distalmente. El eje antero-posterior del elemento es recto. El proceso lateral externo, que se desarrolla a la altura de la cúspide, aparece fragmentado muy próximo a su punto de inserción. El proceso lateral interno parte del proceso posterior, es bilobulado y denticulado y tiene una línea de inserción muy ancha; el punto de ramificación de este proceso se localiza muy próximo al proceso posterior. Su lóbulo primario, en posición postero-lateral, forma un ángulo de  $20^{\circ}$  con el proceso posterior, mientras que es aproximadamente ortogonal respecto al lóbulo secundario, en posición lateral; la hilera de dentículos del lóbulo primario es aproximadamente paralela a la desarrollada en el proceso posterior. Los dentículos son discretos y romos, y aparecen unidos mediante crestas. La cavidad basal es profunda y ocupa por completo la superficie inferior del elemento.



**Figura 5.32.-** Balognathidae gen. et sp. indet. A. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4103-O [F(A)-CC10-E] (Lám. 32, fig. 7). **A:** vista aboral; **B:** vista oral; **C:** vista lateral externa y **D:** vista lateral interna. La escala gráfica representa 100 micras.

**Microestructura:** No hay evidencias de elementos ornamentales.

**Observaciones:** La morfología de los ejemplares nos ha permitido adscribirlos a Familia Balognathidae. Sin embargo, debido a las diferencias que presentan con elementos análogos de otros géneros de la misma, hemos decidido clasificarlos en nomenclatura abierta. En este sentido, se diferencia del elemento pectiniforme de *Amorphognathus* porque no presenta el característico reborde basal de este género ni sus dentículos están total, o parcialmente, fusionados y por el incremento en la anchura del proceso posterior. De *Rhodesognathus* y *Baltoniodus* porque estos géneros no incluyen en su aparato ningún elemento pectiniforme con todos los procesos dispuestos sobre el mismo plano horizontal o con algún proceso bilobulado. De "*Birkfeldia*" (= *Dichodella* sensu Bagnoli *et al.*, 1998) porque estas formas carecen de procesos laterales con un desarrollo longitudinal comparable al que alcanzan nuestros ejemplares. De *Sagittodontina*

porque sus procesos son bilobulados y por la menor altura del elemento en vista lateral.

*Complexodus* presenta unas características generales para el morfotipo Pa similares, sin embargo debido a la fragmentación del proceso lateral, no podemos comprobar si el lóbulo anterior de nuestro ejemplar presentaba un lóbulo secundario. Además, dado el escaso material de que disponemos nos parece precipitado adscribirlo, incluso con dudas, al género *Complexodus*, aunque no podamos descartar que se trate de una forma “lázar” del mismo, habida cuenta de las restantes semejanzas.

Varios autores (p. ej. Sarmiento, 1993: Lám. 19, fig. 10 y Lám. 28, fig. 1; Ferretti y Barnes, 1997: Lám. 2, figs. 5-9) han ilustrado ejemplares que coinciden con las características morfológicas de nuestro material, principalmente por la escasa separación de las hileras de denticulos, que llegan incluso a parecer paralelas debido al bajo ángulo de divergencia que muestran.

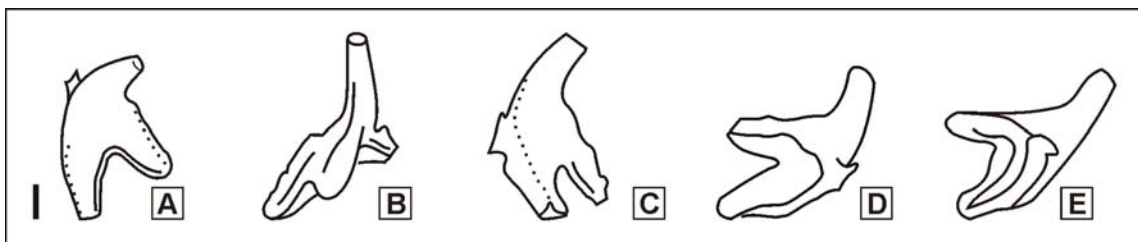
Baloghnathidae gen. et sp. indet. B  
(Fig. 5.33; Lám. 32, figs. 12-14)

**Material estudiado:** 7 elementos pectiniformes obtenidos en muestras tratadas de la “Caliza Urbana” en las secciones A de Corral de Calatrava, Villanueva de San Carlos, A de Viso del Marqués y Terrinches (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elementos pectiniformes con tres procesos: anterior, posterior y lateral externo (morfotipo ambalodiforme). La cúspide es marcadamente proclina, robusta, con los márgenes anterior y posterior afilados. Los ángulos medidos entre el margen posterior de la cúspide y el borde superior del proceso posterior varían, en los diferentes ejemplares, de 140° hasta los 180° que presenta uno de los especímenes (Lám. 32, fig. 14). El proceso anterior es más largo que los otros dos, está dirigido aboral y posteriormente y presenta denticulación. El proceso posterior forma un ángulo agudo ( $\approx 45^\circ$ ) con el proceso anterior, tanto en vista oral como en lateral, y es denticulado. El proceso lateral, que tiende a fracturarse con facilidad, se desarrolla a partir del margen basal externo y está dirigido posteriormente. Forma un ángulo de aproximadamente 45° con respecto a los procesos anterior y posterior y porta, al menos, un denticulo en posición proximal. Los denticulos son de pequeño tamaño y perfil triangular. El margen basal presenta un ligero engrosamiento a modo de reborde. La cavidad basal es amplia y ocupa toda la superficie aboral de los elementos.

**Microestructura:** Las paredes no presentan elementos microornamentales.

**Observaciones:** Las características de los elementos son comparables a las que presenta el morfotipo ambalodiforme de algunos géneros incluidos en la Familia Balognathidae, por lo que los asignamos a Balognathidae gen. et sp. indet. B para diferenciarlo de los elementos pectiniformes con cuatro procesos (pastiniescajado o amorphognatiforme) incluidos en Balognathidae gen. et sp. indet. A.



**Figura 5.33.-** Balognathidae gen. et sp. indet B. Ilustración realizada con cámara clara del ejemplar MGM-4651-O [VM(A)-CU4j-U] (Lám. 32, fig. 12). **A:** vista oral oblicua interna; **B:** vista posterior; **C:** vista anterior; **D:** vista aboral oblicua y **E:** vista lateral externa. La escala gráfica representa 100 micras.

Algunas características señaladas para estas formas presentan una gran similitud con las referidas para los elementos análogos del género *Amorphognathus*, sin embargo hemos optado por no adscribirlos al mismo puesto que los ángulos medidos para estas formas pectiniformes son muy diferentes, por lo que se describen de manera separada.

Es importante señalar que el número de elementos de que disponemos es muy escaso, hecho que ha motivado su clasificación en nomenclatura abierta, sin embargo es lo suficientemente representativo, considerando que proceden de distintas secciones, para desechar la posibilidad de que se trate de formas patológicas o deformadas plásticamente.

#### Familia ICRIODELLIDAE Sweet, 1988

Los géneros que pertenecen a esta familia se caracterizan por un aparato quinquemembrado, que incluye elementos pectiniformes segminiescafiados en la posición Pa, cuya morfología determina los distintos géneros. El resto de elementos corresponden a coniformes o ramiformes débilmente denticulados.

Sweet (1988) incluyó dentro de esta familia los géneros *Icriodella* Rhodes, 1953b; *Pedavis* Klapper y Philip, 1971; *Sannemannia* Al-Rawi, 1977 y *Steptotaxis* Uyeno y Klapper, 1980.

#### Género *Icriodella* Rhodes, 1953

**Especie tipo:** *Icriodella superba* Rhodes, 1953

1953b *Icriodella* n. gen. Rhodes, pp. 285-286.

1966 *Icriodella* Rhodes - Bergström y Sweet, pp. 336-337.

**Diagnosis multielemental** (Bergström y Sweet, 1966: 336-337): “El aparato de *Icriodella* incluye cinco morfotipos. El elemento Pa es pastiniescafiado, con un proceso anterior largo, que presenta una hilera doble de denticulos, la cúspide es baja y el proceso lateral, poco desarrollado, es corto y adenticulado; el proceso posterior tiene forma de lámina con una hilera de denticulos. El elemento Pb es tertioapedado, de perfil piramidal, con la cúspide baja y procesos adenticulados o ligeramente denticulados. El elemento M es bipennado o dolobrado, expandido lateralmente; el proceso anterior carece de denticulos y el posterior es denticulado. Los elementos S, tertioapedados y de aspecto

subpiramidal, son de dos tipos: uno con tres procesos denticulados y el otro, también con tres procesos caracterizado por un proceso anterior carente de denticulación. La cavidad basal es grande en todos los elementos, especialmente en los que ocupan la posición P”.

**Especies asignadas:** *Icriodella superba* Rhodes, 1953; *Icriodella cerata* (Knüpfer, 1967); *Icriodella praecox* Lindström, Racheboeuf y Henry, 1974; *Icriodella prominens* Orchard, 1980 e *Icriodella* n. sp. A Nowlan, 1982.

**Distribución:** Ordovícico Medio - Silúrico Inferior de Europa y América del Norte.

*Icriodella superba* Rhodes, 1953  
(Lám. 5, fig. 1; Lám. 33, figs. 1-17)

- 1953b *Icriodella plana* n. sp. Rhodes, p. 287, Lám. 20, figs. 67, 74, 76; elemento Pa.  
 1953b *Icriodella elongata* n. sp. Rhodes, p. 287, Lám. 20, figs. 79-81; elemento Pa.  
 1953b *Icriodella deforma* n. sp. Rhodes, p. 286, Lám. 20, figs. 67-70; elemento Pa.  
 \* 1953b *Icriodella superba* n. sp. Rhodes, p. 288, Lám. 20, figs. 54, 58, 62, 63, 65, 78; elemento Pa.  
 1953b *Icriodella superba* var. *cauta* Rhodes, p. 288, Lám. 20, figs. 59, 60, 64, 65, 71-73, 77; elemento Pa.  
 1953b *Icriodella* n. sp. Rhodes, p. 288, Lám. 20, fig. 61; elemento Pa.  
 1953b *Sagittodontus robustus* n. sp. Rhodes, p. 311, Lám. 21, figs. 141-142; elemento Pb.  
 1953b *Sagittodontus robustus* var. *erectus* Rhodes, p. 311, Lám. 21, figs. 143, 151-152; elemento Pb.  
 1953b *Sagittodontus robustus* var. *distaflexus* Rhodes, p. 312, Lám. 21, figs. 137-138; elemento Pb.  
 1959 *Acodus robustus* (Rhodes) - Lindström, p. 440, Lám. 4, figs. 22-27, elemento Pb.  
 1966 *Icriodella superba* Rhodes - Webers, pp. 706-707, Lám. 80, figs. 8-14; Lám. 82, figs. 28-33; multielemental.  
 1968 *Sagittodontus robustus* Rhodes - Weyant, p. 61, Lám. VI, fig. 6; elemento Pb.  
 1980 *Icriodella* sp. Merrill, Figs. 5, 13-15; elemento Pa.  
 1980 *Icriodella superba superba* Rhodes - Orchard, p. 21, Lám. 1, figs. 14, 18, 23, 24, 26.  
 1981 *Icriodella superba* Rhodes - Clark, pp. W125-W126, fig. 74 (1a-j).  
 1981 *Icriodella superba* Rhodes - Paris *et al.*, p. 20, Lám. 3, fig. 10; L; elemento Pa.  
 1985 *Icriodella superba* Rhodes - Savage y Basset, pp. 706-707, Lám. 80, figs. 8-14; Lám. 82, figs. 28-33; Lám. 83, figs. 20-25; Lám. 84, figs. 22-25; Lám. 85, figs. 40-43.  
 1992 *Icriodella superba* Rhodes - Bergström y Mitchell, Lám. 1, figs. 14, 15.  
 v. 1993 *Icriodella superba* Rhodes - Sarmiento, pp. 345-349, Lám. 2, fig. 8, Lám. 24, figs. 1, 4-5, 7-8.  
 2000 *Icriodella superba* Rhodes - Leslie, p. 1124, Fig. 7.20-7.26.  
 2003 *Icriodella superba* Rhodes - Albanesi *et al.*, pp. 43, 45, Figs. 2.1-2.4 y 2.10.  
 2005 *Icriodella superba* Rhodes - del Moral, p. 112.

**Material estudiado:** 63 elementos Pa; 3 elementos Pb y un elemento S, procedentes de los “Bancos Mixtos” (secciones B de Corral de Calatrava y A y B de Viso del Marqués); del Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos y de, su equivalente en Sierra Morena, la “Caliza Urbana” (secciones A de Fombuena, A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Villanueva de San Carlos, C de Viso del Marqués y Terrinches) y de los cantos calcáreos de la Fm. Orea (sección B de Checa) (ver apartado 5.10).

**Descripción:** El morfotipo Pa, el más diagnóstico de la especie, corresponde a un elemento pectiniforme con tres procesos: anterior, posterior y lateral (pastiniescajado). Aunque la mayor parte de nuestros ejemplares, corresponden a fragmentos del proceso anterior, el hallazgo de algunas formas bastante completas, nos permite apreciar todas características que lo definen. La cúspide es reclina, de aspecto piramidal debido a la presencia de aristas. El proceso anterior es, con diferencia, el más largo de los tres y presenta dos hileras paralelas de denticulos discretos, ligeramente divergentes, siendo el espaciado entre los denticulos constante o aumentando hacia el margen distal del elemento. El proceso posterior es corto y con un reducido número de denticulos fusionados basalmente. El proceso lateral, normalmente fracturado, no presenta aparentemente denticulación. La cavidad basal es profunda y ocupa toda a superficie interna del elemento.

Uno de los ejemplares (Lám. 33, fig. 1) presenta los procesos posterior y lateral ligeramente torsionados, si bien hemos considerado que esta característica corresponde a un carácter tafonómico, provocado por un esfuerzo mecánico, si bien, debido a las técnicas de extracción empleadas, no contamos con criterios espaciales que corroboren esta hipótesis.

El morfotipo terciopedado (Pb) está representado por un elemento ramiforme con tres procesos, anterior, posterior y lateral externo. La cúspide es subrecta y de sección triangular. Las tres caras de la cúspide están delimitadas por costillas, localizadas en posición anterior, posterior y lateral, que la recorren longitudinalmente y a partir de las cuales se desarrollan los procesos, fracturados en todos nuestros ejemplares. La cavidad basal es amplia y profunda.

El elemento adscrito al morfotipo terciopedado (S) corresponde a un elemento ramiforme con tres procesos: anterior, posterior y lateral externo. La cúspide es subrecta y subpiramidal. Los procesos parten de las costillas que se desarrollan en la cúspide. El proceso anterior, el menos fragmentado de los tres, desarrolla denticulos discretos con el ápice romo. La cavidad basal es amplia y profunda. Su tamaño es comparativamente menor que el del morfotipo Pb.

**Microestructura:** En nuestras colecciones sólo se ha observado la presencia de una tenue estriación en el morfotipo Pb (Lám. 33, fig. 16b). Sarmiento (1993) ya señaló la presencia de esta ornamentación en algunos de sus ejemplares procedentes de la "Caliza Urbana" de Huertezuelas, sección en la que hemos encontrado el ejemplar reseñado.

**Observaciones:** Las seis morfoespecies que Rhodes (1953b) describió dentro del género *Icriodella*, a partir de material procedente de la Caliza Cymerig de Reino Unido, fueron incluidas en la sinonimia de *I. superba* por Bergström (1964: 56) y Webers (1966: 3), lo que implicaría una amplia variabilidad morfológica del morfotipo Pa.

Orchard (1980) prefirió distinguir dos subespecies en función del desarrollo de los denticulos del proceso anterior del elemento pastiniescajado: *Icriodella superba superba* Rhodes, 1953 e *Icriodella superba deforma* Rhodes, 1953. En la primera los denticulos aparecen simétricamente alineados y con el mismo grado de desarrollo en ambos flancos, mientras que en *I. superba deforma*, aunque también

se disponen en pares, tienden a mostrar un tamaño desigual a ambos lados del proceso.

Las características de la denticulación que muestran nuestros ejemplares se adaptan bastante bien a las descritas por Orchard (1980) para *Icriodella superba superba* Rhodes. Sin embargo, hemos optado por no asignarlos a una subespecie concreta puesto que, en nuestra opinión, no existe un criterio morfológicamente válido para defender la separación de la subespecie *I. s. deforma* basándose únicamente, como hace Orchard (1980), en la buena conservación de uno de los ejemplares, cuyas variaciones podrían interpretarse como patológicas o deberse al desarrollo geróntico.

**Distribución:** *Icriodella superba* se cita en numerosas localidades de la Región Nordatlántica (p. ej. Orchard, 1980; Robison, 1981; Paris *et al.*, 1981; Savage y Basset, 1985; Sarmiento, 1993; Leslie, 2000; del Moral, 2005) y en menor número del Continente Medio (p. ej. Bergström y Mitchell, 1992; Leslie, 2000). Su distribución abarca desde el Caradoc medio hasta el Ashgill.

*Icriodella superba?* Rhodes, 1953  
(Lám. 33, fig. 18)

**Material estudiado:** 2 elementos Pa; 6 elementos Pb y un elemento S obtenidos en algunos de los afloramientos de “Bancos Mixtos” (secciones A y B de Viso del Marques) y “Caliza Urbana” (secciones A de Corral de Calatrava; Huertezuelas y Villanueva de San Carlos) investigados en Sierra Morena (ver apartado 5.10).

**Observaciones:** Se trata de elementos que se adscriben a *Icriodella superba* con dudas, debido a que su estado de conservación no permite una asignación concluyente. En todos los ejemplares examinados los procesos aparecen fracturados desde un punto muy próximo a la cúspide y los fenómenos de recristalización y encostramiento son frecuentes por lo que algunas características distintivas aparecen enmascaradas o distorsionadas, como la microestructura. Pese a todo, el patrón morfológico general de los ejemplares coincide con el descrito para *I. superba*.

Incerti ordinis

Incertae familiae

Género *Istorinus* Knüpfner, 1967

**Especie tipo:** *Istorinus erectus* Knüpfner, 1967.

1967 *Istorinus* n. gen. Knüpfner, p. 31.

1992 *Istorinus* Knüpfner - Bergström y Massa, p. 1338.

**Diagnosis multielemental** (Bergström y Massa, 1992: 1338) *Istorinus erectus* es una especie con un aparato compuesto por elementos con una cúspide

---

erecta o suberecta y lateralmente comprimida, con los flancos laterales ligeramente redondeados o lisos, y cavidades basales profundas. Estos elementos tienen tendencia a desarrollar un dentículo corto en el borde anterior y/o posterior de la cúspide.

Dzik (1989, 1994) y Sarmiento (1993) sugirieron que *I. erectus* representaba simplemente fragmentos de procesos de los elementos ramiformes de *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967. Sin embargo, Bergström y Massa (1992) señalaron que sus especímenes del Ordovícico Superior de Libia aparecían completos. Ferretti y Barnes (1997) también constataron que en sus colecciones del Kalkbank de Turingia los ejemplares estaban completos y señalaron que eran claramente más grandes que los fragmentos de *S. robusta*.

Nuestras colecciones parecen confirmar las observaciones de Ferretti y Barnes (1997) y avalan la identificación de este tipo de elemento como una especie con entidad propia.

**Especies asignadas:** Sólo se ha descrito una especie asignada a este género, *Istorinus erectus* Knüpfer, 1967.

**Distribución:** Ordovícico Superior de Alemania (Ferretti y Barnes, 1997), NO de Francia (Weyant *et al.*, 1977), Austria (Ferretti y Schönlaub, 2001), España (Fuganti y Serpagli, 1968; Carls, 1975), Cerdeña (Ferretti y Serpagli, 1998), Libia (Bergström y Massa, 1992) y Bohemia (Ferretti, 1998).

*Istorinus erectus* (Knüpfer, 1967)  
(Lám. 34, figs. 1-14)

- 1967 *Drepanodus disymmetricus* n. sp. Knüpfer, p. 26, Lám. 2, figs. 1-3.  
 1967 *Drepanodus humilis* n. sp. Knüpfer, p. 27, Lám. 2, figs. 4-6.  
 \* 1967 *Istorinus erectus* n. sp. Knüpfer, p. 31, Lám. 1, figs. 4-6.  
 1967 *Istorinus postdentatus* n. sp. Knüpfer, pp. 31-32, Lám. 1, fig. 10.  
 1967 *Istorinus recurvus* n. sp. Knüpfer, p. 32, Lám. 1, figs. 7-9.  
 ? 1986 *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield, 1971) - Barrick in Amsdem y Barrick, Lám. 7, figs. 7-8.  
 1992 *Istorinus erectus* Knüpfer - Bergström y Massa, p. 1338, Lám. 1, figs. 15-16.  
 v. 1993 *Sagittodontina robusta* Knüpfer - Sarmiento, Lám. 21, figs. 10-18.  
 1997 *Istorinus erectus* Knüpfer - Ferretti y Barnes, pp. 35-36, Lám. 5, figs. 13-20.  
 1998 *Istorinus erectus* Knüpfer - Ferretti, p. 133, Lám. 2, fig. 14.  
 1998 *Istorinus erectus* Knüpfer - Ferretti y Serpagli, Lám.3, figs. 18-19.  
 2001 *Istorinus erectus* Knüpfer - Ferretti y Schönlaub, Lám. 2, fig. 15.  
 v. 2001 *Istorinus erectus* Knüpfer - Sarmiento *et al.*, pp. 101-102, Lám. 1, fig. 8.  
 v. 2002 *Istorinus erectus* Knüpfer - del Moral, p. 82, Fig, Texto 5.8.  
 v. 2002 *Istorinus erectus* Knüpfer - Sarmiento, p. 291.

**Material estudiado:** 17 elementos correspondientes al morfotipo-1; 24 al morfotipo-2 y 22 al morfotipo-3 (ver apartado 5.10). Estos elementos están presentes en las asociaciones procedentes de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (sección A de Fombuena: Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos) y de Sierra Morena (secciones A y B de Corral de Calatrava, Huertezuelas, Villanueva de San Carlos y Terrinches: "Caliza Urbana").

**Descripción:** En nuestras colecciones hemos identificado los tres morfotipos descritos por Ferretti y Barnes (1997: 35-36) como integrantes del aparato de *I. erectus*.

El morfotipo-1 tiene un perfil triangular, con la base ancha y el margen basal recto. Los márgenes anterior y posterior de la cúspide son afilados. En algunos ejemplares aparece un pequeño dentículo en uno de los márgenes de la cúspide. La cavidad basal es muy profunda y de sección biconvexa.

El morfotipo-2 es asimétrico en vista lateral, con el margen basal recto. La cúspide en posición aproximadamente central es subrecta, con los bordes anterior y posterior afilados. Los dentículos, de longitud variable, aparecen fusionados parcialmente a la base de la cúspide. La cavidad basal es profunda y ocupa toda la superficie interna del elemento, su sección es biconvexa.

El morfotipo-3 es similar al anterior, pero difiere de éste en que el margen basal está arqueado debajo de la cúspide.

**Microestructura:** Las paredes de los ejemplares de nuestras colecciones son finas y lisas, no habiéndose observado ningún elemento de carácter ornamental en su superficie.

**Comentarios a la lista de sinonimias:** Los ejemplares de *Noixodontus girardeauensis* (Satterfield, 1971) figurados por Barrick (*in* Amsdem y Barrick, 1986) como fragmentos de la citada especie, presentan las mismas características que *Istorinus erectus* Knüpfer, 1967, por lo que lo hemos incluido en la sinonimia de la misma.

**Distribución:** Coincide con la del género.

*Istorinus?* sp.  
(Lám. 34, figs. 15-16)

**Material estudiado:** 16 elementos procedentes del Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (sección A de Fombuena); de la “Caliza Urbana” (secciones de Huertezuelas y A de Viso del Marqués) y de los cantos calcáreos de la Fm. Orea (sección B de Checa) (ver apartado 5.10).

**Observaciones:** Se han incluido bajo este epígrafe aquellos elementos que presentan un tipo morfológico similar a *Istorinus*. Sin embargo, el margen basal de éstos (en vista lateral) describe una trayectoria oblicua no definida para ningún morfotipo de *Istorinus erectus*, por lo que no podemos descartar que estos elementos correspondan en realidad a fragmentos de procesos de *Sagittodontina* Knüpfer, 1967, asignándolos con dudas al género *Istorinus*.

Género “*Eocarniodus*” Orchard, 1980

**Especie tipo:** *Prioniodus gracilis* Rhodes, 1955.

1980 *Eocarniodus* n. gen. Orchard, p. 20.

**Diagnosis multielemental** (Orchard, 1980: 20):” *Eocarniodus* comprende pequeños elementos que forman un aparato carente de una evidente transición simétrica. Los elementos tienen, generalmente, una cúspide subcentral y dos procesos cortos que soportan un reducido número de denticulos confluentes. Uno de los procesos puede estar arqueado hacia abajo o flexionado lateralmente. En algunos elementos se desarrolla un reborde en forma de plataforma”.

**Observaciones:** Weyant (1968: 63) ilustró fragmentos de conodontos que atribuyó, en morfotaxonomía, a fragmentos del proceso posterior de “*Tetraprioniodus*”, “*Keislognathus*” y “*Eoligonodina*”. Weyant (*op. cit.*) señaló además que algunos de los ejemplares que ilustró Rhodes (1955: Lám. 8, fig. 11; Lám. 9, fig. 7), posteriormente incluidos en la sinonimia de *Eocarniodus gracilis* por Orchard (1980), corresponden al mismo grupo.

Con posterioridad a la definición del género *Eocarniodus* y de su única especie, Tull (1988) constató que los elementos de *E. gracilis* presentan una gran semejanza con fragmentos de los elementos ramiformes de la especie *Amorphognathus ordovicicus*, con la que además, aparecen vinculados. La estrecha relación existente entre las dos especies se pone de manifiesto en numerosos trabajos (p. ej. Orchard, 1980; McCracken, 1987; Tull, 1988; Sarmiento, 1993; Sweet, 2000). Sarmiento (1993) concluye que la fragmentación de los procesos posteriores de *Amorphognathus ordovicicus* da lugar a fragmentos atribuibles a *Eocarniodus*, pero que los elementos de *Eocarniodus gracilis* que exhiben un reborde basal no corresponderían a fragmentos de dicho taxón, por lo que este género tendría validez sólo para este tipo de formas, optando por utilizar el criterio de Tull (1988) de colocarlo entre comillas, para mostrar la indefinición o incertidumbre que plantea este género.

**Especies asignadas:** Sólo se ha asignado una especie a este género, *Eocarniodus gracilis* Orchard, 1980.

**Distribución:** Se ha descrito la presencia de este taxón en materiales del Ordovícico Superior del Reino Unido (Rhodes, 1955; Orchard, 1980; Armstrong *et al.*, 1996), España (Sarmiento, 1993) y Canadá (Weyant, 1968; Nowlan *et al.*, 1997).

“*Eocarniodus*” *gracilis* (Rhodes, 1955)  
(Lám. 35, figs. 1-3)

- \* 1955 *Prioniodus gracilis* Rhodes, p. 136, Lám. 8, figs. 5-6.
- ? 1964 *Prioniodus aflexa* Hamar, p. 277, Lám. 3, figs. 15, 18-19, Fig. Texto 5.5.
- 1968 Fragmentos indeterminados, forma A, Weyant, p. 63, Lám. 6, figs. 19-20.
- 1980 *Eocarniodus gracilis* (Rhodes) - Orchard, p. 20, Lám. 2, figs. 14, ?15, 18-20, 25-26, ?31, 33-34; multielemental.
- 1985 *Eocarniodus gracilis* (Rhodes) - Bergström y Orchard, Lám. 2.5, figs. 20-21.
- 1986 *Eocarniodus* ? sp. 1, Barrick in Amsdem y Barrick, Lám. 7, fig. 4; multielemental.
- v. 1993 “*Eocarniodus*” *gracilis* (Rhodes) - Sarmiento, pp. 375-377, Lám. 25, fig. 1.
- 1996 *Eocarniodus* ? *gracilis* (Rhodes) - Armstrong *et al.*, p.19, Fig. 9.4.
- 1997 *Amorphognathus* sp. Nowlan *et al.*, Lám. 3, fig. 13.
- v. 2002 *Eocarniodus gracilis* Orchard - Sarmiento, p. 291.

**Material estudiado:** 7 elementos eocarniodiformes hallados en las secciones A y B de Fombuena (Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos) y Huertezuelas ("Caliza Urbana") (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Elementos ramiformes lateralmente comprimidos, de pequeño tamaño, con reborde basal y una cúspide subcentral erecta o proclina. Los procesos, uno anterior y otro posterior, son cortos y denticulados, y están alineados con la cúspide. Cada proceso porta de uno a tres dentículos, parcialmente fusionados. La cavidad basal es estrecha, siendo más profunda debajo de la cúspide que de los procesos.

**Microestructura:** No se han observado elementos ornamentales en ninguno de nuestros ejemplares.

**Observaciones:** Hemos optado por incluir dentro de esta especie sólo aquellas formas que recuerdan a fragmentos de *Amorphognathus* pero que exhiben un reborde basal, tal y como sugirió Sarmiento (1993).

Las referencias citadas en la lista de sinonimias corresponden a aquellos ejemplares figurados por los diferentes autores, cuyas características coinciden con los criterios que hemos empleado para asignar nuestros ejemplares a esta especie.

**Distribución:** Coincide con la del género.

Gen. et sp. indet. A  
(Lám. 36, figs. 1-2)

**Material estudiado:** 2 elementos drepanodiformes? (ver apartado 5.10). Ejemplares MGM-4368-O [Ch(B)-O7-M] y MGM-4520-O [H-CU7-P] obtenidos en material procesado de la sección B de Checa (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica) y Huertezuelas (Sierra Morena).

**Descripción:** Elemento cónico no geniculado asimétrico (drepanodiforme?). La cúspide es reclina con márgenes anterior y posterior afilados y flancos laterales convexos; aparece ligeramente flexionada en sentido lateral, de ahí su asimetría. La base representa un tercio de la longitud total del elemento y se halla expandida en sentido posterior. La cavidad basal es amplia y ocupa por completo la superficie aboral de la base.

**Microestructura:** Aparentemente no presenta estriación, pero debido a su estado de conservación esta afirmación no es del todo concluyente.

**Observaciones:** Hemos diferenciado esta forma en nomenclatura abierta porque ningún aparato perteneciente a los taxones multielementales aquí descritos incluye un elemento comparable a los dos estudiados, como tampoco el resto de las especies ordovícicas descritas hasta el momento.

## Elementos indeterminables

(Lám. 6, fig. 10; Lám. 7, figs. 1, 5, 6, 10; Lám. 35, figs. 4-16; Lám. 36, figs. 3-14; Lám. 37, figs. 1-13; Lám. 38, figs. 1-15)

**Material estudiado:** 380 elementos eocarniodiformes; 6 elementos hindeodelliformes; 10 elementos oistodiformes; 334 elementos pectiniformes; 162 elementos ramiformes; 420 elementos coniformes y 355 fragmentos, recuperados en todas las secciones y materiales investigados (ver apartado 5.10).

**Descripción:** Los elementos eocarniodiformes son formas de pequeño tamaño, lateralmente comprimidas, con dos procesos denticulados que se desarrollan en sentido anterior y posterior respecto a la cúspide central. Los procesos pueden formar una línea recta o estar ligeramente arqueados. Los denticulos, de pequeño tamaño, generalmente son aislados, aunque pueden presentar sus bases fusionadas. La cavidad basal es estrecha y ocupa la parte inferior del elemento. Hemos incluido dentro de este grupo los ejemplares, que recordando morfológicamente a *Eocarniodus gracilis* no presentan el reborde basal descrito por Orchard (1980), puesto que podrían fácilmente corresponder a los fragmentos de procesos de diferentes especies, que incluyen elementos ramiformes, presentes en nuestras colecciones, como *Amorphognathus ordovicicus* o *Hamarodus europaeus*.

Los elementos hindeodelliformes son similares a los eocarniodiformes descritos anteriormente, pero a diferencia de estos, presentan una denticulación caracterizada por la alternancia de denticulos de mayor y menor tamaño. Sin duda estos elementos si proceden de la fragmentación de procesos de elementos ramiformes caracterizados por este patrón de denticulación, como los procesos posteriores de los morfotipos S de *Amorphognathus* y *Hamarodus*.

Los elementos oistodiformes corresponden a elementos cónicos geniculados que no pueden adscribirse a ninguno de los taxones conocidos o a fragmentos del mismo tipo morfológico, cuyo estado de conservación no permite observar características diagnósticas. Uno de estos elementos (Lám. 36, fig. 4) recuerda al elemento oistodiforme que integra el aparato de algunas especies de *Baltoniodus*.

En la categoría de elementos pectiniformes se han incluido tanto fragmentos muy pequeños que no exhiben características diagnósticas, como elementos fragmentarios de tipo amorphognatiforme y ambalodiforme en los que no se han reconocido caracteres que nos permitan su asignación a una de las especies reconocidas en este trabajo (Lám. 36, figs. 12-14; Lám. 37, figs. 1-6).

Los elementos ramiformes incluyen fragmentos de cúspides en las que sólo se reconoce la existencia de procesos en base a las fracturas, o cuya asignación a las especies y géneros recogidos en la literatura no puede realizarse con suficientes garantías.

Los elementos coniformes corresponden en su mayoría a fragmentos de cúspides, que además aparecen muy deteriorados.

También hemos incluido en este apartado fragmentos de muy pequeño tamaño, en base a los cuales ni siquiera es posible reconocer una de las cuatro grandes categorías morfológicas propuestas por Sweet (1988).

## 5.10.- TABLAS DE ABUNDANCIA

En este apartado se recoge un listado pormenorizado de los taxones identificados en nuestras colecciones. La tabla 5.7 muestra su relación para los grandes sectores y unidades objeto de estudio. También se presenta un listado detallado para cada una de las muestras productivas, incluyendo el índice de alteración del color determinado para los ejemplares. Un asterisco (situado a la derecha del valor CAI) indica que los ejemplares presentan textura sacaroidea, un segundo asterisco que algunos ejemplares de la muestra considerada presentan, además, una pátina superficial grisácea. Estos datos se han utilizado para construir una gráfica que representa el número total de elementos conodontales obtenidos para cada una de las muestras tratadas (fig. 5.34).

Especies	Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica		Rama Castellana de la Cordillera Ibérica		Sierra Morena oriental	
	Fm. Caliza de Cistoideos	Fm. Orea	Fm. Ojos Negros	Fm. Orea	"Bancos Mixtos"	"Caliza Urbana"
<i>Walliserodus?</i> sp.						X
<i>Ansellia</i> sp.						X
<i>Hamarodus europaeus</i>	X					X
<i>Hamarodus?</i> sp.	X					X
<i>Besselodus?</i> sp.	X					
<i>Protopanderodus</i> sp.	X					
<i>Scabbardella altipes</i>	X	X				X
<i>Scabbardella</i> cf. <i>altipes</i>	X	X				X
<i>Scabbardella</i> n. sp. A.	X					X
<i>Scabbardella</i> sp.	X	X		X		X
<i>Pseudooneotodus</i> cf. <i>humilis</i>						X
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A	X					
<i>Pseudooneotodus</i> sp.	X					
<i>Drepanoistodus</i> sp.	X					X
<i>Nordiodus italicus</i>						X
<i>Panderodus gracilis</i>	X	X	X	X		X
<i>Panderodus</i> cf. <i>gracilis</i>	X	X		X		X
<i>Panderodus panderi?</i>			X			X
<i>Panderodus</i> n. sp. A						X
<i>Panderodus</i> spp.	X				X	X
<i>Panderodus?</i> sp					X	X
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	X	X		X		X
<i>Amorphognathus</i> cf. <i>ordovicicus</i>	X		X		X	X
<i>Amorphognathus</i> aff. <i>ordovicicus</i>	X					X
<i>Amorphognathus superbus</i>	X				X	X
<i>Amorphognathus</i> cf. <i>superbus</i>						X
<i>Amorphognathus</i> aff. <i>lindstroemi</i>	X	X				X
<i>Amorphognathus</i> sp. A	X			X		X
<i>Amorphognathus</i> sp. B	X	X				
<i>Amorphognathus</i> spp.	X	X		X		X
<i>Amorphognathus?</i> sp.	X	X	X	X	X	X
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	X					X
<i>Sagittodontina robusta</i>	X			X	X	X
<i>Sagittodontina</i> cf. <i>robusta</i>					X	X
<i>Sagittodontina</i> sp.	X		X	X	X	X
<i>Sagittodontina?</i> sp.					X	X
<i>Goniodontus ordovicicus</i> s.f.	X					X
<i>Dichodella?</i> sp.	X				X	X
Balognathidae gen et sp indet A	X					X
Balognathidae gen et sp indet B						X
<i>Icriodella superba</i>	X			X	X	X
<i>Icriodella superba?</i>						X
<i>Istorinus erectus</i>	X					X
<i>Istorinus?</i> sp.	X			X		X
<i>Eocarniodus gracilis</i>	X					X
Incertidae Familia gen. et sp. indet A				X		X

**Tabla 5.7.-** Resumen de los taxones identificados en el área de estudio.



TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	MUESTRA											
		L-CC11	L-CC19	L-CC20	L-CC24	L-CC25	L-CC27	F(A)-CC1b	F(A)-CC1c	F(A)-CC1d	F(A)-CC3	F(A)-CC4a	
<i>Walliserodus?</i> sp.													
<i>Ansellia?</i> sp.	Sb?												
<i>Hamarodus europaeus</i>	M												
	Sa												
	Sb												
	Sc												
<i>Hamarodus?</i> sp.	P												
	M												
	S												
<i>Besselodus?</i> sp.	a?												
<i>Protopanderodus</i> sp.													
<i>Scabbarbella altipes</i>	ac												
	dr											1	
<i>Scabbarbella cf. altipes</i>	ds	1											
	ac												
	dr												
<i>Scabbarbella n. sp. A</i>	ds												
	base											1	
<i>Scabbarbella</i> sp.	cúspide												
<i>Pseudonectodus cf. humilis</i>													
<i>Pseudonectodus</i> sp. A													
<i>Pseudonectodus?</i> sp.													
<i>Drepanoistodus</i> sp.													
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb												
	fal	1											
<i>Panderodus gracilis</i>	arc										1	1	
	asim												
	arc-asim												
	sim	1					1	1	1	2	1		
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal												
	arc												
	asim												
	arc-asim												
<i>Panderodus panderi?</i>	sim												
	arc-asim												
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	sim												
<i>Panderodus</i> spp.	fal												
	fal		1										
	arc												
	arc-asim											3	
	sim												
<i>Panderodus?</i> sp.	base	1											
<i>Panderodus?</i> sp.	cúspide												
	cúspide												
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa												
	Pb												
	Pa-b												
	M												
	Sa												
	Sa-b												
	Sb												
	Sc												
	Sd												
	<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa											
	Pb												
	M												
	Sa												
Sb													
Sc													
Sd													
S													
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb												
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb												
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb												
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M												
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M												
	Sa												
	Sa-b	1											
	Sb												
	Sc												
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Sd												
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa												
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P												
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois						1			1	1		
	ram												
	pec ab												
	pec cr												
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa												
	Pb										1		
	P	1										1	
	M												
	Sa												
	Sa-b												
	Sb												
	Sc											1	
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Sd			1									
<i>Sagittodontina</i> sp.	Pa												
	P												
	M												
	S												
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P												
	M												
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>	S			1									
<i>Dichrodella?</i> sp.	P												
Balognothidae gen. et sp. indet. A	P												
Balognothidae gen. et sp. indet. B	P												
<i>Icriodella superba</i>	Pa												
	Pb												
	S												
<i>Icriodella superba?</i>	Pa												
	Pb												
	S												
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1												
	Morf-2												
	Morf-3												
<i>Istorinus?</i> sp.										1			
<i>Eocamioidus gracilis</i>													
Incertidae Familia gen. et sp. indet. A.													
Elementos indeterminables	eoc											1	
	hm												
	ois												
	amci	1					1						
	amb												
	pec s.l.												
	ram												
con													
fragmentos													
TOTAL EJEMPLARES		7	1	2	1	1	1	2	2	2	7	13	
Índice de Alteración del Color (CAI)		3,5	-	3,5	3,5	3,5	3,5	-	3,5	-	3-3,5	-	



TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	F(A)-CC20	F(A)-CC21	F(A)-CC23	F(A)-CC25	F(A)-CC27	MUESTRA F(A)-CC29	F(A)-CC31	F(A)-CC33	F(A)-CC35	F(A)-CC36	F(A)-CC38
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?											
<i>Ansellia?</i> sp.	P											
<i>Hamarodus europaeus</i>	M							3	1			
	Sa								1			
	Sb									1		
	Sc							1				
<i>Hamarodus?</i> sp.	P								1			
	M											
	S											
<i>Besselodus?</i> sp.	a7											1
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac					2		3	1	1		
<i>Scabbardella altipes</i>	dr	1					2	2				
	ds	2					6	4	7			2
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac				2							
	dr		1		1			1	3		1	
	ds	1	2					2	3			
<i>Scabbardella n. sp. A</i>	base				1			3				1
<i>Scabbardella</i> sp.	cuspside						1	2		2		
<i>Pseudooneotodus cf. humilis</i>												
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A												
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.												
<i>Drepanoistodus</i> sp.									1			
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb											
<i>Panderodus gracilis</i>	fal	1		1				1	1			
	arc							3	3		1	
	asin											
	arc-asin											
	sim	2										
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal						1		1		1	
	arc											
	asin											
	arc-asin											
	sim											
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asin											
	sim											
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	fal											
<i>Panderodus</i> spp.	fal											
	arc											
	arc-asin											
	sim	2										
	base											
	cuspside								3			
<i>Panderodus?</i> sp.	base											
	cuspside											
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa				1						1	2
	Pa-b				2	2	4	1	6			2
	M							2				
	Sa	1			1	1	1	1				2
	Sa-b								2			
	Sb				1	1			4			
	Sc					1			2		1	2
	Sd							1				1
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa				1							
	Pb											
	M							3				
	Si											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
	Sd					2	1		1			
	S											
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb					1						
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M	1									2	
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M											
	Sa						1					
	Sa-b											
	Sb											1
	Sc											
	Sd											
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa					1				1		
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa				1			3				
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	2			11	2	6	13	9			1
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois											
	ram											
	pec ab											
	pec cr											
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa	1										
	Pb											
	P	1	1		2	4	1		2			1
	M				2				1			
	Sa					2			1			
	Sa-b											
	Sb					1			6	3		3
	Sc								3			1
	Sd					1	2		1			
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa											
	P											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Sagittodontina</i> sp.	P	1								1		
	M											
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P					1			1			3
	M											
	S											
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>												
<i>Dichodella?</i> sp.	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P											
<i>Icriodella superba</i>	Pa											
	Pb							1				
	S											
<i>Icriodella superba?</i>	Pa											
	Pb											
	S											
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1					1		2		2		2
	Morf-2								1			1
	Morf-3											2
<i>Istorinus?</i> sp.												1
<i>Eocarniodus gracilis</i>								1	2			
<i>Incertidae</i> Familia gen. et sp. indet. A.												
Elementos indeterminables	eooc				2	7	3	15	19	1	1	6
	hin											
	ois							2		1		
	amor				7	15	11	3	28	2	2	6
	amb				1							
	pec s.l.											
	ram				1		1	4	12			
	con				4		21	4	5			
	fragmentos	1	1					9	4	1	1	4
TOTAL EJEMPLARES		3	19	2	43	67	47	95	144	16	12	45
Índice de Alteración del Color (CAI)		2-2,5	2-2,5, 6	-	2-2,5, 6	2-2,5, 6	2-2,5, 6	2-3, 6	2,5-3, 6	2,5-3, 6	2,5, 6	2-2,5, 6

ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO

TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	F(A)-CC39	F(A)-CC41	F(A)-CC42	F(A)-CC43	F(A)-CC45	MUESTRA F(A)-CC47	F(A)-CC48	F(A)-CC49	F(A)-CC51	F(A)-CC52	F(A)-CC53
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?											
<i>Ansellia?</i> sp.	P											
<i>Hamarodus europaeus</i>	M						1		1			
	Sa											
	Sb											
	Sc			1								
	S											
<i>Hamarodus?</i> sp.	M						1					
	S		1									
<i>Besselodus?</i> sp.	a?											
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac	1		1			1		11	5		3
<i>Scabbardella altipes</i>	dr		2	1	1	3	4		11	2		2
	ds	4		3	1	5	4		21	1	1	6
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac						2					1
	dr									2		3
	ds									3		6
<i>Scabbardella n. sp. A</i>		1						1				1
<i>Scabbardella</i> sp.	base											
	cuspide	1		4	3		8	1	11	9		4
<i>Pseudooncotodus cf. humilis</i>												
<i>Pseudooncotodus</i> sp. A												
<i>Pseudooncotodus?</i> sp.										1		
<i>Drepanoistodus</i> sp.												
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb											
<i>Panderodus gracilis</i>	fal		1	3	1	3	3			2	1	1
	arc					7			2	1		1
	asin									1		1
	arc-asin			3		1	1					2
	sim			3		6	2		3	2		2
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal											
	arc					1					2	1
	asin						1					
	arc-asin											
	sim								1			1
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asin											
	sim											
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	fal											
<i>Panderodus</i> spp.	fal											
	arc											
	arc-asin								1			1
	sim											
	base								1		1	
	cuspide		1	6		4	2					3
<i>Panderodus?</i> sp.	base											
	cuspide											
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa				1	1			4			6
	Pb	2	3	1		2	3		8	2		2
	Pa-b											
	M		1			1			1			
	Sa											
	Sa-b			1								1
	Sb		2	2					1			2
	Sc			1		2			2	4		3
	Sd	1							3	2		1
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa	1										
	Pb		2							1		3
	M	1					1		1			1
	Sa											
	Sa-b											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
	S									1		
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M								1			
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M					1						
	Sa											
	Sa-b											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa											
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa	4	2	2	1	9	2		16	1		7
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	7		5	5	10	11	2	16		1	10
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois											
	ram									1		
	pec ab											
	pec cr											
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa											
	Pb											
	P	3	1	3								
	M											
	Sa											
	Sa-b											
	Sb	1	1	3								1
	Sc			1								
	Sd	1		2								
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa											
	P											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Sagittodontina</i> sp.	P											
	M											
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P											
	M											
	S											
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>												
<i>Dichodella?</i> sp.	P			1								
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P											
<i>Icriodella superba</i>	Pa								1			1
	Pb											
	S											
<i>Icriodella superba?</i>	Pa								1			
	Pb											
	S											
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1											
	Morf-2	1		2								
	Morf-3	2	1	1								
<i>Istorinus?</i> sp.		2										
<i>Eocarniodus gracilis</i>									2			
<i>Inceridae</i> Familia gen. et sp. indet. A.												
Elementos indeterminables	eooc	11	9	6	1	6	5		13	5	1	2
	hi											
	ois											
	amor	12	3		1	3			4	2	1	1
	amb								1		1	
	pec s.l.											
	ram	5	1	1								
	con	1		3								
	fragmentos	2	6		1	6	5		9	5	1	3
TOTAL EJEMPLARES		69	37	65	16	73	58	4	152	54	15	84
Índice de Alteración del Color (CAI)		2,5; 6	3; 5,5	2,5-3; 5,5-6	3	2,5-4; 6	2,5; 5,5	5,5-6	2,5-3; 6	2,5; 5,5-6	3; 6	2,5-4; 6

TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	F(A)-CC5	F(A)-CC6	F(A)-CC7	F(A)-CC8	F(B)-CC1	MUESTRA F(B)-CC3	F(B)-CC4	F(B)-CC5	F(B)-CC6	F(B)-O1	F(B)-O2
Walliserodus? sp.	Sb?											
Ansella? sp.	P											
Hamarodus europaeus	M	1										
	Sa											
	Sb				1							
	Sc	1										
Hamarodus? sp.	P											
	M									1		
	S				1							
Besselodus? sp.	a7											
Protopanderodus sp.	ac	2		2	6					2		5
Scabbardella altipes	dr	2	2	2	10					2	1	
	ds	4	4	3	31				2	7	3	
Scabbardella cf. altipes	ac	4			5					1		3
	dr		1	2	5					1		1
	ds	1	5		9			2	1	3		1
Scabbardella n. sp. A		3	4		9							
Scabbardella sp.	base	1		1	4							
	cuspide	3		7	28				1	6	4	4
Pseudooneotodus cf. humilis												
Pseudooneotodus sp. A					1							
Pseudooneotodus? sp.												
Drepanoistodus sp.												
Nordiodus italicus	Pb											
Panderodus gracilis	fal				3		1			1	1	
	arc	1	1		1		1			7	1	
	asim									1		
	arc-asim		1	1	5					4	1	
	sim		2		8				1	4		1
Panderodus cf. gracilis	fal									3		
	arc		1		3			1		3		1
	asim											
	arc-asim									1		
	sim		2							2		
Panderodus panderi?	arc-asim											
	sim											
Panderodus n. sp. A.	fal											
Panderodus spp.	fal											
	arc											
	arc-asim				1							
	sim							1				
	base				2	1				2		
	cuspide	2	1		2					11		
Panderodus? sp.	base											
	cuspide											
Amorphognathus ordovicicus	Pa		1		10							
	Pb	3		1	14			3		12	2	2
	Pa-b											
	M				1					2	1	1
	Sa				2							
	Sa-b	1	1		4							
	Sb		1		11					7	1	
	Sc	2		2	6					2		1
	Sd	1			4					3	1	
Amorphognathus cf. ordovicicus	Pa				1							
	Pb			1	1				1	2		
	M				3					1		
	Sa		1									
	Sa-b											
	Sb				1				1			
	Sc											
	Sd			1								
	S											
Amorphognathus aff. ordovicicus	Pb											
Amorphognathus superbus	Pb				4							
Amorphognathus cf. superbus	Pb											
Amorphognathus aff. lindstroemi	M				2							1
Amorphognathus sp. A	M				2							
	Sa											
	Sa-b											
	Sb		1									
	Sc											
	Sd											
Amorphognathus sp. B	Pa				1						1	
Amorphognathus spp.	Pa	5		5	29	1		1	10	33	2	5
Amorphognathus? sp.	P	11	3	7	19		1		5	27		5
Baltoniodus? sp. A	ois				1							
	ram											
	pec ab											
	pec cr											
Sagittodontina robusta	Pa			1								
	Pb											
	P				5							
	M											
	Sa				2							
	Sa-b				1							
	Sb				10	2						
	Sc				1							
	Sd				4				1			
Sagittodontina cf. robusta	Pa											
	P											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
Sagittodontina sp.	P									1		
	M											
	S				2							
Sagittodontina? sp.	P											
	M											
	S											
"Goniodontus ordovicicus" s.l.					2							
Dichodella? sp.	P											
Balognathidae gen. et sp. indet. A	P											
Balognathidae gen. et sp. indet. B	P											
Icriodella superba	Pa				2							
	Pb											
	S											
Icriodella superba?	Pa											
	Pb											
	S											
Istorinus erectus	Morf-1				1							
	Morf-2											
	Morf-3		2									
Istorinus? sp.				1								
Eocamioidus gracilis					1					1		
Incertidae Familia gen. et sp. indet. A.												
Elementos indeterminables	eooc	2	4		37			1	1	21	1	8
	hi				2							
	ois				1							
	amor		4	5	6			5		3	2	1
	amb				3					2		
	pec s.l.											
	ram	1			6							
	con		1	1	3						1	
	fragmentos	5	1	3	28			1		5	1	1
TOTAL EJEMPLARES		56	44	46	368	4	3	15	26	184	24	41
Índice de Alteración del Color (CAI)		3.5-4; 5.5	4-6	2-2.5; 6	2.5-4; 5.5-6	4	3	3	3-4; 6	3-4; 5	5.5	5.5

ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO

TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	F(B)-O3	F(B)-O4	P-ON	Ch(A)-ON4	Ch(B)-O2	MUESTRA Ch(B)-O3	Ch(B)-O4	Ch(B)-O5	Ch(B)-O7	Ch(B)-O8	CC(A)-CU2a
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?											
<i>Ansellia?</i> sp.	P											
<i>Hamarodus europaeus</i>	M											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
<i>Hamarodus?</i> sp.	P											
	M											
	S											
<i>Besselodus?</i> sp.	a7											
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac	1										4
<i>Scabbardella altipes</i>	dr											18
	ds	1										9
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac											
	dr	1										6
	ds	3	1									18
<i>Scabbardella n. sp. A</i>	base											6
<i>Scabbardella</i> sp.	cuspid	2					1					10
<i>Pseudooneotodus cf. humilis</i>												
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A												
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.												
<i>Drepanoistodus</i> sp.												1
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb											
<i>Panderodus gracilis</i>	fal	1										1
	arc	1		1					1			3
	asim											1
	arc-asim											
	sim											1
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal								1			
	arc		1									2
	asim											
	arc-asim											
	sim	1										
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asim											1
	sim			1								1
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	fal											
<i>Panderodus</i> spp.	fal											
	arc											
	arc-asim											
	sim											1
	base											
	cuspid											3
<i>Panderodus?</i> sp.	base											
	cuspid											
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa	1										
	Pb	1							1			2
	Pa-b											
	M											
	Sa											
	Sa-b	1						1				
	Sb	1	1									2
	Sc								1			
	Sd											
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa											
	Pb				1							
	M											
	Sa											
	Sa-b											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
	S											
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb											14
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M											
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M								1			
	Sa											
	Sa-b											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa											7
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa							1	3			21
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	1		1					2			
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois											
	ram											
	pec ab											6
	pec cr											
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa						1					
	Pb											
	P											27
	M											1
	Sa											1
	Sa-b											
	Sb											18
	Sc											3
	Sd											11
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa											
	P											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Sagittodontina</i> sp.	P				1	1					1	5
	M											1
	S											1
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P								1			4
	M											1
	S											
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>	P											
<i>Dichodella?</i> sp.	P											1
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P											1
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P											
<i>Icriodella superba</i>	Pa										1	
	Pb											
	S											
<i>Icriodella superba?</i>	Pa											
	Pb											
	S											1
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1											
	Morf-2											
	Morf-3											
<i>Istorinus?</i> sp.												
<i>Eocarniodus gracilis</i>									1			
<i>Incertidae</i> Familia gen. et sp. indet. A.										1		
Elementos indeterminables	eooc	3	1						2		1	1
	hi							1				
	ois											
	amor				1							5
	amb										1	8
	pec s.l.											
	ram											5
	con									1		5
	fragmentos			1		1			2			7
TOTAL EJEMPLARES		19	4	4	3	2	2	5	17	2	4	245
Índice de Alteración del Color (CAI)		3-3,5	-	-	-	-	-	-	-	5,5	-	3-4,5, 5,5 *



ESTUDIO MICROPALAEONTOLOGICO

TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	CC(B)-CU5	H-BM1	H-CU1	H-CU3	H-CU5	MUESTRA H-CU6	H-CU7	H-CU8	VSC-CU1	VSC-CU2	VM(A)-BM5
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?									2	6	
<i>Anselia?</i> sp.	P									1		
<i>Hamarodus europaeus</i>	M	1					5		2	1		
	Sa						1					
	Sb						1					
	Sc	1										
	S							1		1	1	
<i>Hamarodus?</i> sp.	M							1				2
	S											
<i>Besselodus?</i> sp.	a7											1
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac	50				19	45	31	5	15	15	
<i>Scabbardella altipes</i>	dr	57				15	33	33		11	6	
	ds	77				25	82	65	13	18	22	
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac	7				3	48	17	3	10	11	
	dr	18				10	63	40	4	11	31	
	ds	46				23	119	43		42	42	
<i>Scabbardella n. sp. A</i>	base	4				2	24	27	4	6	14	
<i>Scabbardella</i> sp.	cuspide	42				19	156	57	8	20	40	
<i>Pseudooneotodus cf. humilis</i>												
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A												
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.												
<i>Drepanoistodus</i> sp.				1								
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb											
<i>Panderodus gracilis</i>	fal					6	2		5	2	1	
	arc	1				7	2					
	asin					2						
	arc-asin					1	1	2			2	
	sim					13	2		6	1	1	
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal									1	2	
	arc					6				1	1	
	asin					1						
	arc-asin	1							1		1	
	sim	1							2			
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asin											
	sim											
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	fal											
<i>Panderodus</i> spp.	fal									1		
	arc						1				1	
	arc-asin							1				
	sim											
	base					7					1	
	cuspide					8	4					
<i>Panderodus?</i> sp.	base								2			
	cuspide									3		
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa	1										
	Pb	24				3	39	8	17	11	10	
	Pa-b	1										
	M	1					4	1	3		3	
	Sa	1					3		4			
	Sa-b					1	4				1	
	Sb	7				9	9	3	5	3	5	
	Sc	5				2	10	3	1	4	5	
	Sd	2				1	11	1	1	3	5	
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa									1	1	
	Pb	9		1	1		11	5	3	11	12	
	M						1			1		
	Sa	1					2			3		
	Sb											
	Sc				1					1		
	Sd	1				1	2			1	1	
	S						3					
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb					1	1		3			
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb					12						
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb			1	3	4						
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M							2				
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M	1										
	Sa											
	Sa-b											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa											
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa	54		7		12	27	16	18	22	24	
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	151		2		31	163	41	78	69	61	
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois											
	ram											
	pec ab						18					
	pec cl											
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa					3				2		
	Pb						1		1			
	P					7	87	9		11		
	M					3	2	1				
	Sa					1	1					
	Sa-b					1	1					
	Sb					10	42	4		3		
	Sc											
	Sd						14			1	3	
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa										1	
	P					2	11	13	1			
	Sa					2						
	Sb					13	15	7	1			
	Sc						4					
	Sd					2	2					
<i>Sagittodontina</i> sp.	P	1				1						1
	M											
	S											
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P					2	2		1	4		5
	M						3				2	
	S	2										1
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>							2					
<i>Dichodella?</i> sp.	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P											
<i>Icriodella superba</i>	Pa	1				5	9		2	1		1
	Pb											
	S											
<i>Icriodella superba?</i>	Pa								1			1
	Pb											1
	S					2						
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1					1						
	Morf-2					3	3			1		
	Morf-3											
<i>Istorinus?</i> sp.							2					
<i>Eocarniodus gracilis</i>							1		1			
<i>Incertitidae</i> Familia gen. et sp. indet. A.												
Elementos indeterminables	eooc	12				7	36	9	25	19	20	
	hio	1				1						
	ois	1					2			1		
	amor					8	1			6	2	1
	amb	2				4	17	2		10	12	
	pec s.l.					5				1		
	ram	1				10	25	7				
	con					19		14				
	fragmentos	3	1			28	22	36	12	10	37	5
TOTAL EJEMPLARES		589	1	81	144	500	1039	459	234	376	448	15
Índice de Alteración del Color (CAI)		2.5-3.5 **	-	5.5 *	4.5, 5.5 *	3.5-4.5, 6 *	2.5-4.5 *	3.5-4.5, 5.5 *	4-4.5, 5.5 *	4-4.5 **	4-4.5 *	4.5, 5.5 *

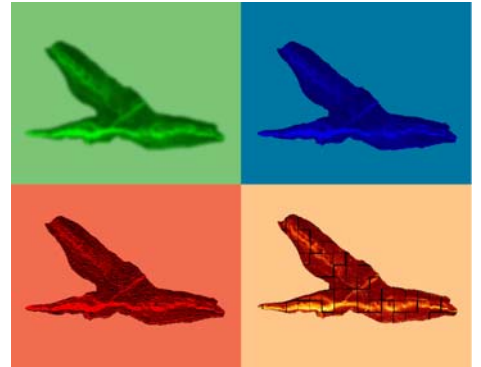
TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	VM(A)-BM9	VM(A)-CU4c	VM(A)-CU4d	VM(A)-CU4f	VM(A)-CU4g	MUESTRA	VM(A)-CU4i	VM(A)-CU4j	VM(A)-CU5a	VM(A)-CU5b	VM(A)-CU5c	VM(A)-CU5d
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?												
<i>Ansellia?</i> sp.	P												
<i>Hamarodus europaeus</i>	M												
	Sa												
	Sb												
	Sc												
<i>Hamarodus?</i> sp.	P												
	M												
	S												
<i>Besselodus?</i> sp.	a7												
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac												
<i>Scabbardella altipes</i>	dr								1	1			
	ds								1				
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac						1		2				
	dr								3	3			
	ds								3	2			
<i>Scabbardella n. sp. A</i>	base											1	
<i>Scabbardella</i> sp.	cuspe												
<i>Pseudooneotodus cf. humilis</i>									4	7			
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A												1	
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.													
<i>Drepanoistodus</i> sp.													
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb												
<i>Panderodus gracilis</i>	fal									1			1
	arc												
	asin												
	arc-asin												2
	sim								1				
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal												
	arc												
	asin												
	arc-asin												1
	sim						1						
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asin												
	sim												
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	fal												
<i>Panderodus</i> spp.	fal		1										
	arc												
	arc-asin												
	sim		1	2									
	base								1				
	cuspe									1		1	3
<i>Panderodus?</i> sp.	base	1											
	cuspe						1						
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa						1				1		3
	Pb						1						3
	Pa-b												
	M												
	Sa												
	Sa-b												2
	Sb						1		3				
	Sc												
	Sd								1				
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa												
	Pb								2				1
	M												
	Si												
	Sa												2
	Sb												
	Sc												
	Sd												
	S												
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb												
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb												
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb												
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M												
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M												
	Sa												
	Sa-b												
	Sb												
	Sc												
	Sd												
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa												
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa						3			3			3
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	1											7
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois												
	ram												
	pec ab						2		9		6		
	pec cl												
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa												
	Pb												
	P		1										
	M												
	Sa												
	Sa-b		1										
	Sb		6										
	Sc		1										
	Sd												
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa												
	P												
	Sa												
	Sb												
	Sc												
	Sd												
<i>Sagittodontina</i> sp.	P	7					1			1			
	M												
	S	6							1				
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P												
	M												
	S												
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>	P												
<i>Dichodella?</i> sp.	P												
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P								1				
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P												
<i>Icriodella superba</i>	Pa		3										
	Pb												
	S												
<i>Icriodella superba?</i>	Pa												
	Pb		2										
	S												
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1									1			
	Morf-2												
	Morf-3												
<i>Istorinus?</i> sp.													
<i>Eocarniodus gracilis</i>													
<i>Incertidae</i> Familia gen. et sp. indet. A.													
Elementos indeterminables	eooc									1			5
	hi												
	ois												
	amor	1											
	amb	1											1
	pec s.l.												
	ram	9								1			1
	com	5								3			
	fragmentos	2											
TOTAL EJEMPLARES		47	2	3	1	2	12	42	32	6	1	3	34
Índice de Alteración del Color (CAI)		4,5; 5,5 *	-	-	-	-	4,5; 6; 7 **	4,5; 6; 7 **	4,5; 6 *	4 *	4 *	4,5 *	

ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO

TAXONES MULTIELEMENTALES	elemento	VM(A)-CU5e	VM(B)-BM7	VM(B)-CU2	VM(B)-CU8	VM(C)-CU26	MUESTRA VM(C)-CU29	VM(C)-CU32	VM(C)-CU39	V-CU	PP-CU1	PP-CU2
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?											
<i>Ansellia?</i> sp.	P											
<i>Hamarodus europaeus</i>	M											
	Sa											
	Sb											1
	Sc											
<i>Hamarodus?</i> sp.	P											
	M											1
	S											
<i>Besselodus?</i> sp.	a7											
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac					1	1		2	2	2	2
<i>Scabbardella altipes</i>	dr					1		1	4	3	3	3
	ds				1	1	2		3	4	2	2
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac			1				1	2	3	7	7
	dr				2	3		2	2	3	3	3
	ds	3		1								
<i>Scabbardella n. sp. A</i>	base			1	4	2				2	4	4
<i>Scabbardella</i> sp.	cuspide	1		6						4	8	8
<i>Pseudooneotodus cf. humilis</i>												
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A												
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.												
<i>Drepanoistodus</i> sp.												
<i>Nordiodus italicus</i>	Pb					1	1					
<i>Panderodus gracilis</i>	fal			1		2				1		
	arc											
	asim											
	arc-asim											
	sim			1					2			
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal				1					1		
	arc											
	asim											
	arc-asim	1							1		1	
	sim											
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asim											
	sim					1			1			
<i>Panderodus n. sp. A</i>	fal			1							1	
<i>Panderodus</i> spp.	fal			1								
	arc	2										
	arc-asim											
	sim											
	base					2	2	2				1
	cuspide	3	1		2						1	
<i>Panderodus?</i> sp.	base	1										
	cuspide				2							
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pa					2	3	2				4
	Pb	1										
	Pa-b					1						
	M											
	Sa											
	Sa-b	1				1	1	2				1
	Sb											1
	Sc						1	1				
	Sd	1										
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa				2			1		3	8	
	Pb	4			1							
	M	1										
	Sa					1						
	Sa-b				1			1			1	
	Sb											
	Sc											
	Sd				1			1				
	S	1										
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb		1									
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb											
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M											
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M											
	Sa											
	Sa-b											
	Sb											
	Sc											
	Sd											
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa				1		1	4		6	4	4
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa	2			3	6	4	3	8	1	7	27
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	21	1		8							
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois											
	ram									1	3	
	pec ab									1	1	
	pec cl											
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa						3	2		2	8	5
	Pb											
	P		4									
	M											1
	Sa											
	Sa-b						2	3			1	2
	Sb											
	Sc							1				
	Sd											
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa											
	P											
	Sa											
	Sb											
	Sc											
	Sd					2	1	1				1
<i>Sagittodontina</i> sp.	P	1	4									
	M	1					1	2			2	1
	S	1	6		1							
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P											
	M											
	S											
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>												
<i>Dichodella?</i> sp.	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P											
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P								1			
<i>Icriodella superba</i>	Pa		6									
	Pb											
	S											
<i>Icriodella superba?</i>	Pa											
	Pb		1									
	S											
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1											
	Morf-2											
	Morf-3											
<i>Istorinus?</i> sp.												
<i>Eocarniodus gracilis</i>												
<i>Incertidae</i> Familia gen. et sp. indet. A.							4		2			4
Elementos indeterminables	eooc	6			2							
	hi											
	ois							1			3	
	amor	1	4						2			
	amb		3									
	pec s.l.											
	ram	1	18			1	1	5				
	con	3	4	1	3	1	4	5	1	2	1	
	fragmentos	4	6	7	7	5						8
TOTAL EJEMPLARES		61	61	5	48	26	40	36	41	22	67	99
Índice de Alteración del Color (CAI)		4-4,5 *	4,5, 5,5 *	-	4,5, 6 *	4,5, 5,5 *	4-4,5 *	4-4,5 *	4-4,5 *	4,5, 5,5 *	4,5, 5,5 *	4,5, 5,5 *

TAXONES MULTIELEMENTALES		MUESTRA					TOTAL
elemento		PP-CU5	T-CU7	T-CU8	AI(B)-CU	AI(C)-CU	
<i>Walliserodus?</i> sp.	Sb?						9
<i>Ansella?</i> sp.	P						1
<i>Hamarodus europaeus</i>	M		1				5
	Sa						19
	Sb	1					2
	Sc	1					5
<i>Hamarodus?</i> sp.	P						9
	M						6
	S						3
	a?						5
<i>Besselodus?</i> sp.							1
<i>Protopanderodus</i> sp.	ac	1		8			2
<i>Scabbardella altipes</i>	dr	1	3	7			317
	ds	3	6	19			309
<i>Scabbardella cf. altipes</i>	ac	1	3	4			616
	dr	1	3	13			149
	ds	4	5	18			287
<i>Scabbardella n. sp. A</i>	base		1	3			564
<i>Scabbardella</i> sp.	cuspid	3	4	12			24
<i>Pseudooneotodus cf. humilis</i>							124
<i>Pseudooneotodus</i> sp. A							618
<i>Pseudooneotodus?</i> sp.							1
<i>Drepanoistodus</i> sp.							1
<i>Nordodus italicus</i>	Pb						4
<i>Panderodus gracilis</i>	fal	1	1	1			2
	arc			1			55
	asim						78
	arc-asim		1				9
	sim		2				35
<i>Panderodus cf. gracilis</i>	fal	1					89
	arc	2					15
	asim						31
	arc-asim						3
	sim						6
<i>Panderodus panderi?</i>	arc-asim						15
	sim						1
<i>Panderodus n. sp. A.</i>	fal						3
<i>Panderodus</i> spp.	arc		1		1		6
	arc-asim						9
	sim						8
	base						10
	cuspid						21
<i>Panderodus?</i> sp.	base						78
	cuspid						8
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Pb	8	2	9			8
	Pa-b						31
	M			2			266
	Sa						2
	Sa-b						26
	Sb		2	4			20
	Sc	1		1			27
	Sd	1		2			111
<i>Amorphognathus cf. ordovicicus</i>	Pa			1			61
	Pb	7				3	52
	M			1			6
	Sa			1			120
	Sb						18
	Sc						1
	Sd	1					17
	S						6
<i>Amorphognathus aff. ordovicicus</i>	Pb	1	1				16
<i>Amorphognathus superbus</i>	Pb						6
<i>Amorphognathus cf. superbus</i>	Pb						10
<i>Amorphognathus aff. lindstroemi</i>	M						53
<i>Amorphognathus</i> sp. A	M						11
	Sa						6
	Sa-b						1
	Sb						1
	Sc						2
	Sd						1
<i>Amorphognathus</i> sp. B	Pa						3
<i>Amorphognathus</i> spp.	Pa	7		17			463
<i>Amorphognathus?</i> sp.	P	22	4	38			1296
<i>Baltoniodus?</i> sp. A	ois						1
	ram						1
	pec ab		3				64
	pec cr						8
<i>Sagittodontina robusta</i>	Pa		2				15
	Pb		1				7
	P		24	3			317
	M		1				17
	Sa						12
	Sa-b						4
	Sb		11	1			204
	Sc						17
	Sd		7			1	71
<i>Sagittodontina cf. robusta</i>	Pa						1
	P						27
	Sa						2
	Sb						41
	Sc						4
	Sd						5
<i>Sagittodontina</i> sp.	P		2				69
	M						4
	S		4				79
<i>Sagittodontina?</i> sp.	P		9				21
	M						2
	S		2				22
<i>"Goniodontus ordovicicus" s.l.</i>			1				4
<i>Dichodella?</i> sp.	P	1					4
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. A	P			1			7
<i>Balognathidae</i> gen. et sp. indet. B	P						7
<i>Icriodella superba</i>	Pa						63
	Pb		1				3
	S						1
<i>Icriodella superba?</i>	Pa						2
	Pb						6
	S						1
<i>Istorinus erectus</i>	Morf-1						17
	Morf-2		2	1			24
	Morf-3						22
<i>Istorinus?</i> sp.							16
<i>Eocarniodus gracilis</i>							7
<i>Incertidae</i> Familia gen. et sp. indet. A.							2
Elementos indeterminables	ec	3		4			380
	hin						6
	dis						10
	amor		2			1	213
	amb			2			98
	pec s.l.						23
	ram		1	1			162
	con	1	1	2			420
	fragmentos		4			2	355
TOTAL EJEMPLARES		73	118	178	1	7	9088
Indice de Alteración del Color (CAI)		4,5-5,5 *	4,5,5,5 *	4,5,5,5 *	-	4,5,5,5 **	

# ASPECTOS BIOESTRATIGRÁFICOS



---

Biozonación del Ordovícico basada en el registro de conodontos  
Edad de las asociaciones de conodontos del Ordovícico Superior de la  
Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental  
Correlación con otros grupos fósiles

## **6.- ASPECTOS BIOESTRATIGRÁFICOS**

### **6.1.- BIOZONACIÓN DEL ORDOVÍCICO BASADA EN EL REGISTRO DE CONODONTOS**

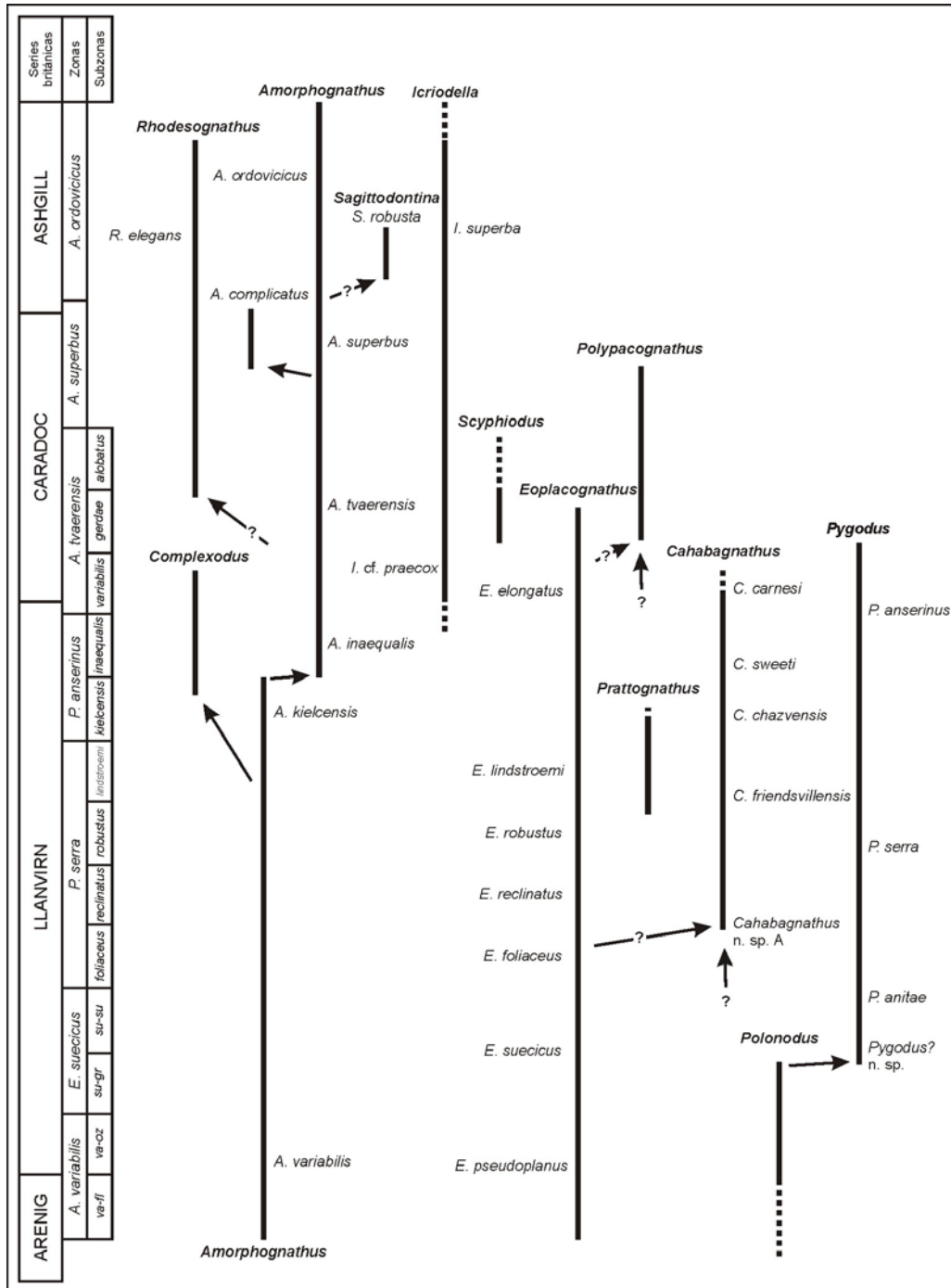
Los conodontos son considerados excelentes fósiles guía en materiales marinos del Paleozoico y Triásico, intervalo para el que se han propuesto más de 100 biozonas de conodontos (Clark, 1987). Concretamente, para el Ordovícico Superior se han definido más de 30 biozonas en base a las faunas de conodontos, aunque, como se comentará posteriormente, debido al marcado provincialismo exhibido por este grupo durante dicho periodo (Barnes *et al.*, 1973; Bergström, 1973; Dzik, 1983; Sweet y Bergström, 1984; Barnes y Bergström, 1988, entre otros) las escalas bioestratigráficas definidas en función de estos fósiles tienen un carácter regional (figs. 6.1, 6.3 y 6.4).

En Europa, las primeras biozonas de conodontos fueron propuestas por Lindström (1955) y Sergeeva (1964), sin embargo Lindström (1971) fue el primer autor que desarrolló un esquema bioestratigráfico s.s., utilizando las asociaciones de conodontos registradas en materiales del Ordovícico Inferior y definiendo 5 zonas de asociación

ESCALA GLOBAL			ESCALAS CRONOESTRATIGRÁFICAS REGIONALES										ZONAS DE GRAPTOLITOS		ZONAS DE CONODONTOS	
Sist.	Serie	Piso	Gran Bretaña	S y centro de Europa	R. Baltoescandinava	Norte América	Australia	China	IT	Gran Bretaña	Norte América	Región Nort-Atlántica	Midcontinent Norte Americano			
443,7 M.a.	ORDOVÍCICO	HIR.	ASHGILL	HIRNANT.	PO.	CINCINNATIAN		BOLINDIAN	6c	perculptus	perculptus	A. ordovicicus	Ap. shatzeri			
		KATENSE	RA.	PI.	GA.	RI.	CHIENTANGK.G	6b	extraordinarius	extraordinarius						
445,6 M.a.	SUPERIOR	SANDBIENSE	CA.	KRALOD.	HARJU		MOHAWKIAN		5d	anceps	pacificus	A. superbus	O. robustus O. vellicuspis			
			Pu.		BO.	MA.	ED.	complexodus		complanatus	ornatus					
460,9 M.a.	ORDOVÍCICO	SUPERIOR	ST.	BEROUNIENSE		VO.	WHIT.	NEICHIANSHANIAN	5c	complanatus	linearis	B. alobatus	Be. confluens Pl. tenuis			
			CH.	LO.	NA.	CH.				spiniferus	clingani					
			Bu.	HA.	RK.	Oa.	KE.	5b	foliaceus	bicornis	A. tvaerensis	Ph. undatus Be. compressa E. quadridactylus Pl. aculeata				
			Au.	KU.	5a	gracilis	gracilis									

**Figura 6.1.-** Correlación entre las distintas escalas cronoestratigráficas regionales y las zonas de graptolitos y conodontos norteamericanas y europeas propuestas para el Ordovícico Superior con los pisos globales aprobados por la "Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Ordovícico" en el año 2006 y con los intervalos temporales (IT) establecidos por la "Comisión Internacional de Estratigrafía" en el año 2004. Las abreviaturas corresponden a: **Pisos globales:** "HIR." = Hirnantense; **Gran Bretaña:** "Au." = Aureliucian, "Bu." = Burrellian, "Ch." = Cheneyan, "St." = Streffordian, "Pu." = Pusgillian, "Ca." = Cautleyan, "Ra." = Rawtheyan, "Hi." = Hirnantian; **Sur y centro de Europa:** "DO." = Dobrotivense, "sup." = superior, "Ch." = Chrusteniense, "L." = Lodenicense, "Bo." = Bohdaleciense, "KRALOD." = Kralodvorense, "HIRNANT." = Hirnantense; **Región Baltoescandinava:** "Ku." = Kukuse, "Ha." = Haljala, "Ke." = Keila, "Oa." = Oandu, "Rk." = Rakvere, "Na." = Nabala, "Vo." = Vormsi, "Pi." = Põrgu, "Po." = Põrgu, "Ga." = Gamachian. **Zonas de conodontos:** "P." = Pygodus; "A." = Amorphognathus, "B." = Baltionodus, "C." = Cahabagnathus, "Pl." = Plectodina, "E." = Erismodus, "Be." = Belodina, "Ph." = Phragmodus, "O." = Oulodus, "Ap." = Aphelognathus. Para referir las zonas de graptolitos se ha utilizado sólo el término específico. Adaptada de Webby et al. (2004).

Por su parte, Bergström (1971, 1978, 1983) llevó a cabo la biozonación de los materiales del Ordovícico Medio y Superior, también de Europa, proponiendo 7 zonas y 13 subzonas basadas en los rápidos cambios exhibidos por las especies de los géneros *Amorphognathus*, *Eoplacognathus*, *Microzarkodina*, *Paroistodus*, *Pygodus*, y *Baltoniodus* (fig. 6.1, para el Ordovícico Superior, y fig. 6.2). Para ello utilizó como indicador de zona, la primera aparición de dichas especies de conodontos, consideradas índice.



**Figura 6.2.-** Relaciones filogenéticas sugeridas para los distintos géneros del Ordovícico Medio y Superior que incluyen en sus aparatos elementos pectiniformes. Las abreviaturas utilizadas corresponden a: va-fl = *A. variabilis*-*M. flabellum*, va-oz = *A. variabilis*-*M. ozarkodella*, su-gr = *E. suecicus*-*S. gracilis*, su-su = *E. suecicus*-*P. sulcatus*. Adaptada de Bergström (1983).

Respecto al desarrollo de la bioestratigrafía con conodontos en el Ordovícico de Norteamérica, Ethington y Clark (1971) reconocieron 5 asociaciones de conodontos para el Ordovícico Inferior, mientras que Druce y Jones (1971) propusieron seis zonas de conodontos para el mismo intervalo.

Según Sweet *et al.* (1971) en el Ordovícico Medio y Superior de Norteamérica es posible definir una secuencia de 12 faunas de conodontos, basada en la asociación de especies pertenecientes a los géneros *Histiodela*, *Multioistodus*, *Phragmodus*, *Plectodina* y *Aphelognathus* y varias especies de *Oulodus*, siendo también común la presencia de *Drepanoistodus*, *Panderodus* y *Belodina*. Sweet (1979) llevó a cabo una zonación bioestratigráfica del Ordovícico Superior de esta región utilizando especies pertenecientes a los géneros *Cahabagnathus*, *Plectodina*, *Erismodus*, *Belodina*, *Phragmodus*, *Oulodus* y *Aphelognathus* (fig 6.1).

En Asia, Moskalenko (1983) utilizó los cambios observados en las asociaciones de conodontos para establecer la sucesión de las mismas en la Plataforma Siberiana. Esto le permitió proponer una escala zonal con conodontos para el Ordovícico Inferior, Medio y Superior y su posible equivalencia con las presentadas en otras regiones (fig. 6.3), utilizando, como criterio para establecer los límites entre zonas, la primera aparición del taxón índice.

SERIES BRITÁNICAS	PLATAFORMA SIBERIANA			Zonas noratlánticas de conodontos	
	Pisos	Distribución vertical especies	Zonas		
Ashgill	Burian		<i>Aphelognathus pyramidalis</i>	<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	
	Nirundian		<i>Acanthodina nobilis</i>	<i>Amorphognathus superbus</i>	
Caradoc	Dolborian		<i>"Spathognathus"? dolboricus</i>	<i>Acanthocordylodus festus</i>	<i>Amorphognathus tvaerensis</i>
	Baksian		<i>Bellodina compressa-Culumbodina mangazeica</i>	<i>Polyplacognathus sweeti-Phragmodus inflexus</i>	
Llanvirn	Chertovskian			<i>Ptiloconus anomalis</i>	<i>Pygodus serra</i>
	Kirenskian-Kudrinian			<i>Bryantodina lenaica</i>	
	Volginian			<i>Phragmodus flexuosus</i>	
	Mukteian			<i>Cardiodella-Polyplacognathus</i>	<i>Eoplacognathus variabilis</i>
Arenig	Vihorevian			<i>Coleodius mirabilis</i>	<i>Microzarkodina parva</i>
	Kimaian			<i>Scolopodus quadruplicatus-Histiodella angulata</i>	
Tremadoc	Ugorian			<i>Acanthodus lineatus</i>	<i>Paltodus deltifer</i>
	Nyaian				<i>Cordylodus angulatus</i>
	Loparian				
	Mansian				

**Figura 6.3.-** División estratigráfica del Ordovícico, distribución vertical de las especies de conodontos con valor bioestratigráfico y zonas de asociación propuestas para la plataforma siberiana y su correlación aproximada con las series británicas y las zonas de conodontos de la Región Noratlántica. Adaptada de Moskalenko (1983).

Wang y Wang (1983) presentaron una síntesis de los trabajos relacionados con aspectos bioestratigráficos del registro de conodontos en China, donde se han definido 104 biozonas de conodontos para el intervalo Cámbrico-Triásico.

Para el Ordovícico, dadas las diferencias paleogeográficas existentes entre las regiones del norte y del sur de China, se han propuesto dos escalas bioestratigráficas independientes, definiéndose en la zona meridional 22 biozonas de conodontos, mientras que en la zona septentrional el número de divisiones se reduce a 17 (fig. 6.4). Las biozonas propuestas, en ambos casos, corresponden tanto a zonas de asociación como de primera aparición.

SISTEMA	SERIES GLOBALES	SUR DE CHINA		NORTE DE CHINA				
		UNIDAD	ZONAS DE CONODONTOS	UNIDAD	ZONAS DE CONODONTOS			
ORDOVÍCICO	SUP	Fm. Mufen	zona de conodontos no propuesta	Fm. Taoqupo	<i>Yaoxianognathus yaoxianensis</i>			
		Fm. Linxiang	zona de conodontos no propuesta					
		Fm. Baota	<i>Protopanderodus inflectus</i> <i>Icriodella baotaensis</i> <i>Hamarodus europæus</i>	Fm. Yaoxian	<i>Tashamanognathus shichuanheensis</i> <i>T. borealis</i> - <i>T. gracilis</i>			
	MEDIO	Fm. Miaopo	<i>Amorphognathus cf. tvaerensis</i> <i>Pygodus anserinus</i> <i>Pygodus serra</i>	Fm. Fenfeng	<i>T. sishuiensis</i> - <i>Microcoelodus</i>			
		Fm. Guniutan	<i>Eoplacognathus reclinatus</i> <i>Eoplacognathus fliaceus</i> <i>Eoplacognathus suecicus</i> <i>Eoplacognathus variabilis</i> <i>Eoplacognathus pseudoplanus</i> <i>Amorphognathus antivariabilis</i>	Fm. Majiagou	<i>Aurilobodus serratus</i> <i>Plectodina onychodonta</i> <i>Eoplacognathus suecicus</i> - <i>Acontiodus? linxiensis</i> zona no nominada			
			Fm. Dawan		<i>Baltoniodus aff. navis</i> <i>Paroistodus originalis</i> <i>Periodon flabellum</i> - <i>Oistodus aff. curmutiformis</i> <i>Oepikodus evae</i>	Fm. Beianzhuang	<i>Tangshanodus tangshanensis</i> <i>A. leptosomatus</i> - <i>Loxodus discetus</i> <i>Paraserratognathus paltodiforme</i>	
					Fm. Hunghuayuan	<i>Serratognathus diversus</i>	Fm. Liangjiashan	<i>Serratognathus extensus</i> <i>Serratognathus bilobatus</i> <i>Scalpellodus tersus</i>
					Fm. Fenxiang	<i>Drepanodus deltifer</i>		<i>Chosonodina herfurthi</i> - <i>Scolopodus quadraplicatus</i>
					INFERIOR	Fm. Nanjinguan	<i>Scolopodus paucicostatus</i> <i>Scolopodus quadraplicatus</i> <i>Acanthodus costatus</i>	Fm. Yehli
			Fm. Sanyoudong				<i>Monocostodus sevierensis</i>	

**Figura 6.4.-** Zonas de conodontos propuestas para el Ordovícico en el sur y norte de China. Datos procedentes de Wang y Wang (1983).

### 6.1.1.- Biozonas del Ordovícico Superior en Europa

Bergström (1971) desarrolló su esquema bioestratigráfico del Ordovícico Medio y Superior tras analizar las secuencias de esta edad registradas en Suecia. Como ya manifestara Bergström (*op. cit.*) las faunas de conodontos, en esta región, son variadas y están bien preservadas, muchas especies muestran un rango vertical restringido, pero una distribución horizontal muy amplia y además la presencia de niveles con graptolitos permite la correlación tanto entre las distintas sucesiones, como con las zonas estándar de graptolitos.

Las últimas zonas propuestas por Bergström (1971, 1978, 1983) están basadas en la evolución del linaje del género *Amorphognathus* (figs. 6.1 y 6.2) registrada en el corte tipo, localizado en la sección de Fjäckå (Suecia).

El intervalo temporal correspondiente al Ordovícico Superior está definido por cuatro zonas de conodontos: *Pygodus anserinus*, *Amorphognathus tvaerensis*,

*Amorphognathus superbis* y *Amorphognathus ordovicicus*. Así, en conjunto el rango de las tres primeras abarcan la mayor parte del Sandbiense y la última desde el techo del Sandbiense hasta el Hirnantiense, en la escala cronoestratigráfica global (fig. 6.1).

### **Zona de *Pygodus anserinus***

La primera unidad bioestratigráfica del Ordovícico Superior corresponde a la subzona de *Amorphognathus inaequalis*, limitada a la parte alta de la zona de *P. anserinus*, cuyo límite superior se sitúa en la primera aparición de *Amorphognathus tvaerensis*, descendiente directo del taxón nominal de esta subzona (Bergström, 1983), coincidiendo además con la desaparición de *P. anserinus*.

Define el Aureluciense inferior de la escala británico-avalónica (=Dobrotiviense superior-Cheyenense inferior de la escala bohémica) y se corresponde con la parte baja de la zona de *N. gracilis* de graptolitos de Gran Bretaña (fig. 6.1).

### **Zona de *Amorphognathus tvaerensis***

Esta zona ha sido ampliamente reconocida en Europa y Norteamérica y se ha subdividido formalmente en tres subzonas, basadas en la evolución del género *Baltoniodus*: *B. variabilis*, *B. gerdæ* y *B. alobatus*.

La base de esta biozona está marcada por la aparición del taxón nominal, mientras que el techo viene determinado por la aparición de su descendiente directo, *A. superbis*. Abarca desde el Aureluciense inferior al Cheyenense terminal de la escala británica (=Chrusteniciense inferior-Lodeniciense superior de la escala bohémica). Respecto a su equivalencia con las zonas de graptolitos definidas en Gran Bretaña corresponde al intervalo *D. multidens* y *D. clingani* p.p.

### **Zona de *Amorphognathus superbis***

La base de esta biozona está marcada por la aparición de *A. superbis*, mientras que el límite superior coincide con la aparición de *A. ordovicicus*. El rango de *A. superbis* ocupa por entero el espesor de la zona, pudiendo incluso extenderse dentro de la siguiente biozona (Barnes *et al.*, 1998).

La zona de *A. superbis* abarca desde el Cheneyense terminal hasta el Streffordiense de la escala británico-avalónica (=Lodeniciense superior-Bohdaleciense medio de la escala bohémica) y es equivalente al intervalo definido por las zonas *D. clingani* p.p. y *P. linearis* de graptolitos de Gran Bretaña (fig. 6.1).

Por el momento no se ha propuesto una subdivisión formal de esta zona, aunque, al menos en el área Baltoescandinava, la parte superior se caracteriza por la aparición de *Amorphognathus complicatus* y *Hamarodus europæus* (Bergström, 1971, 1983).

### **Zona de *Amorphognathus ordovicicus***

Esta biozona viene definida por la primera aparición de *A. ordovicicus*, localizándose su límite superior tentativamente en el techo de la secuencia

ordovícica del área Baltoescandinava, un nivel que probablemente, según Bergström (1971), se corresponde con la desaparición de *A. ordovicicus*.

El rango cronoestratigráfico de esta zona corresponde al Ordovícico terminal (Ashgill). Orchard (1980) sugirió que el límite inferior de la zona se localiza en el Cautleyense basal, pero según Bergström (1983) también podría corresponder al Pushgillense superior. En la escala regional bohémica corresponde al intervalo Bohdaleciense medio-Hirnantiense. La biozona comprende desde la zona *D. complanatus* hasta *D. anceps* de la escala estándar de graptolitos de Gran Bretaña (fig. 6.1).

*A. ordovicicus* aparece a lo largo de toda la biozona, siendo *Hamarodus europaeus*, *Scabbardella altipes* y *Nordiodus italicus* taxones comunes de la asociación (Bergström, 1971).

Esta biozona se ha definido en numerosas localidades del ámbito europeo como veremos en el epígrafe siguiente.

Como para la biozona precedente no se ha propuesto una subdivisión formal.

## **6.2.- EDAD DE LAS ASOCIACIONES DE CONODONTOS DEL ORDOVÍCICO SUPERIOR DE LA CORDILLERA IBÉRICA Y SIERRA MORENA ORIENTAL**

La presencia, en las asociaciones descritas en este trabajo para la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental, de *Amorphognathus superbis* y *Amorphognathus ordovicicus*, cuyas apariciones y distribuciones verticales definen las biozonas homónimas del Ordovícico Superior nos permite asignar los materiales investigados al intervalo comprendido entre la parte alta del Sandbiense y el Katiense de la escala global (fig. 6.1), ya que la glaciación finiordovícica en la región norgondwánica supuso la extinción del linaje de *Amorphognathus*.

Sin embargo, como hemos apuntado anteriormente, estas biozonas representan intervalos temporales muy amplios y hasta el momento no han podido ser subdivididas formalmente, por lo que para intentar acotar más la edad de nuestras asociaciones debemos acudir a la distribución vertical de otras especies presentes en las colecciones, la comparación con las asociaciones descritas en otras regiones del ámbito norgondwánico y adscritas a esta biozona e incluso, a la comparación con el registro de otros grupos fósiles.

### **6.2.1.- Distribución vertical de los taxones identificados**

En el apartado dedicado a la taxonomía se hace referencia a la distribución espacial y temporal que muestran los distintos taxones identificados, a nivel global, por lo que ahora nos centraremos en las variaciones que manifiestan, según la componente vertical, las asociaciones de conodontos que hemos obtenido en las diferentes secciones investigadas.

Una alta proporción de los taxones identificados, corresponden a formas cosmopolitas, lo que nos permite realizar la comparación con otras localidades, sin embargo, en general, también muestran distribuciones verticales muy amplias.

*Hamarodus europaeus* Viira, 1974 aparece registrado en las calizas que constituyen el Miembro Rebollarejo de la Formación Caliza de Cistoideos, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y la “Caliza Urbana”, en Sierra Morena, junto con *Amorphognathus ordovicicus*, taxón nominal de la zona que abarca la mayor parte del Katiense de la escala global (=Ashgill de la escala regional británico-avalónica; =Berouniense superior-Hirnantiense de la escala regional bohémica). Hemos comprobado que su registro se limita a la mitad superior de las secuencias, no habiéndose identificado ningún elemento correspondiente a esta especie en los tramos inferiores.

*Scabbardella altipes* (Henningmoen, 1948), como en el caso de *H. europaeus*, aparece en los carbonatos s.s. caracterizados por la presencia de *A. ordovicicus*, si bien en este caso, su distribución vertical abarca todo el intervalo de la zona.

*Nordiodus italicus* Serpagli, 1967 sólo se ha reconocido en la sección C de Viso del Marqués. Concretamente aparece en los tramos carbonatados que ocupan posiciones intermedias dentro de la secuencia estratigráfica registrada. *N. italicus* se registra junto a *A. ordovicicus*.

*Panderodus gracilis* Branson y Mehl, 1933 s.l. aparece registrado en los materiales, tanto carbonatados como mixtos, de la Formación Caliza de Cistoideos y en la “Caliza Urbana” junto con *A. ordovicicus*.

La primera aparición de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933 en muchos de los afloramientos analizados se produce en los niveles basales tanto del Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (sección A de Fombuena), como de la “Caliza Urbana” (sección A de Corral de Calatrava).

Por su parte, *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953b) *sensu* Orchard (1980), aparece registrado junto a *A. ordovicicus* en buena parte de las secciones estudiadas. No obstante, es importante subrayar el hecho de que la única especie del género *Amorphognathus* identificada en los niveles carbonatados de los “Bancos Mixtos”, corresponde a este taxón.

El rango vertical que muestra *Sagittodontina robusta* Küpfer, 1967 es muy amplio, registrándose en las calizas s.s. que constituyen el Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos, la “Caliza Urbana” y los niveles superiores de los “Bancos Mixtos”. Aparece asociada, tanto a *Amorphognathus ordovicicus* como a *A. superbus*.

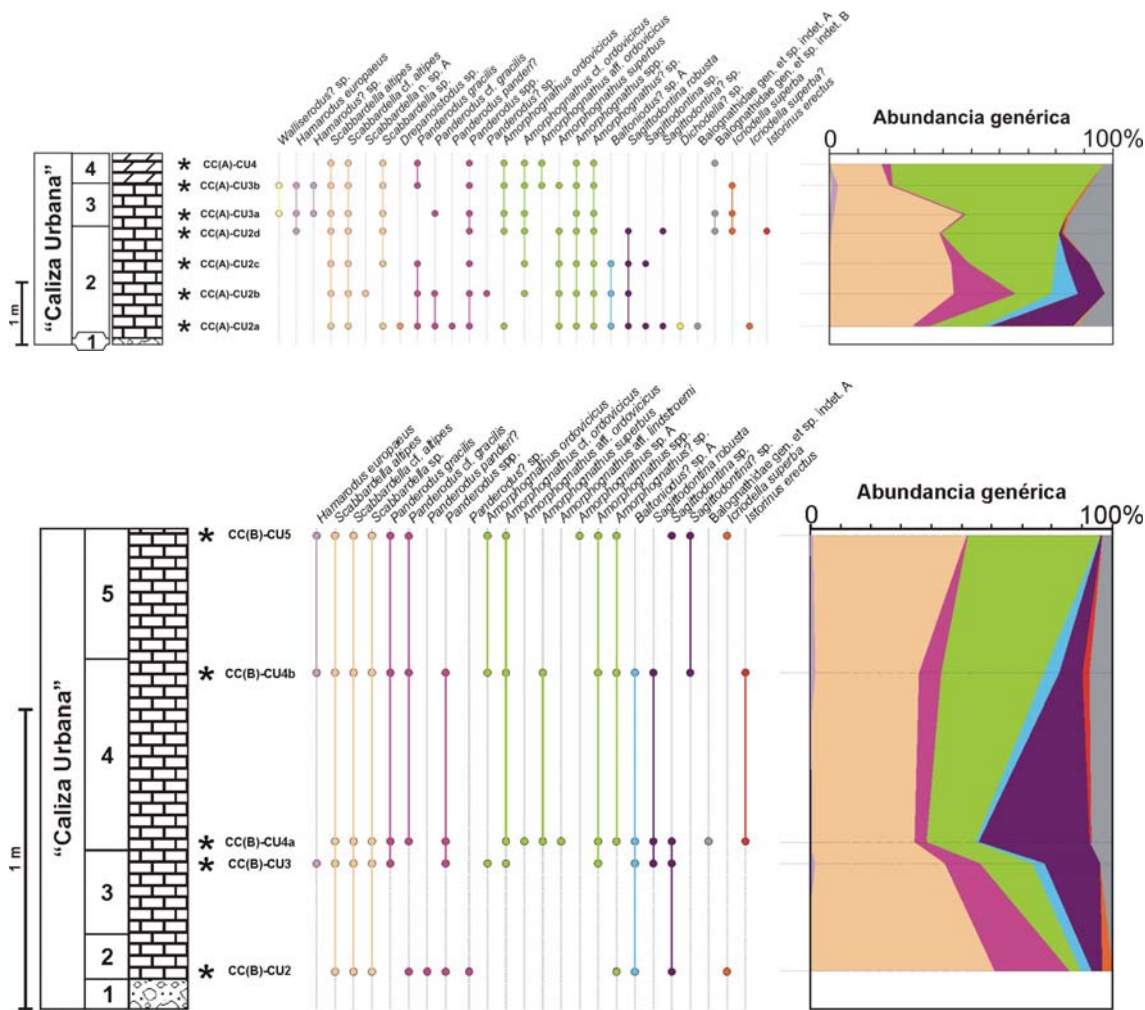
La presencia de *Icriodella superba* Rhodes, 1953b no es constante ni homogénea. En algunas secciones, como Fombuena (A) y Corral de Calatrava (A), aparece en los niveles de techo de la Fm. Caliza de Cistoideos y “Caliza Urbana”, respectivamente. En la sección B de Corral de Calatrava a base y a techo de la “Caliza Urbana”, pero no en los tramos intermedios. En Viso del Marqués su

registro se produce principalmente en los niveles carbonatados de “Bancos Mixtos”, junto a *A. superbus*.

*Istorinus erectus* Knüpfner, 1967 muestra una distribución muy similar a la de *Sagittodontina robusta*.

Respecto a *Eocarniodus gracilis* Orchard, 1980, el reducido número de ejemplares pertenecientes a esta especie que han sido identificados, no permite llevar a cabo interpretaciones bioestratigráficas a partir de su registro.

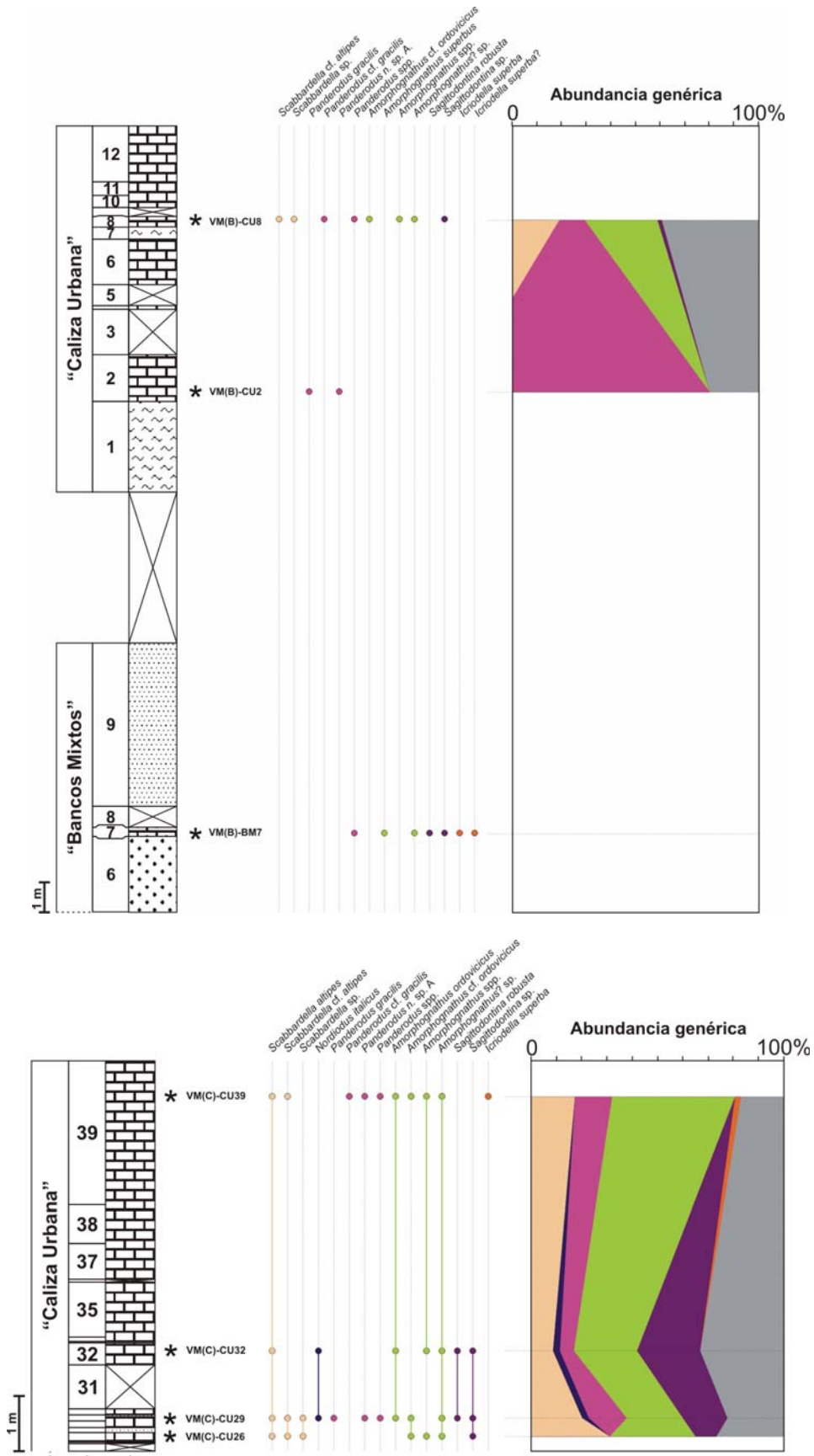
Con el fin de determinar la posible existencia de variaciones en la composición de las asociaciones de conodontos, según la componente temporal, se han construido gráficos que muestran su distribución vertical (figs. 6.5-6.12). A continuación, se presentan de manera simplificada esquemas de las secciones estratigráficas, en las que se han obtenido conodontos de dos o más muestras, señalando la distribución de los taxones identificados, a nivel específico, en los niveles productivos y la abundancia relativa de los géneros representados. La leyenda que aparece junto a la figura de la sección de Luesma (p. 262, fig. 6.12) es común para todas las secciones, si bien sólo se refiere en dicha figura.



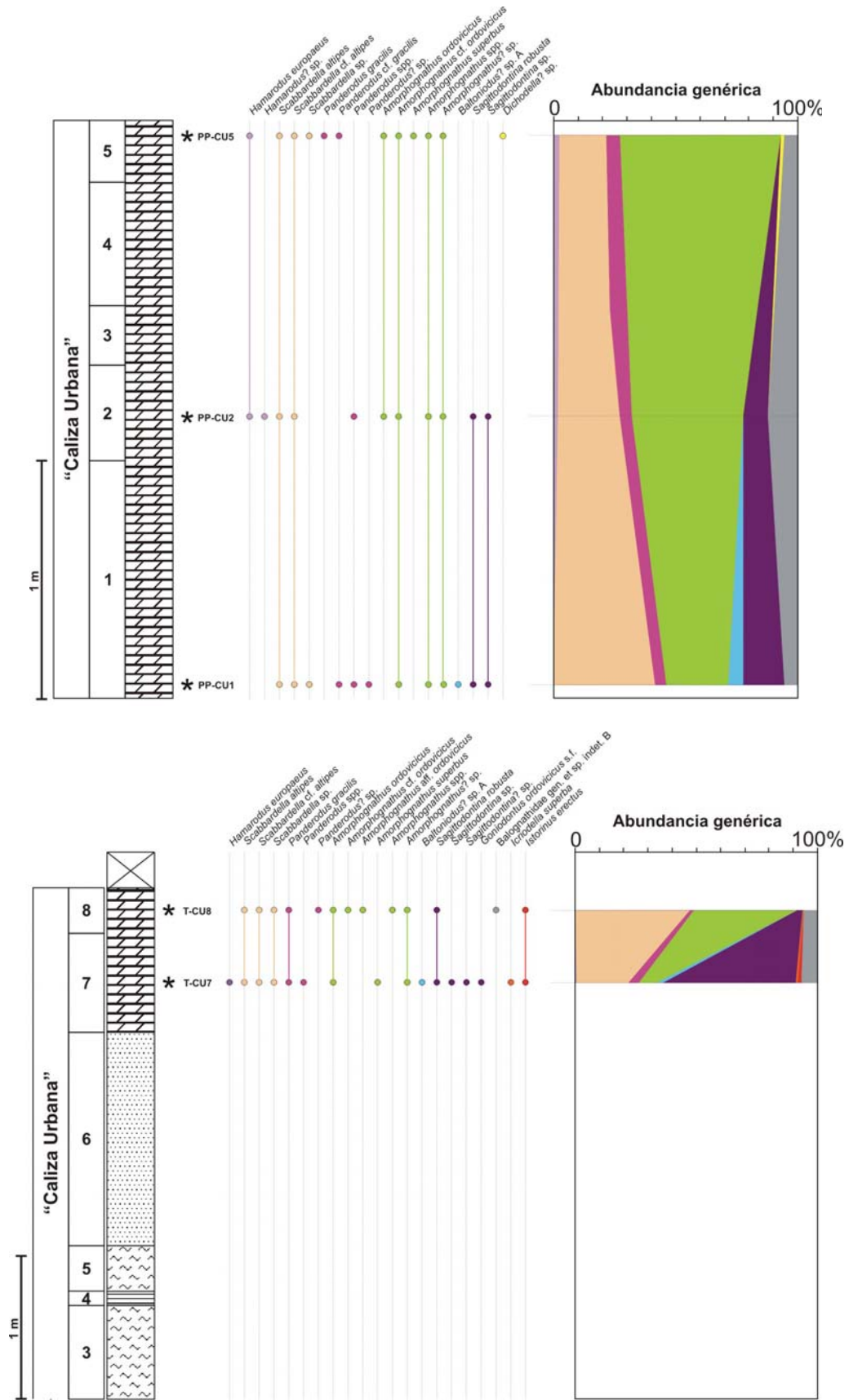
**Figura 6.5.-** Distribución vertical de especies y variación en la composición genérica de las asociaciones de conodontos registradas en las secciones A y B de Corral de Calatrava (Ciudad Real).



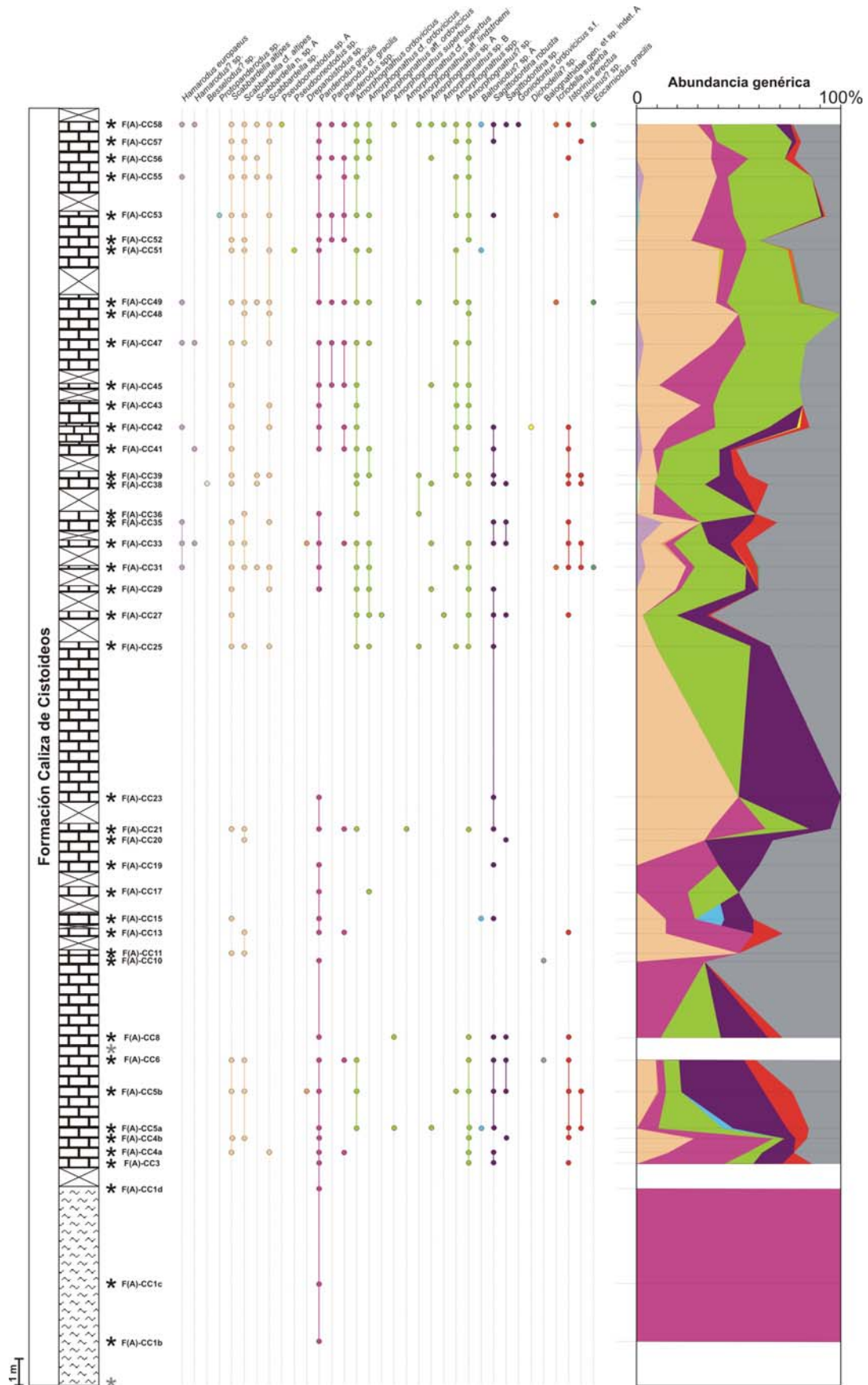




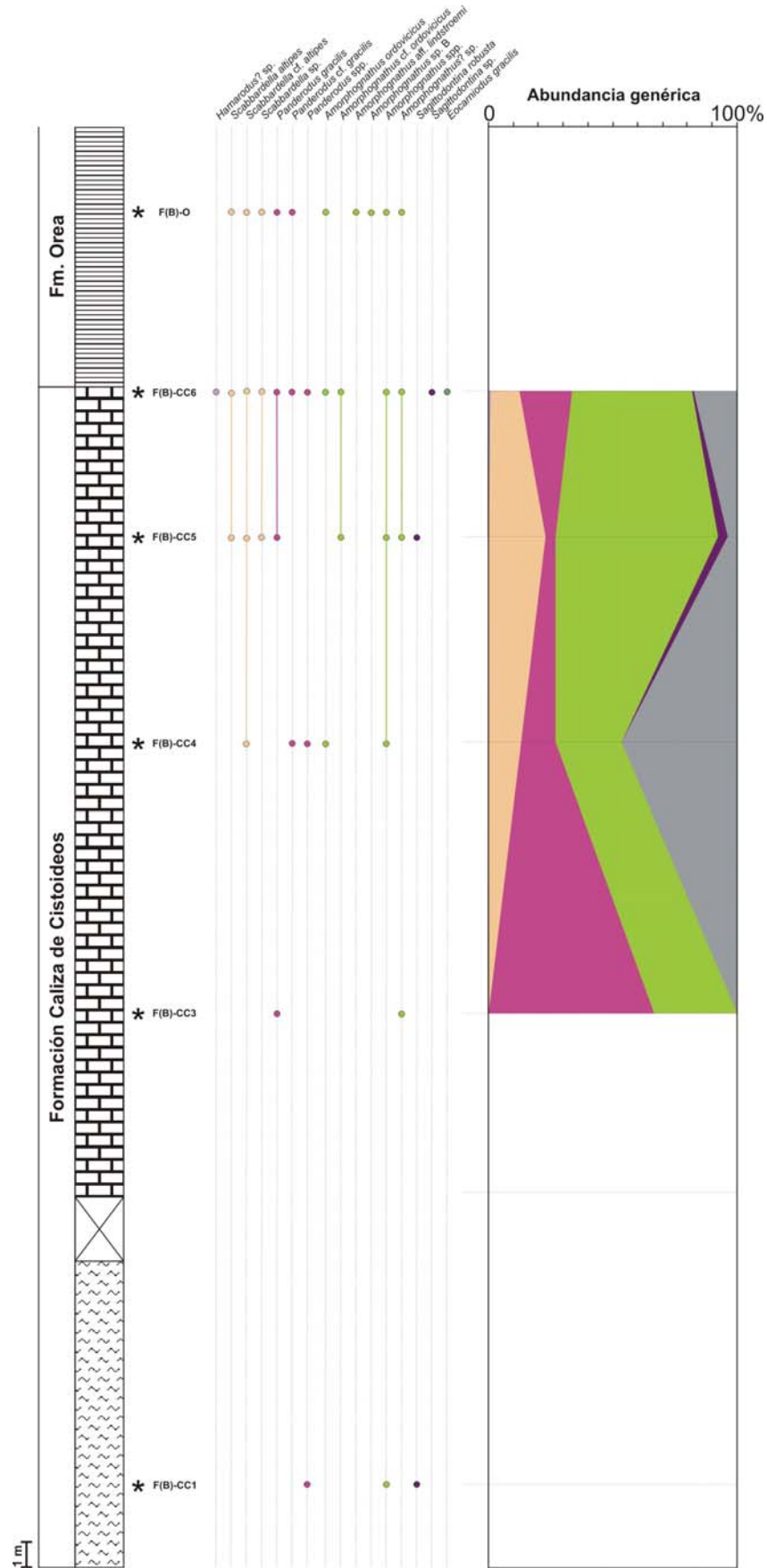
**Figura 6.8.-** Distribución vertical de especies y variación en la composición genérica de las asociaciones de conodontos registradas en las secciones B y C de Viso del Marqués (Ciudad Real).



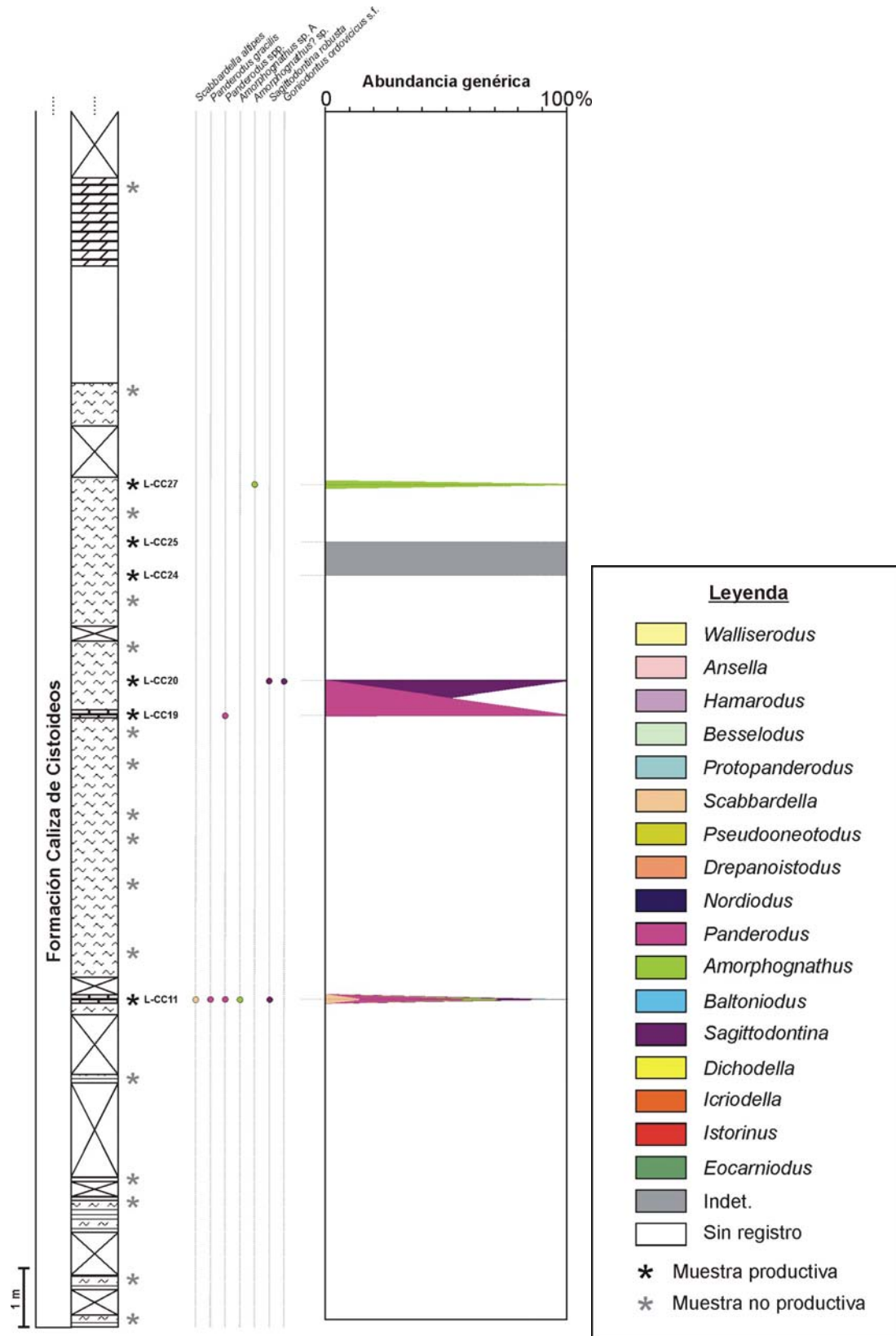
**Figura 6.9.-** Distribución vertical de especies y variación en la composición generica de las asociaciones de conodontos registradas en las secciones de Puebla del Príncipe y Terrinches (Ciudad Real).



**Figura 6.10.-** Distribución vertical de especies y variación en la composición genérica de las asociaciones de conodontos registradas en la sección A de Fombuena (Zaragoza).



**Figura 6.11.-** Distribución vertical de especies y variación en la composición genérica de las asociaciones de conodontos registradas en la sección B de Fombuena (Zaragoza).



**Figura 6.12.-** Distribución vertical de especies y variación en la composición genérica de las asociaciones de conodontos registradas en la sección de Luesma (Zaragoza).

El análisis de la distribución vertical de los diferentes taxones y las variaciones de las asociaciones de conodontos en las secciones investigadas, nos permite

adscribir los tramos superiores de los “Bancos Mixtos” a la zona de *Amorphognathus superbis* y la “Caliza Urbana” y la Formación Caliza de Cistoideos a la zona de *A. ordovicicus*, sin embargo no parece proporcionar criterios suficientes para delimitar el intervalo cronoestratigráfico que éstas representan (fig. 6.1): la mitad superior del Sandbiense y el Katiense de la escala global (=Cheneyense terminal-Hirnantiense de la escala regional británico-avalónica; =Lodeniense superior-Hirnantiense de la escala regional bohémica).

### **6.2.2.- Edad atribuida a las calizas ordovícicas de Europa y el norte de África**

Son numerosas las localidades que registran el depósito de materiales carbonatados dentro de las secuencias ordovícicas y cuyas asociaciones de conodontos, muy similares a las nuestras, han sido adscritas a la biozona de *A. ordovicicus*.

A nivel europeo, los materiales que constituyen la “*Kalkbank Limestone*” de Turingia (Alemania) y la Formación Rosan (Francia), cuyas asociaciones presentan grandes similitudes con las descritas para la “Caliza Urbana” y la Formación Caliza de Cistoideos en este trabajo, han sido datados por Ferretti y Barnes (1997) y Paris *et al.* (1981), respectivamente, como Ashgill inferior. Por su parte, Ferretti y Serpagli (1991) asignaron una edad Ashgill inferior-medio al Mb. Punta S’Argiola de la Formación Domusnovas que aflora en el suroeste de Cerdeña. La “*Tonflaserkalk Limestone*” (= Formación Uqua) de los Alpes Cárnicos también ha sido adscrita al Ashgill temprano dentro de la Zona de *A. ordovicicus* (Serpagli, 1967).

En Inglaterra y Gales la edad asignada a estos materiales varía según el autor consultado. Así, Orchard (1980) considera Pushgillense la “*Birdshill Limestone*” y “*Crûg Limestone*”; Rawtheyense la “*Keisley Limestone*”, “*Rhiwlas Limestone*”, “*Cystoid Limestone*” y “*Swindale Limestone*” y Cautleyense a la “*Robeston Wathen Limestone*”. Por otro lado, Savage y Basset (1985) adscribieron la “*Crûg Limestone*” y la “*Birdshill Limestone*” al intervalo Pushgillense-Cautleyense (Zona *A. ordovicicus*) y la “*Robeston Wathen Limestone*” al Cautleyense (Zona *A. ordovicicus*).

Bergström y Massa (1992) dataron los carbonatos que constituyen la parte alta de la Formación Djefara, en Libia, como Cautleyense en base a los conodontos identificados.

En España estos materiales han sido atribuidos a la zona de *A. ordovicicus* y, por lo tanto, al Ashgill *s.l.* por varios autores (p. ej. Sarmiento *et al.*, 1995b y Sarmiento *et al.*, 1999). Fuganti y Serpagli (1967) dataron la “Caliza Urbana” de Viso del Marqués como Ashgill basal dadas las semejanzas de sus asociaciones con las descritas en Los Alpes Cárnicos. Carls (1975) determinó, en base a las variaciones que mostraban las asociaciones de conodontos, que la edad de los materiales que constituyen el Miembro Rebollarejo de la Formación Caliza de Cistoideos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) abarca gran parte del Ashgill, exceptuando sólo el Hirnantiense. Por su parte, Sarmiento (1990, 1993) asignó

una edad Ashgill inferior, posiblemente Puschiliense p.p.-Cauleyense, a la “Caliza Urbana” y la “Caliza de Pelmatozoos”, dada la presencia de *Rhodesognathus elegans*, *Aphelognathus rhodesi* o *Panderodus sulcatus* en sus colecciones.

### **6.3.- CORRELACIÓN CON OTROS GRUPOS FÓSILES**

Hafenrichter (1980) dató los materiales que constituyen la Formación Caliza de Cistoideos, en la Rama Aragonesa de Cordillera Ibérica, y la “Caliza Urbana”, en Sierra Morena, como Pushgilliense p.p.-Rawtheyense en base a las asociaciones de trilobites que aparecen en estas secuencias. Anteriormente, Hafenrichter (1979) ya había citado la presencia de trilobites ashgillienses en las “Calizas del Cabezo” (=Formación Ojos Negros) que afloran en la Sierra de Aragoncillo (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica).

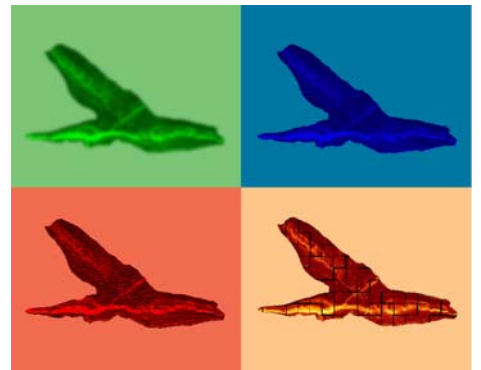
Villas (1983) analizó las asociaciones de braquiópodos presentes en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, correlacionando la base de la Formación Caliza de Cistoideos con el Cautleyense, a tenor de la presencia de *Saukrodictya hibernica*, y consideró la aparición de la especie de trilobites *Hammatocnemis tetrasulcatus*, en la parte media de la unidad, indicativo de una edad Rawtheyense. Por otro lado, Villas (*op. cit.*: 339) relacionó la Formación Caliza de Cistoideos con el Kralodvoriense de Bohemia. Así, de acuerdo con Villas (1983, 1985) la Formación Caliza de Cistoideos se adscribe a la biozona de braquiópodos *Iberomena sardoa*, que se correlaciona con el piso bohémico Kralodvoriense o con los pisos británicos Pushgilliense superior-Rawtheyense.

Owens *et al.* (1990) y Hammann (1992) confirmaron la datación realizada por Villas (1983, 1985) tras el análisis pormenorizado de las asociaciones de trilobites registradas en la Fm. Caliza de Cistoideos y su comparación con las faunas registradas en la Formación Králuv Dvur de Bohemia. Según estos autores (Owens *et al.*, 1990 y Hammann, 1992) la presencia, en las capas ferruginosas de la Formación Luesma, de *Selenopeltis vultuosa vultuosa* indicaría que la base de la Caliza de Cistoideos en facies Rebosilla corresponde al Kralodvoriense, mientras que la base del Miembro Rebollarejo se caracteriza por la presencia de *Stenopareia cf. oblita*, también datada como Kralodvoriense. El registro de *Holdenia insculpta* en los materiales de la Cordillera Ibérica, permite su correlación con la “Caliza Kildare” de Irlanda, datada como Rawtheyense por Dean (1978).

En los tramos superiores de la unidad “Bancos Mixtos”, registrada en el sector meridional de la Zona Centroibérica, las asociaciones fosilíferas más ricas aparecen en las denominadas “lumaquelas terminales”, también objeto de estudio en este trabajo. Rábano (1984) y Gutiérrez-Marco y Rábano (1987, con referencias previas) adscriben las faunas de trilobites de dichos niveles al “nivel con *Onia n. sp. aff. grenieri*”, señalando que la presencia del género de braquiópodo *Svobodaina* permite su correlación con la serie Beroun de Bohemia. Así, los trilobites que aparecen en los “Bancos Mixtos” están asociados a especies representativas de la biozona de *Svobodaina armoricana* y de la biozona de *Svobodaina havliceki*, comparadas con la parte alta del Lodeniciense y la totalidad del Bohdaleciense bohémicos (Villas, 1985: equivalentes al Berouniense medio-superior bohémicos).

Su correlación con los estratotipos británicos la edad asignada a estos pisos representaría desde el Streffordense hasta el Pushgillense.

# ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS Y PALEOGEOGRÁFICOS



---

Paleogeografía del Ordovícico  
Paleoecología de los conodontofóridos  
Modelos paleobiogeográficos desarrollados a partir de las asociaciones de  
conodontos del Ordovícico  
Análisis paleobiogeográfico estadístico  
Inferencias paleoclimáticas

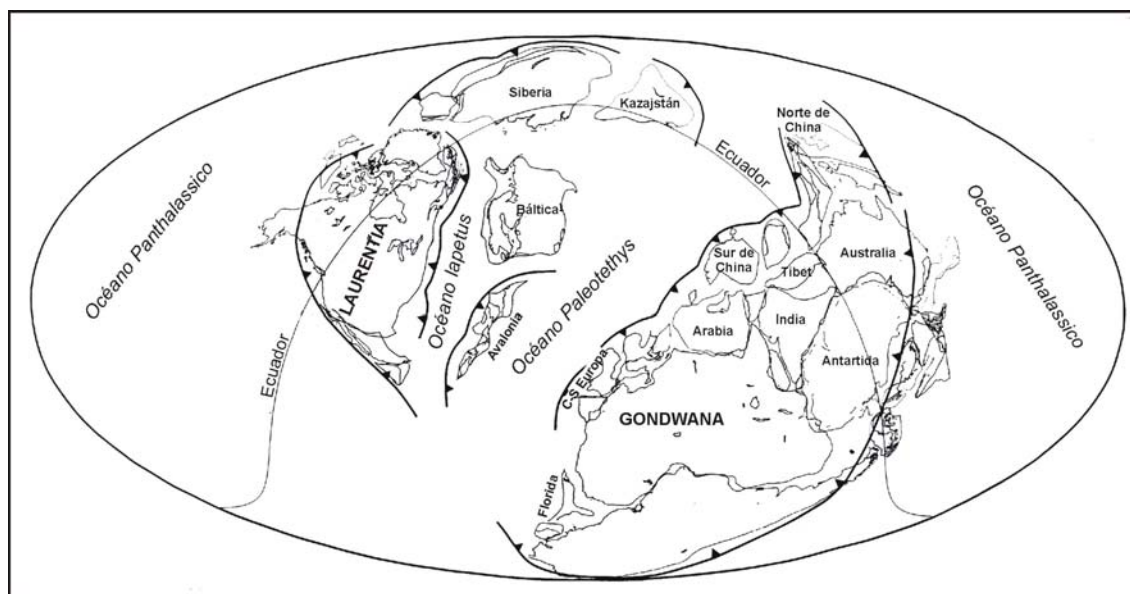
## 7.- ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS Y PALEOGEOGRÁFICOS

Teniendo en cuenta los objetivos de este estudio las aportaciones que podemos realizar en este campo corresponden al análisis de las asociaciones de conodontos (paleobiogeografía) y a las posibles inferencias realizadas a partir del análisis litológico de los materiales estudiados (paleoclimatología).

### 7.1.- PALEOGEOGRAFÍA DEL ORDOVÍCICO

#### 7.1.1.- Configuración geográfica

Durante las últimas décadas los modelos paleogeográficos presentados para el Ordovícico han permanecido relativamente constantes, coincidiendo en señalar la existencia de dos grandes paleocontinentes (Laurentia y Gondwana) y tres grandes océanos (Panthalásico, Iapetus y Paleotethys) (McKerrow y Cocks, 1986; Scotese y McKerrow, 1990, 1991) (fig. 7.1).

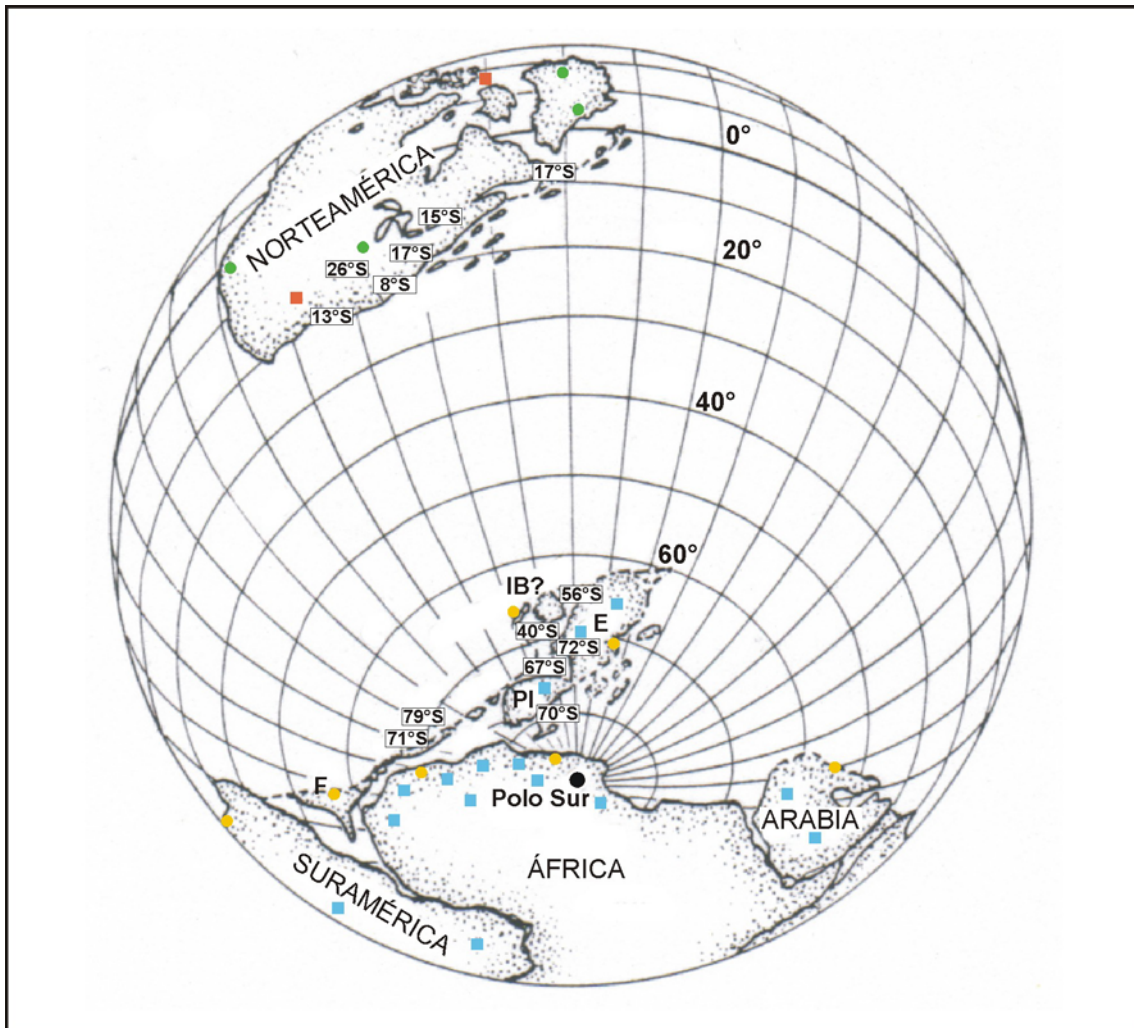


**Figura 7.1.-** Reconstrucción paleogeográfica del Ordovícico Medio-Superior. Adaptada de Scotese y McKerrow (1991).

Laurentia estaba constituida por Norteamérica, el NO de Irlanda, Escocia, Islandia, el área septentrional de la plataforma de Alaska y el NE de Rusia y, al igual que Siberia y Kazajistán, se situaba en posiciones ecuatoriales (Bergström, 1990; Scotese y McKerrow, 1990, 1991; Cocks y Torsvik, 2002; Fortey y Cocks, 2005).

Por su parte, el núcleo de Gondwana, el continente de mayor tamaño, estaba constituido por Suramérica, la Antártida, África, Australia, la India y Madagascar (Scotese y McKerrow, 1990, 1991; Cocks y Torsvik, 2002; Fortey y Cocks, 2005), estando el Polo Sur situado en el NO de África (Bachtadse y Briden, 1990; Bergström, 1990; Cocks y Fortey, 1990; Kent y Van der Voo, 1990; Scotese y

McKerrow, 1990, 1991; Brenchley *et al.*, 1991; Cocks y Torsvik, 2002; Robardet, 2003; Fortey y Cocks, 2005; Turner *et al.*, 2005; entre otros) (fig. 7.2).



**Figura 7.2.-** Reconstrucción paleogeográfica de los grandes continentes del Ordovícico Medio. Los datos paleomagnéticos aparecen recuadrados. Los indicadores litológicos están representados por cuadrados (en rojo los sedimentos evaporíticos y en azul los glaciares). Los círculos señalan indicadores faunísticos, concretamente trilobites (en verde faunas de zonas cálidas y en amarillo de zonas frías). Adaptada de Kent y Van der Voo (1990).

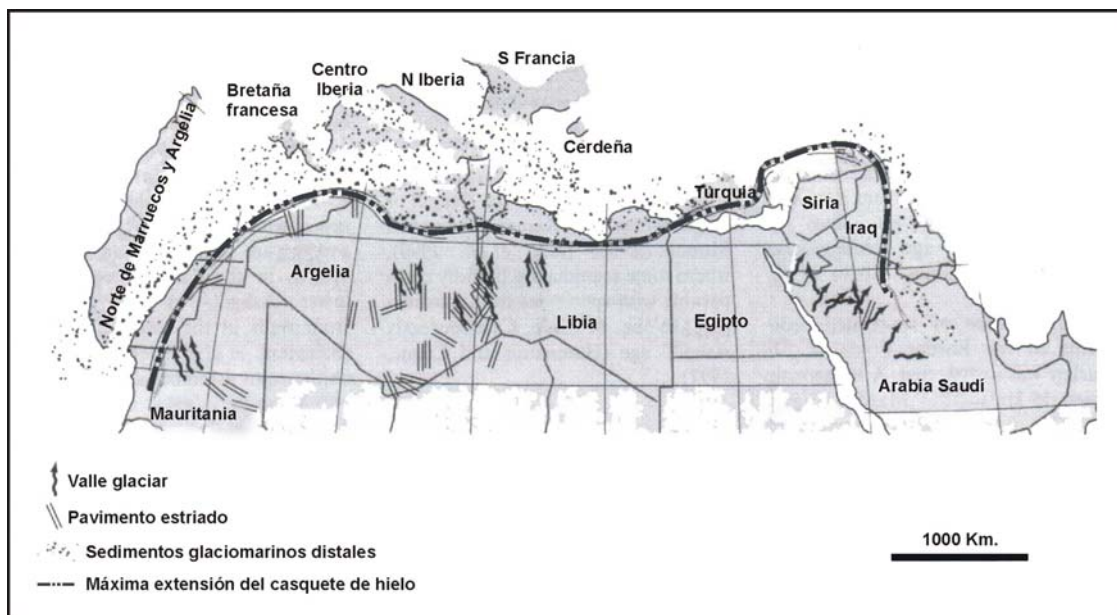
El norte de Europa (Báltica) ocuparía, según los datos faunísticos, litológicos y paleomagnéticos (Scotese y McKerrow, 1990; Torsvik *et al.*, 1990), latitudes intermedias (figs. 7.1 y 7.2).

Parte de Bélgica, Inglaterra, Gales, el sureste de Irlanda, Nueva Escocia y algunas zonas de Nueva Inglaterra formaban Avalonia y se situarían también en latitudes intermedias durante el Ordovícico Medio-Superior (Johnson *et al.*, 1988; Scotese y McKerrow, 1990; Bergström, 1990).

Los márgenes de Gondwana (figs. 7.1, 7.2 y 7.3) estaban formados por el centro y sur de Europa, el norte de Marruecos y Argelia, Turquía, Arabia, Irán, parte del SO de China, Afganistán, el Tibet, la provincia del Yucatán y Florida

(Bergström, 1990; Robardet *et al.*, 1990; Young, 1990; Scotese y McKerrow, 1990, 1991; Cocks, 2000; Monod *et al.*, 2003).

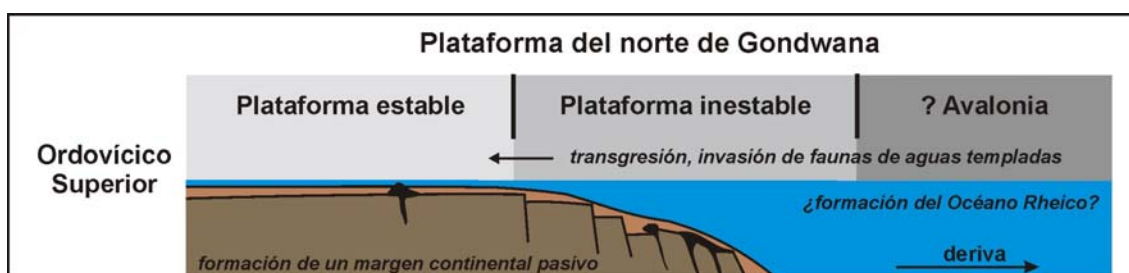
Iberia, Francia, parte de Alemania, el Macizo de Bohemia y Cerdeña (fig. 7.3) se localizaban en latitudes altas durante el Ordovícico, concretamente en la plataforma norafricana de Gondwana.



**Figura 7.3.-** Reconstrucción paleogeográfica del margen norafricano de Gondwana para el Ordovícico terminal. Adaptada de Monod *et al.* (2003).

Los datos paleomagnéticos obtenidos para Francia y España (Perroud, 1983; Perroud *et al.*, 1984; Perroud y Van der Voo, 1985; Kent y Van der Voo, 1990; Torsvik *et al.*, 1990; entre otros) indican que estas áreas se situaban en latitudes altas meridionales. Kent y Van der Voo (1990) obtuvieron valores para la Península Ibérica cercanos a 70°S (fig. 7.2), valor presentado también por Barnes y Fåhræus (1975: fig. 5).

Hammann (1992) dividió la plataforma norafricana de Gondwana, según una línea transversal, en una plataforma estable y una plataforma inestable (fig. 7.4). La plataforma estable incluiría el norte de África, Iberia y Francia, mientras que en la plataforma inestable se situarían Alemania, Cerdeña, los Alpes y Turquía (Hammann, 1992; Ferretti y Serpagli, 1998).



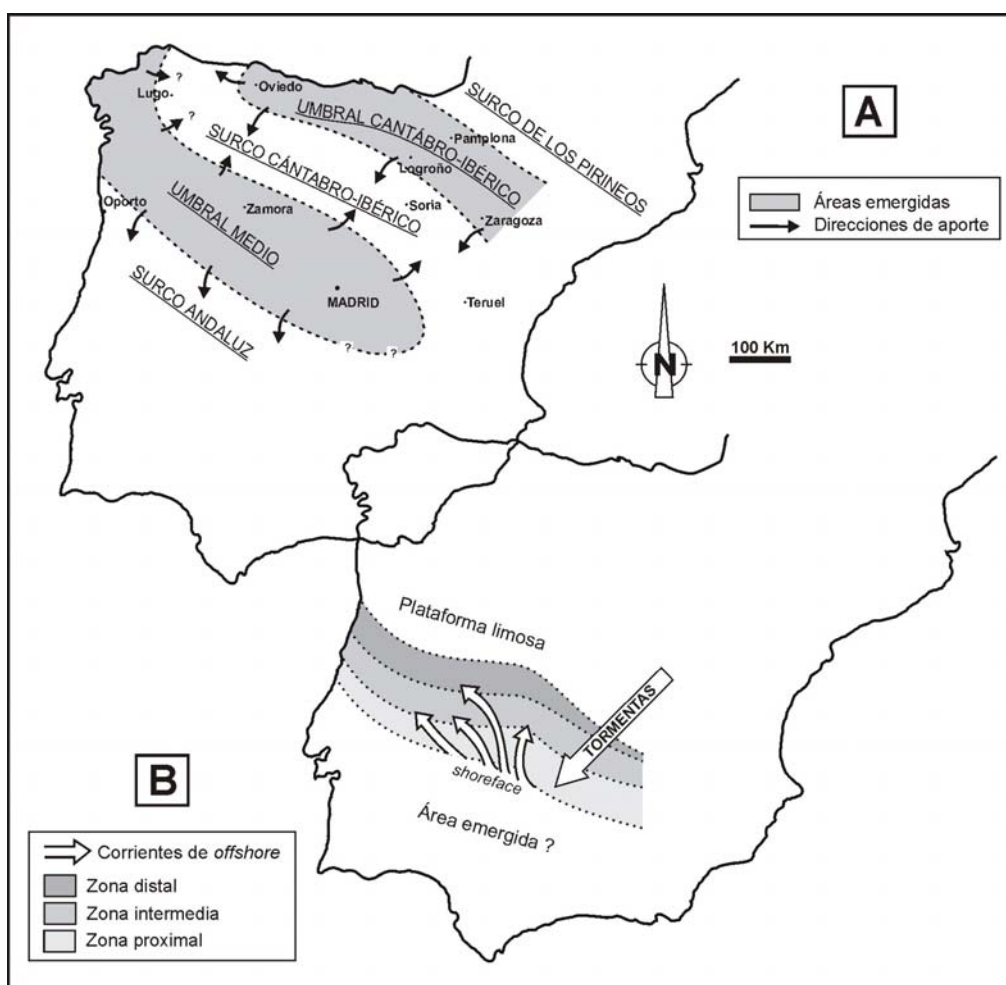
**Figura 7.4.-** Desarrollo tectónico y sedimentológico propuesto para la plataforma norafricana de Gondwana durante el Ordovícico Superior. Adaptada de Hammann (1992).

Según Villas (2005) la extensión de esta plataforma, de sur a norte, podría estimarse, al menos, en unos 2.000 kilómetros.

Centrándonos en las regiones de la Península Ibérica objeto de esta investigación, y en aspectos paleogeográficos de carácter local, durante el Paleozoico Inferior la Zona Centroibérica y parte de la Zona Asturoccidental-Leonesa (incluida la Cordillera Ibérica) se encontrarían en el margen oriental de una cuenca sedimentaria de tipo *graben*, que ha recibido el nombre de “Macizo Cantabro-ebroico” (Carls, 1983), “Surco Cantábrio-Ibérico” (Aramburu *et al.*, 1992) o Dominio Ebro-Aquitaniense (Robardet *et al.*, 1990) (fig. 7.5.A).

Por otro lado, existe un amplio consenso a la hora de considerar que, al menos durante este periodo, en el ámbito de la región surcentroibérica se desarrolló una plataforma de tipo rampa homoclinal de muy baja pendiente (Brenchley *et al.*, 1986) (fig. 7.5.B).

Young (1990) señaló que la sedimentación durante el Ordovícico en el área Ibero-Armoricana tuvo lugar en ambientes marinos someros con bajas tasas de subsidencia y poca actividad tectónica.



**Figura 7.5.-** Paleogeografía de la Península Ibérica durante el Ordovícico Medio. **A:** área septentrional (adaptada de Aramburu *et al.*, 1992). **B:** área meridional (adaptada de Brenchley *et al.*, 1986).

### 7.1.2.- Paleoclimatología

El clima global durante el Paleozoico Inferior y Medio puede considerarse cálido (Scotese y McKerrow, 1990: fig. 22; Cocks, 2000), sin embargo, durante el Ordovícico Superior y el Silúrico Inferior se produjo un descenso generalizado de las temperaturas, cuya máxima expresión fue la glaciación fini-ordovícica (fig. 7.6), caracterizada faunística y sedimentológicamente por la amplia distribución de la fauna de *Hirnantia* (braquiópodos) y de los depósitos glaciomarinos (figs. 7.2 y 7.3).

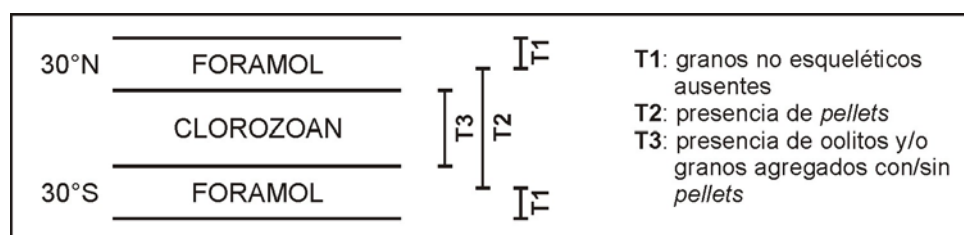
De esta manera, el análisis de las asociaciones fósiles y la litología puede representar una importante fuente de información acerca del régimen climático que afectó a una región del pasado (Bergström, 1990; Scotese y McKerrow, 1990, 1991; Sheehan y Coorough, 1990; Young, 1990; Witzke, 1990; Villas *et al.*, 2002; Boucot *et al.*, 2003; Fortey y Cocks, 2005; entre otros).

	ORDOVÍCICO					SILÚRICO			
	TREMADOC	ARENIG	LLANVIRN	CARADOC	ASHGILL	LLANDOVERY	WENLOCK	LUDLOW	PRIDOLI
Norteamérica	1	1	1	1	2	1	1	1	2
Siberia	1	1	1	1	2	2	1	1	1
Báltica	4	5	4	4	3	2	1	1	1
Centro y sur de Europa	4	4	4	5	6	5	4	4	4
Gondwana (reg. polares)	5	6	6	6	6	6	6	6	6
Gondwana (reg. ecuatoriales)	1	1	1	1	2	2	1	1	1
Sur de China	3	4	4	4	4	3	2	2	2
<b>CLIMA GLOBAL</b>	1	1	1	3	5	4	2	2	2

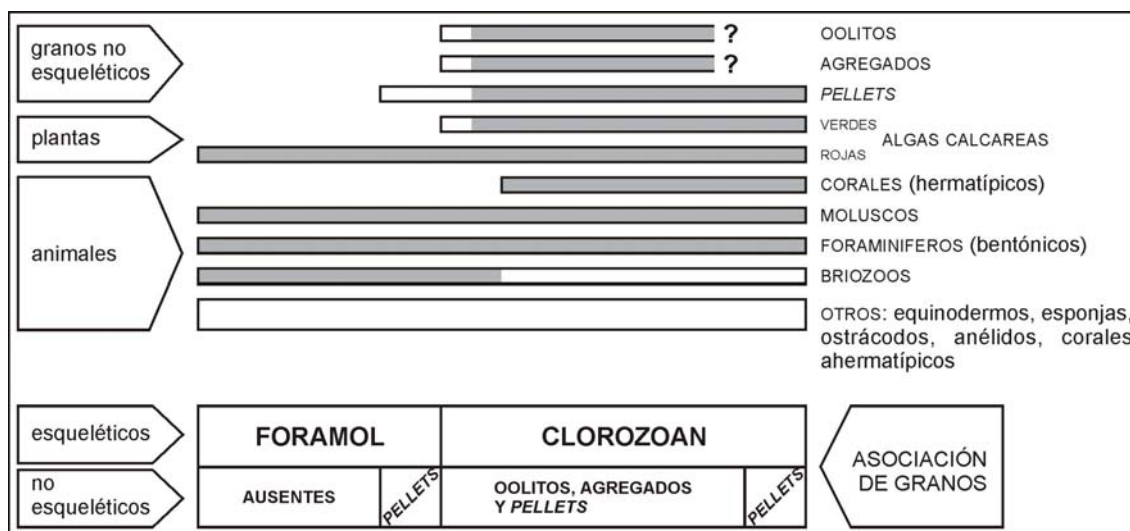
**Figura 7.6.-** Variaciones climáticas producidas durante el intervalo Ordovícico-Silúrico con carácter local y global. Adaptada de Scotese y McKerrow (1990).

Muchos autores (Spjeldnæs, 1981; Villas *et al.*, 2002; Cocks y Torsvik, 2002; Boucot *et al.*, 2003; Cocks y Torsvik, 2005; Fortey y Cocks, 2005; Villas, 2005 y Álvaro *et al.*, en prensa, entre otros) han llamado la atención sobre la aparente anomalía que representa el registro de carbonatos, durante los momentos previos a la glaciación, en localidades de la Península Ibérica, Francia, Cerdeña, Austria, Polonia, Checoslovaquia, Alemania, Italia y Libia, sobre todo si tenemos en cuenta la posición subpolar atribuida a estas áreas, y confirmada, entre otros datos, por el desarrollo de secuencias infra y suprayacentes de marcado carácter siliciclástico (Scotese y McKerrow, 1990, 1991).

Actualmente la sedimentación de tipo carbonatado está limitada a la franja situada entre los 40°N y los 40°S (Wilson, 1975), respecto a los componentes característicos de este tipo de materiales. Lees y Buller (1972) y Lees (1975) describieron dos asociaciones esqueléticas principales (figs. 7.7 y 7.8): la asociación “*clorozoan*”, constituida por corales hermatípicos, algas verdes y rojas, foraminíferos bentónicos, moluscos, briozoos, equinodermos, ostrácodos y esponjas, típica de carbonatos de aguas cálidas, y la asociación “*foramol*”, típica de carbonatos de aguas templadas y caracterizada por la ausencia de corales y algas verdes. La ausencia o presencia de otros restos asociados a los componentes esqueléticos mencionados estaría relacionada con la latitud (fig. 7.7), si bien la producción de carbonatos no tendría lugar en latitudes superiores a los 60° (Lees y Buller, 1972; Lees, 1975).



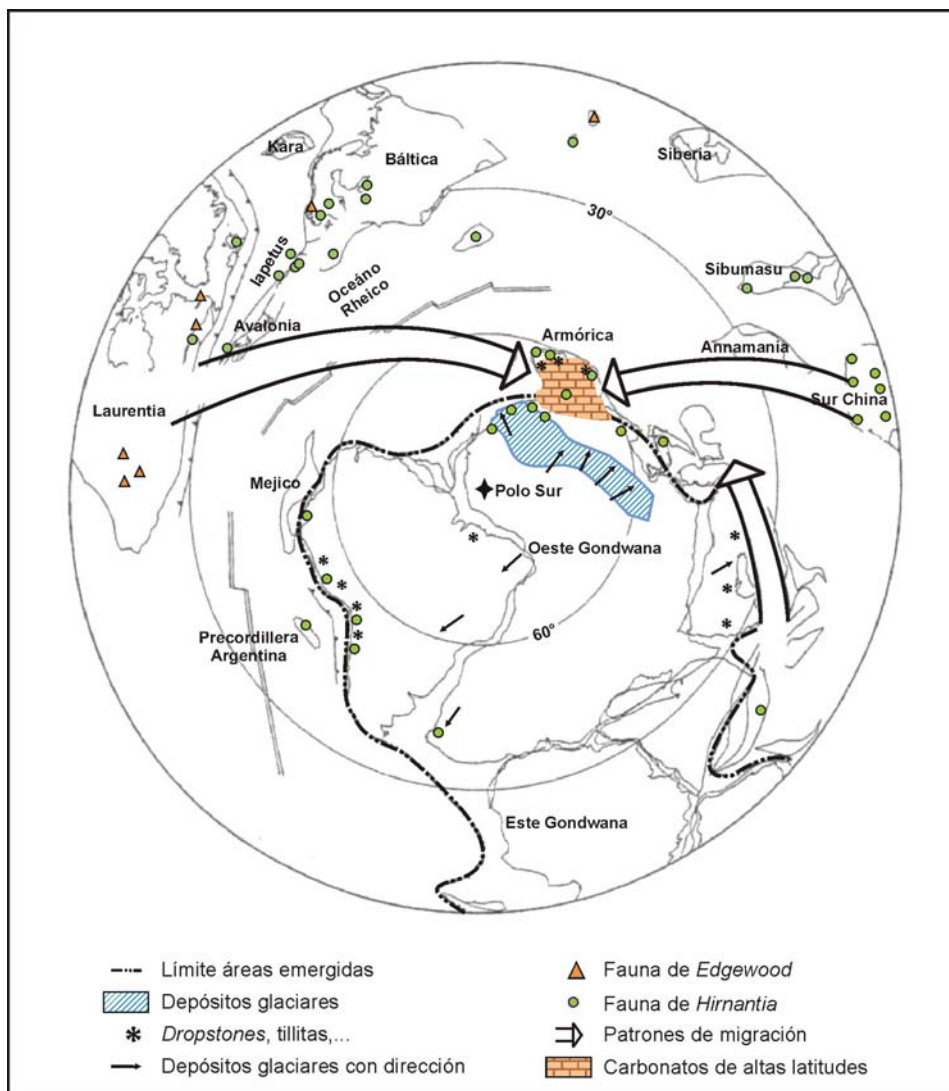
**Figura 7.7.-** Distribución latitudinal de las asociaciones esqueléticas y no esqueléticas de ambientes someros actuales. Adaptada de Lees (1975).



**Figura 7.8.-** Composición de las asociaciones esqueléticas y no esqueléticas de ambientes someros actuales (el sombreado indica los componentes principales de las diferentes asociaciones. Adaptada de Lees y Buller (1972).

Sin embargo, en el sur y centro de Europa, que ocuparían posiciones circumpolares, se produjo de manera generalizada, durante el Ordovícico Superior, la sedimentación de calizas, habiéndose incluso descrito montículos de fango carbonatado con briozoos y equinodermos (Bergström y Massa, 1992; Vennin *et al.*, 1998; Gutiérrez-Marco, 2001; Buttler *et al.*, 2007). También en regiones de Báltica, Avalonia y Sur de China, localizadas en latitudes intermedias, se ha reconocido la presencia de estos montículos (Cocks y Torsvik, 2005; Fortey y Cocks, 2005). Así, numerosos trabajos (Boucot *et al.*, 2003; Yu Lie *et al.*, 2004;

Cocks y Torsvik, 2005; Fortey y Cocks, 2005; Saltzman y Young, 2005; Villas, 2005; citando algunos ejemplos) han sugerido la existencia de una mejora climática global durante el Ashgill pre-Hirnantense. Estos autores se basan en el análisis de los patrones de migración de las faunas de aguas templadas, la aparición de taxones endémicos en regiones ecuatoriales y los cambios de litología (fig. 7.9). Fortey y Cocks (2005) bautizaron este breve episodio de calentamiento global como el “evento Boda”.



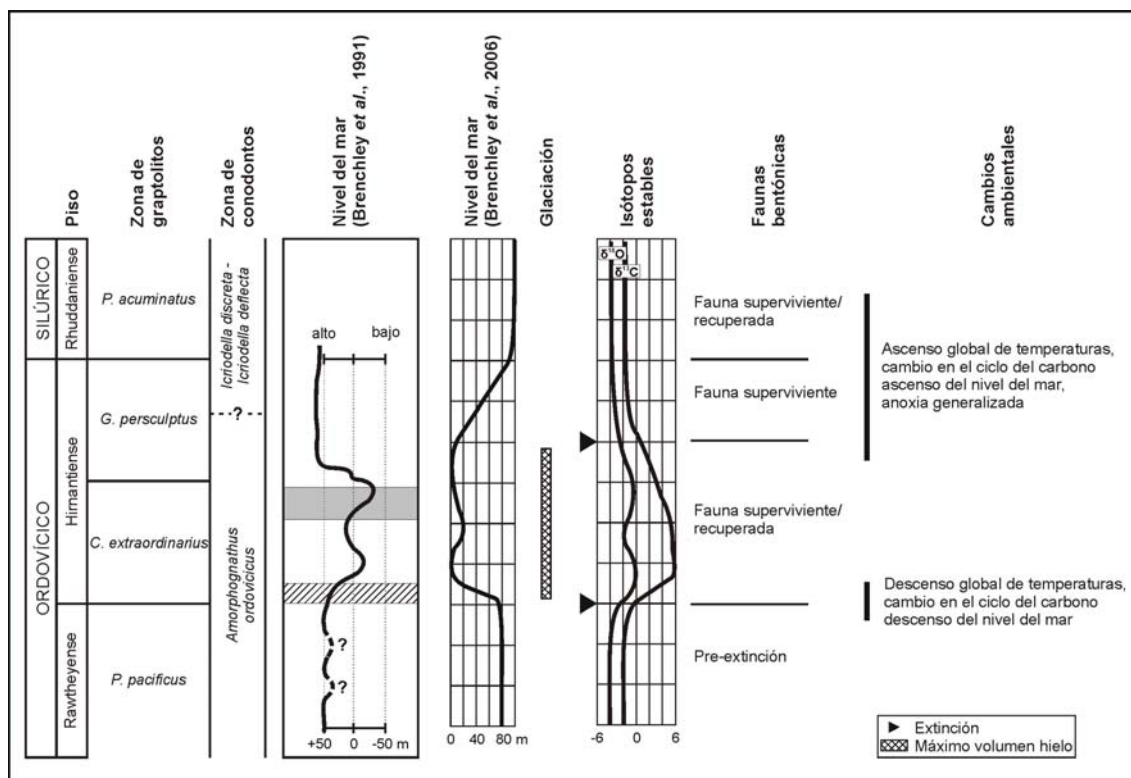
**Figura 7.9.-** Reconstrucción paleogeográfica del Ordovícico Superior (440 m.a.). Adaptada de Cocks y Torsvik (2002) y Fortey y Cocks (2005).

Álvaro *et al.* (en prensa) estiman que el depósito de carbonatos en el margen noroccidental de Gondwana, antes de la glaciación Hirnantense, se produjo durante 4 millones de años y que cubrieron un área de  $2,4 \times 10^6$  kilómetros.

Por lo que respecta a los sedimentos de origen glaciomarino generados como consecuencia de la glaciación fini-ordovícica, en el caso concreto de Europa, estos depósitos se han descrito en Portugal (Miembro Superior de la Formación Sobrero y Fm. Casal Carvahal; Robardet y Doré, 1988 y Brenchley *et al.*, 1991), España (Formación Orea, sección costera de Galicia, Formación Campillo, Formación

Rozadais y Formación Chavera; Carls, 1975, Kolb, 1978; Hafenrichter, 1979; 1980; Iglesias y Robardet, 1980; Fortuin, 1984; Vacas y Martínez Catalán, 1987; Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991 y Sarmiento, 1993), Francia (“Tillita de Feuguerolles”; Robardet y Doré, 1988), Alemania (“*Lederschiefer*”; Robardet y Doré, 1988 y Katzung, 1999) y Checoslovaquia (Formación Kosov; Brenchley *et al.*, 1991), conociéndose también en algunas zonas del norte de África (“*Argiles microconglomeratariques*”; Robardet y Doré, 1988). Pudiéndose atribuir a estas áreas, en base a la litología, una posición subpolar, perigondwánica, durante dicho periodo (Carls, 1975; Fortuin, 1984; Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991; por citar algunos ejemplos).

Las dataciones realizadas con acritarcos en algunas de estas unidades (Paris *et al.*, 1995) indican que la edad de la matriz que engloba los cantos es Himantiense, si bien el registro no se produjo de forma simultánea en todas las localidades (Brenchley *et al.*, 1991: 333) (fig. 7.10). Por su parte los *dropstones*, como ya se ha analizado en el capítulo anterior, han proporcionado fósiles del Kralodvoriense (=Cautleyense-Rawtheyense).



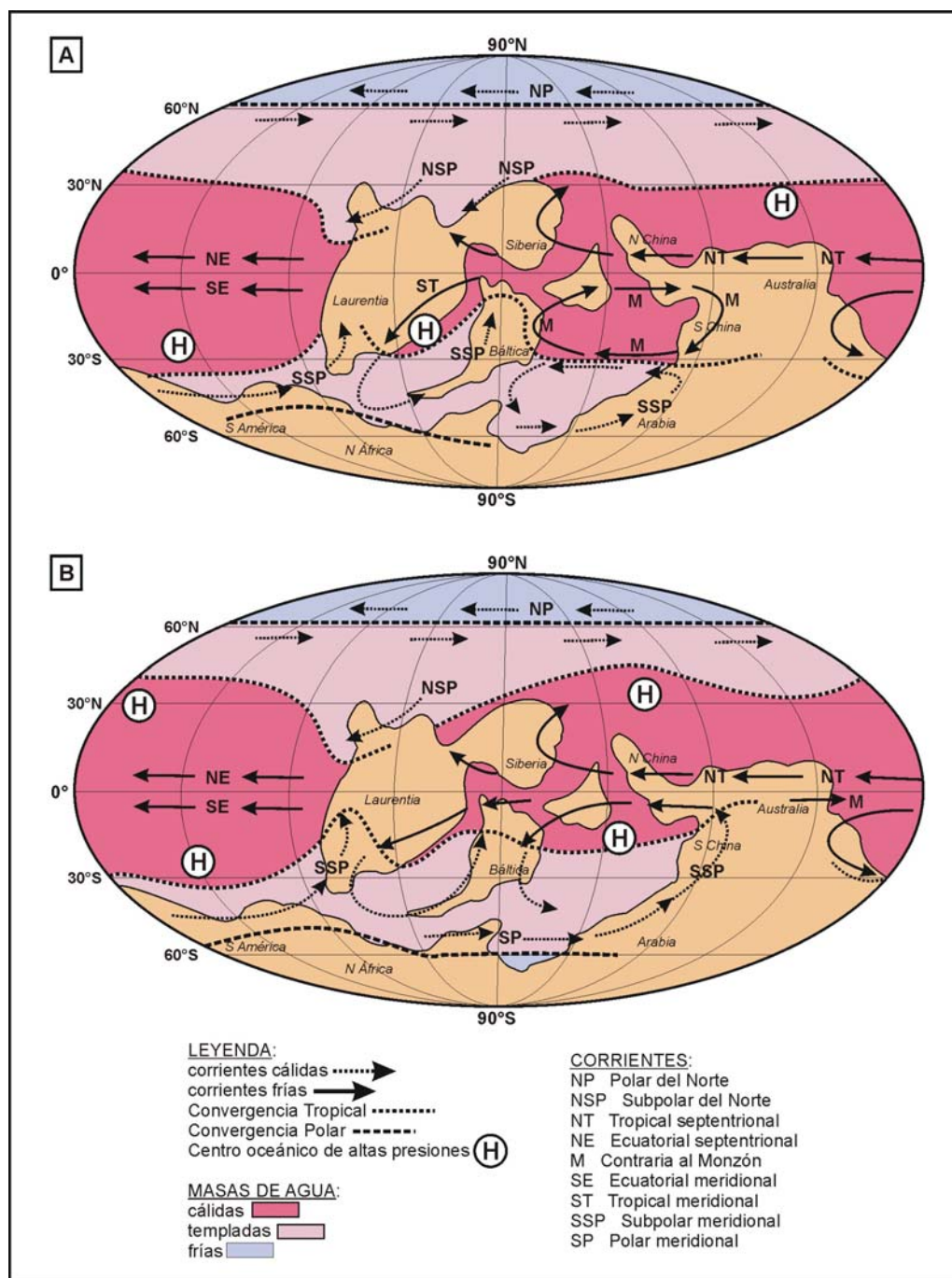
**Figura 7.10.-** Correlación entre la escala regional Británico-Avalónica y las biozonas de graptolitos y conodontos con los eventos eustáticos, glaciares y bióticos. La banda gris marca la edad estimada de los sedimentos glaciomarineros para la Península Ibérica y la banda rayada para Normandía y la Cuenca de Praga. Adaptada de Brenchley *et al.* (1991) y Brenchley *et al.* (2006).

### 7.1.3.- Patrones de circulación oceánica

Wilde (1991) propuso un modelo de circulación oceánica para distintos momentos del Ordovícico, entre ellos el Ashgill. El patrón de distribución de las corrientes superficiales en el Hemisferio Norte, con una menor proporción de tierra emergida, sería bastante sencillo, con una corriente de dirección E-O en zonas

polares, una corriente O-E en la zona meridional templada y una corriente E-O en las regiones tropicales. En el Hemisferio Sur, debido a la importante extensión que alcanzó Gondwana, el modelo presenta una mayor complejidad (fig. 7.11).

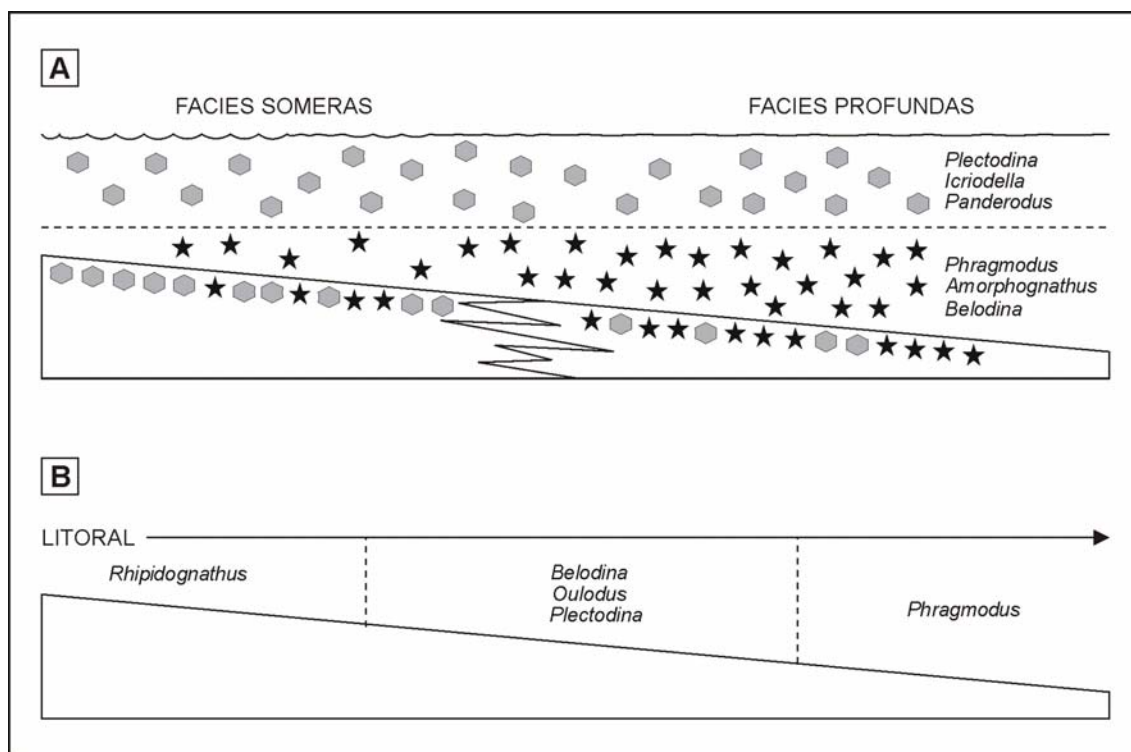
Según Wilde (1991), el desarrollo de un casquete de hielo sobre Gondwana permitió, durante el Ordovícico terminal, la conexión entre los océanos de ambos hemisferios y la ventilación de las masas de aguas profundas, lo que podría explicar el intercambio de faunas de zonas tropicales y zonas templadas-polares, sobre todo en la plataforma noráfricana de Gondwana.



**Figura 7.11.-** Patrones de circulación oceánica propuestos para el Ordovícico Superior (Ashgill). **A:** invierno en el hemisferio Norte y verano en el Hemisferio Sur. **B:** verano en el Hemisferio Norte e invierno en el Hemisferio Sur. Adaptada de Wilde (1991).

## 7.2.- PALEOECOLOGÍA DE LOS CONODONTOFÓRIDOS

Las cuestiones paleoecológicas y paleobiogeográficas están íntimamente relacionadas, no pudiendo entender las segundas sin considerar las primeras. En el caso de los conodontofóridos existen dos modelos que tratan de explicar su posible modo de vida (fig. 7.12): el modelo de estratificación vertical (Seddon y Sweet, 1971) y el modelo de segregación lateral (Barnes y Fåhræus, 1975).



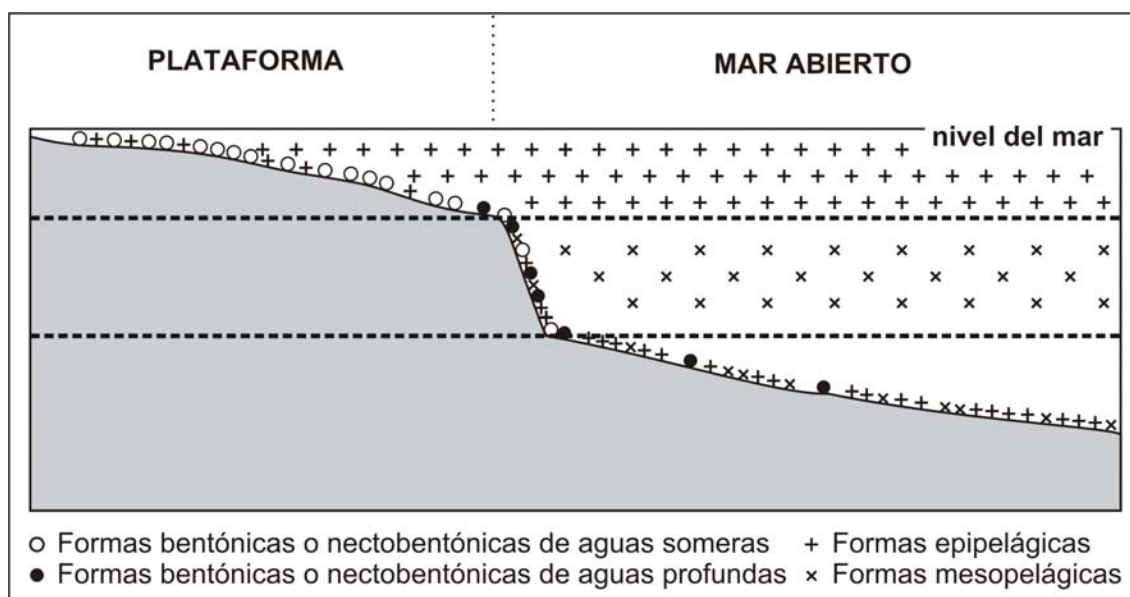
**Figura 7.12.-** Modelos paleoecológicos tradicionales. **A:** modelo de estratificación vertical; **B:** modelo de segregación lateral. Adaptada de Seddon y Sweet (1971) y Barnes y Fåhræus (1975).

El primero de ellos, desarrollado por Seddon y Sweet (1971), considera a los conodontofóridos organismos pelágicos, con hábitos similares a los que muestran los quetognatos actuales, lo que, según estos autores, explicaría la distribución cosmopolita de muchas formas ordovícicas a devónicas. Las distintas especies presentarían una segregación vertical en función de la profundidad (fig. 7.12.A) que se reflejaría en la variación de su registro lateral. Las especies más generalistas habitarían la zona fótica superior y las más especializadas zonas más profundas. Este modelo fue adoptado por Clark (1972), Chamberlain y Clark (1973) y Druce (1973), entre otros.

Por su parte, Barnes y Fåhræus (1975) propusieron un segundo modelo (fig. 7.12.B) según el cual la distribución lateral de los conodontofóridos estaría controlada por factores ecológicos, ya que la mayoría de los taxones están considerados como organismos bentónicos o nectobentónicos (por ejemplo *Plectodina*, *Phragmodus*, *Amorphognathus*, *Icriodella* y *Periodon*) y sólo aquellas formas cuyos aparatos conodontales estaban integrados exclusivamente por elementos de morfología coniforme (por ejemplo *Panderodus*, *Scolopodus*, *Paltodus*, *Paroistodus* y *Drepanoistodus*) serían formas pelágicas. Los elementos

conodontales de taxones adaptados a condiciones más hipersalinas se caracterizarían por una mayor robustez (Barnes y Fåhræus, 1975).

Zhen y Percival (2003) han propuesto un modelo ecológico para los conodontofóridos que combina las conclusiones de los dos modelos previos y explica los patrones de distribución, tanto de las formas pelágicas, como de las bentónicas. Según este modelo (fig. 7.13), en las facies de plataforma los elementos conodontales registrados corresponderían principalmente a formas bentónicas (o nectobentónicas) de aguas someras y a formas epipelágicas, mientras que las formas bentónicas (o nectobentónicas) de aguas profundas y mesopelágicas predominarían en sedimentos de ambientes abiertos.



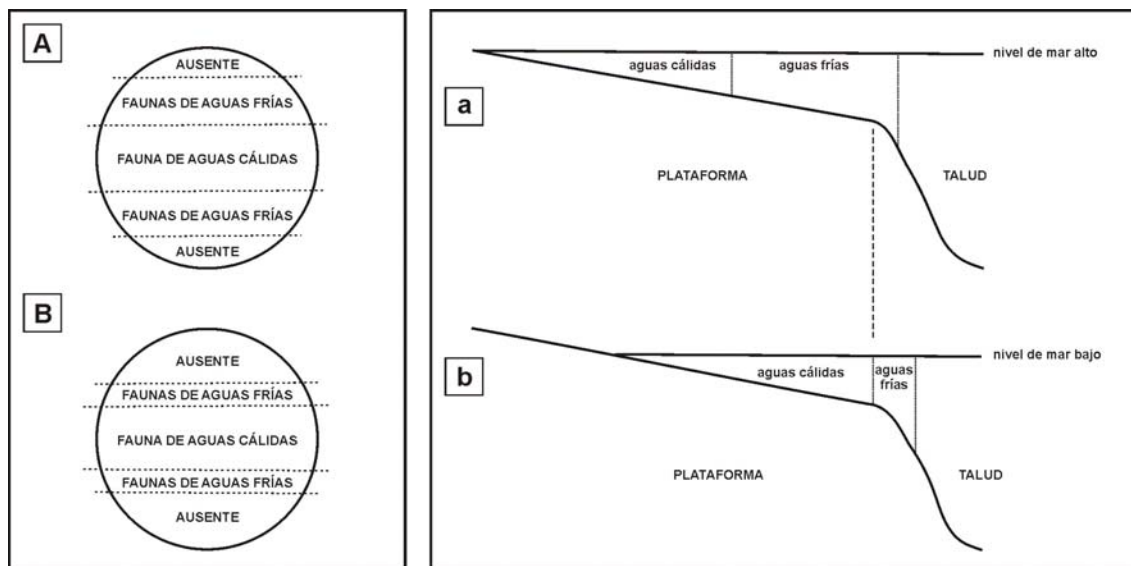
**Figura 7.13.-** Modelo ecológico propuesto por Zhen y Percival (2003) para los conodontofóridos.

Zhen y Percival (2003) coinciden con Barnes y Fåhræus (1975) al considerar que la mayoría de los taxones con aparatos esqueléticos conformes corresponden a formas probablemente epipelágicas, puesto que la mayoría de los conodontos recuperados en depósitos de talud y cuenca corresponden a estos elementos (Zhen y Percival, 2003: 362), por otra parte, los taxones conformes que sólo aparecen en sedimentos profundos corresponderían a organismos mesopelágicos (por ejemplo *Juanognathus variabilis* del Ordovícico Medio).

Aceptando que algunos conodontofóridos habrían adoptado un modo de vida pelágico, mientras que otros formarían parte del *benthos*, es indudable que su distribución habría dependido de varios factores, algunos comunes a ambos hábitos de vida.

La mayor parte de los trabajos consultados (entre otros, Seddon y Sweet, 1971; Barnes y Fåhræus, 1975; Geitgey y Carr, 1987; Sweet, 1988; Zhen y Percival, 2003) consideran la temperatura como el factor con más influencia en la distribución de los conodontofóridos. Geitgey y Carr (1987) sugirieron que las fluctuaciones de la temperatura determinaron de manera notable la diversidad y distribución de los conodontos, dado que modificaría el volumen de espacio

habitable. Así, durante los intervalos de temperaturas altas y/o ascenso del nivel del mar (figs. 7.14.A y 7.14.a) la distribución de los conodontofóridos habría sido mayor, igual que su diversidad, mientras que durante los intervalos de bajas temperaturas y/o descenso del nivel del mar (figs. 7.13.B y 7.13.b) la distribución y/o diversidad de los conodontofóridos sería relativamente menor.



**Figura 7.14.-** Distribución de los conodontofóridos en función de la temperatura (A y B) y del nivel del mar (a y b). Adaptada de Geitgey y Carr (1987).

La profundidad por si misma no habría condicionado la distribución de los conodontofóridos, si bien, como señaló Sweet (1988) la temperatura, la penetración e intensidad de la luz, la turbidez, la energía y la salinidad, entre otros factores, son directa o inversamente proporcionales a la profundidad. Sweet (*op. cit.*) cita como ejemplo las especies de *Amorphognathus* que, en latitudes altas aparecen en sedimentos de aguas frías y relativamente someras, mientras que en bajas latitudes su registro se restringe a zonas más profundas, donde la temperatura del agua es comparable a la temperatura superficial de altas latitudes.

Un aspecto muy interesante que desarrolló Sweet (1988) es la relación existente entre las asociaciones de conodontos y la distancia a la costa, de tal manera que diferencia entre especies de *offshore*, cuyos nichos ecológicos se caracterizarían por una temperatura estable, salinidad marina normal y energía limitada, y especies de *nearshore*, que habitarían ambientes caracterizados por mayores fluctuaciones de la temperatura, la salinidad y la energía. Según Sweet (*op. cit.*), las especies de uno y otro ambiente presentarían diferencias morfológicas, así en los aparatos conodontales de las especies de *offshore* los elementos conodontales serían relativamente pequeños, con la mayoría de los dentículos comprimidos lateralmente y fusionados, e incluirían importantes cantidades de materia blanca; por su parte, los conodontofóridos adaptados a ambientes de *nearshore* formarían aparatos de elementos relativamente grandes, con un número reducido de dentículos aislados y escasas cantidades de materia blanca. Barnes *et al.* (1970) ya habían señalado con anterioridad, refiriéndose a los conodontos ordovícicos, que los elementos robustos, con profundas cavidades

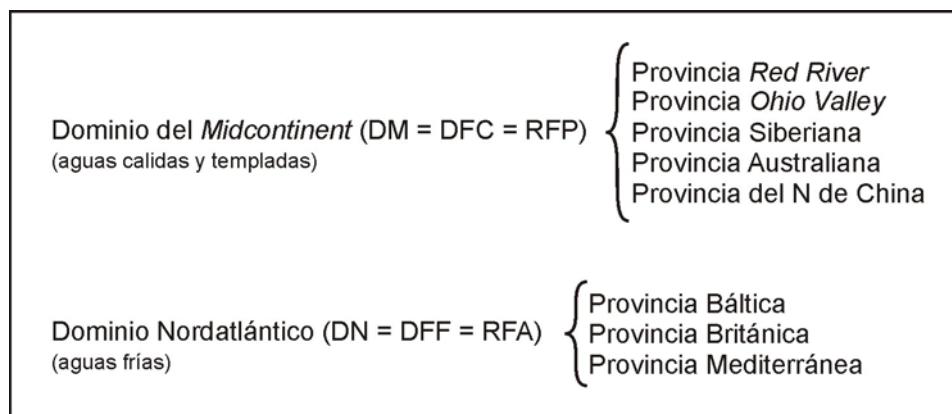
basales y poca materia blanca parecían característicos de ambientes de *nearshore* hipersalinos. La diversidad taxonómica y la abundancia de las asociaciones en ambientes de *nearshore* sería menor que la reflejada en áreas de *offshore*. Sweet (1988: 166) subrayó el hecho de no utilizar estas observaciones, realizadas en base a ejemplos del Ordovícico y Carbonífero de Estados Unidos, como características paleoecológicas generales.

Zhen y Percival (2003) señalaron que la única barrera significativa para las formas pelágicas (consideradas cosmopolitas) sería la temperatura superficial del agua, mientras que los factores que regularían la distribución de las formas bentónicas (o nectobentónicas) serían la temperatura, la salinidad, la circulación oceánica, la energía y el tipo de sustrato, ya referidos por otros autores como Barnes y Fåhræus (1975) y Jeppsson (1987). Para Zhen y Percival (*op. cit.*) los patrones de circulación de las corrientes oceánicas del Ordovícico debieron jugar un papel importante en la dispersión de los organismos bentónicos y nectobentónicos, indicando que si la mayoría de los conodontos adoptaron este modo de vida y su distribución estaba fuertemente influenciada la temperatura (Fortey y Barnes, 1977: 307, fig. 6) serían esperables unos patrones de distribución similares, por ejemplo, a los de los trilobites.

### **7.3.- MODELOS PALEOBIOGEOGRÁFICOS DESARROLLADOS A PARTIR DE LAS ASOCIACIONES DE CONODONTOS DEL ORDOVÍCICO**

Sweet *et al.* (1959) fueron los primeros autores en destacar el marcado carácter provincialista que exhiben las faunas de conodontos durante el Ordovícico en función de la temperatura, y distinguieron dos grandes regiones faunísticas: el Dominio del *Midcontinent* Norteamericano, caracterizado por taxones de aguas cálidas, y el Dominio Nordatlántico, con formas adaptadas a aguas frías. Trabajos posteriores (Bergström y Sweet, 1966; Lindström, 1970b; Bergström, 1971; Barnes *et al.*, 1973; Fortey y Barnes, 1977; Dzik, 1983; Ethington y Repetski, 1984; Sweet y Bergström, 1984; Bagnoli y Stouge, 1991, 1997; Pyle y Barnes, 2002; entre otros) han confirmado la existencia de estas dos grandes unidades paleobiogeográficas, también conocidas como “Región Faunística Pacífica” (PFR) y “Región Faunística Atlántica” (RFA) (Lindström, 1976; Ferretti y Serpagli, 1998) o “Dominio faunístico cálido” (DFC) y “Dominio faunístico frío” (DFF) (Miller, 1984; Murray y Stewart, 2001), y las han subdividido para configurar un modelo paleobiogeográfico de conodontos que podemos considerar tradicional.

Según este modelo (fig. 7.15) el Dominio del *Midcontinent* (DM=DFC=RFP) corresponde a regiones de bajas latitudes, cálidas y templadas, e incluye las Provincias *Red River* y *Ohio Valley* (en Norteamérica), Siberiana, Australiana y del norte de China, mientras que el Dominio Nordatlántico (DN=DFF=RFA) representa zonas de altas latitudes, es decir frías, diferenciándose tres provincias: Báltica, Británica y Mediterránea.



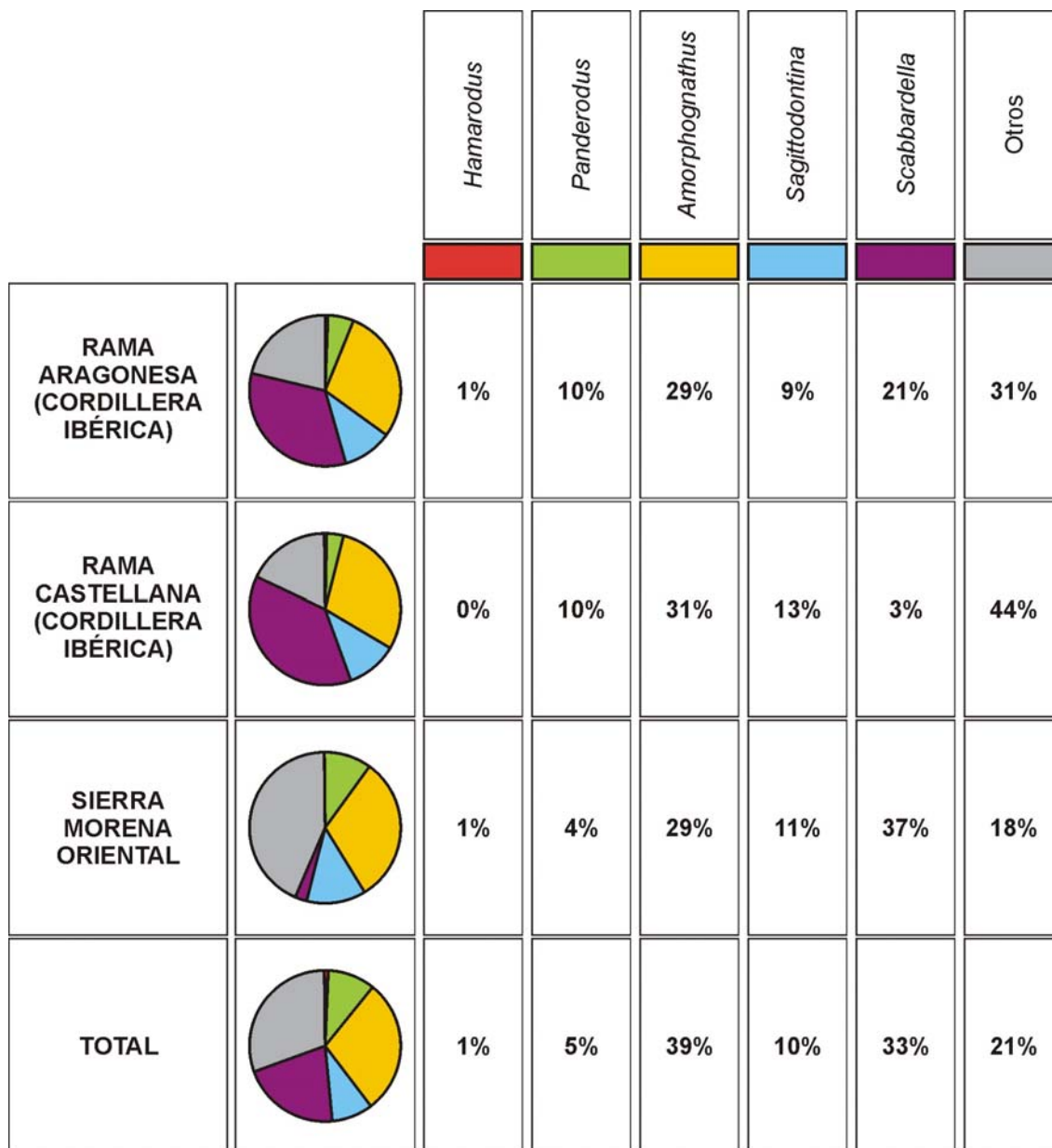
**Figura 7.15.-** Modelo paleobiogeográfico de conodontos propuesto por Sweet y Bergström (1984) para el Ordovícico.

Para estas tres últimas provincias Sweet y Bergström (1984) postularon la existencia de tres biofacies diferentes durante el Ordovícico Superior, cada una de ellas caracterizada por la distinta proporción en que están representadas las especies de conodontos que constituyen las asociaciones, y cuya distribución estaría determinada por condiciones ambientales de carácter local.

Sweet y Bergström (1984) incluyeron los Alpes Cárnicos, Noruega, Suiza, parte de las Islas Británicas y el centro y sur de China (“Caliza Pagoda”) dentro de la biofacies HDS (*Hamarodus europaeus*-*Dapsilodus mutatus*-*Scabbardella altipes*), identificada a partir de la alta proporción de *H. europaeus* (40%) y *D. mutatus* (35-40%), siendo otros taxones comunes de la asociación *Amorphognathus*, *S. altipes*, *Panderodus gracilis* y *Protopanderodus liripipus*. El resto de las Islas Británicas y Finlandia se adscribieron a la biofacies AP(R) [*Amorphognathus*-*Plectodina* (*Rhodesognathus*)], que muestra una alta frecuencia de *Panderodus* spp., *Plectodina* spp., *Amorphognathus* spp., *Rhodesognathus* e *Icriodella*. La última de las biofacies propuestas por Sweet y Bergström (*op. cit.*) se restringiría a la Provincia Mediterránea de conodontos (Turingia, España, NO Francia y Libia), se caracteriza por la asociación de *Sagittodontina robusta* y *Scabbardella altipes* con *Amorphognathus* spp. e *Istorinus erectus*, y se considera típica de regiones polares y subpolares dada su baja diversidad. Esta biofacies se conoce como SS (*Sagittodontina robusta*-*Scabbardella altipes*).

Ferretti y Serpagli (1998: 223, fig. text. 4) representaron la distribución de las provincias y biofacies de conodontos de la Zona A. *ordovicicus* (Ashgill) que formaban parte de la “Región Faunística Atlántica”. Según estos autores las biofacies de *Sagittodontina robusta*-*Scabbardella altipes* y *Amorphognathus*-*Plectodina*-(*Rhodesognathus*) caracterizarían a las Provincias Mediterránea y Británica, respectivamente, mientras que la biofacies *Hamarodus europaeus*-*Dapsilodus mutatus*-*Scabbardella altipes* aparece representada ampliamente y de manera sincrónica en las tres provincias (Báltica, Británica y Mediterránea). Rasmussen (1996, *in* Ferretti y Serpagli, 1998) considera que la asociación faunística de la biofacies HDS, conocida para una gran variedad de litologías y aparentemente independiente de las condiciones del sustrato, ocuparía zonas de plataforma marginal o profunda.

Hemos analizado el porcentaje en el que aparecen representados los géneros de conodontos que definen las diferentes bifacies descritas por Sweet y Bergström (1984) para las colecciones obtenidas en las tres grandes regiones investigadas. Los gráficos construidos (fig. 7.16) ponen de manifiesto la preponderancia generalizada de *Amorphognathus*, *Scabbardella* y *Sagittodontina*. Así, las asociaciones de conodontos de la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental han de adscribirse a la biofacies de *Sagittodontina robusta*-*Scabbardella altipes*.



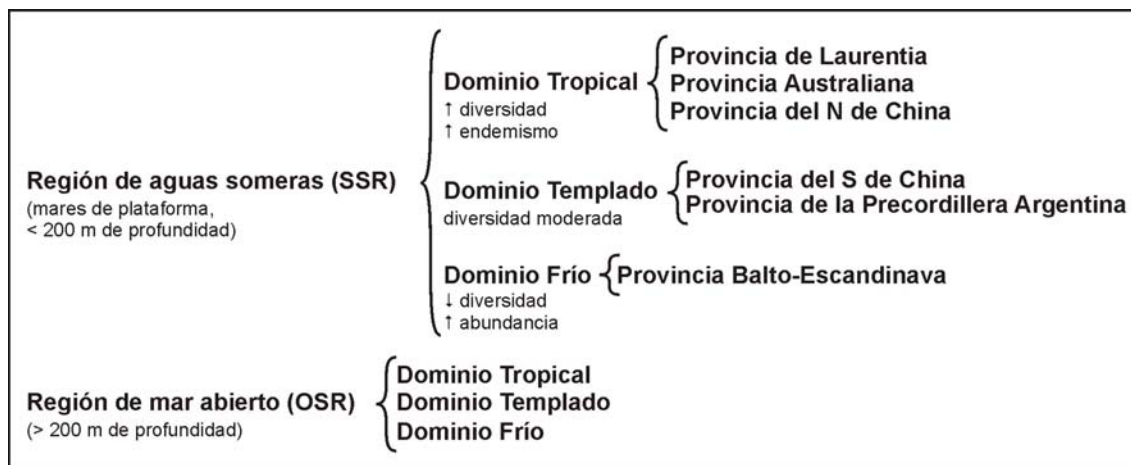
**Figura 7.16.-** Proporción de los géneros característicos de las diferentes biofacies propuestas por Sweet y Bergström (1984) identificados en nuestras asociaciones.

Zhen y Percival (2003) llevaron a cabo una revisión del modelo paleobiogeográfico tradicional (fig. 7.17) dado que la escasa información, acerca de las asociaciones de conodontos, existente para localidades fuera de Europa y Norteamérica en el momento de definirlo dio lugar a ciertas limitaciones. Según este nuevo modelo, los grandes dominios de conodontos (Dominio del

*Midcontinent* y Dominio Noratlántico) representan ecoregiones, o ecosistemas, diferenciados por la profundidad y temperatura del agua. Así, las faunas que ocupan plataformas someras en las regiones tropicales pueden ser adscritas al Dominio del *Midcontinent*, mientras que las faunas cohetáneas de aguas profundas y frías del margen de la plataforma o del talud, y las faunas de aguas frías (tanto profundas como someras) en regiones de altas latitudes, se asignan al Dominio Noratlántico (Dubinina, 1991: fig.6).

Según Zhen y Percival (2003), aplicando el modelo oceánico actual, el Dominio del *Midcontinent* podría considerarse equivalente a regiones de aguas someras (con profundidades inferiores a 200 m) localizadas en latitudes bajas y medias, con temperaturas por encima de los 10°C. La distribución del Dominio Noratlántico sería más compleja, incluyendo toda la Región de mar abierto y los Dominios Templado y Frío de la Región de aguas someras (Cox y Moore, 2000).

Para Zhen y Percival (2003) el reconocimiento de los patrones de distribución de los taxones endémicos permite la caracterización de una provincia biogeográfica, definida, siguiendo a Brown y Lomolino (1999), como una región en la que concurren un número relativamente alto de elementos endémicos. Por lo tanto, las divisiones de primer y segundo orden (región y dominio, respectivamente) reflejarían un grupo de ecosistemas delimitados por su diferente composición faunística, mientras que las divisiones de tercer orden (provincias) se basarían en el estudio de los endemismos, reflejando áreas con condiciones ambientales similares, pero geográficamente aisladas unas de otras y caracterizadas por elementos endémicos únicos.



**Figura 7.17.-** Modelo paleobiogeográfico de conodontos propuesto por Zhen y Percival (2003) para el Ordovícico.

#### 7.4.- ANÁLISIS PALEOBIOGEOGRÁFICO ESTADÍSTICO

Charpentier (1984) fue uno de los primeros autores que aplicaron métodos estadísticos al análisis paleobiogeográfico con conodontos, utilizando el índice de Simpson con las asociaciones de morfotaxones conocidas hasta ese momento para el Paleozoico. Por su parte Bergström (1990) aplicó por primera vez los métodos estadísticos utilizando multitaxonomía.

Bergström (1990) analizó la relación existente entre el provincialismo exhibido por los conodontos y los cambios geográficos producidos durante el Paleozoico Inferior, utilizando el índice de similitud de Clark y Hartleberg (1983). Índices de similitud muy bajos (o lo que es lo mismo, alto endemismo) entre distintas zonas soportaban la existencia de seis provincias de conodontos durante el Ordovícico Inferior, denominadas: Interior de Norteamérica, Mediterránea, Siberiana, Báltica, Norte de China y Australiana. La mayoría (junto con la Provincia Británica) se mantienen en el Ordovícico Superior (fig. 7.18).

Rasmussen (1998) utilizó métodos estadísticos similares a los de Bergström, señalando que la inclusión de taxones cosmopolitas en los cálculos distorsiona los resultados demostrando que, si se excluyen estos taxones del análisis, las faunas del margen de la plataforma y del talud de Laurentia exhiben más similitudes con las faunas del Dominio del *Midcontinent* que con las del Dominio Noratlántico.

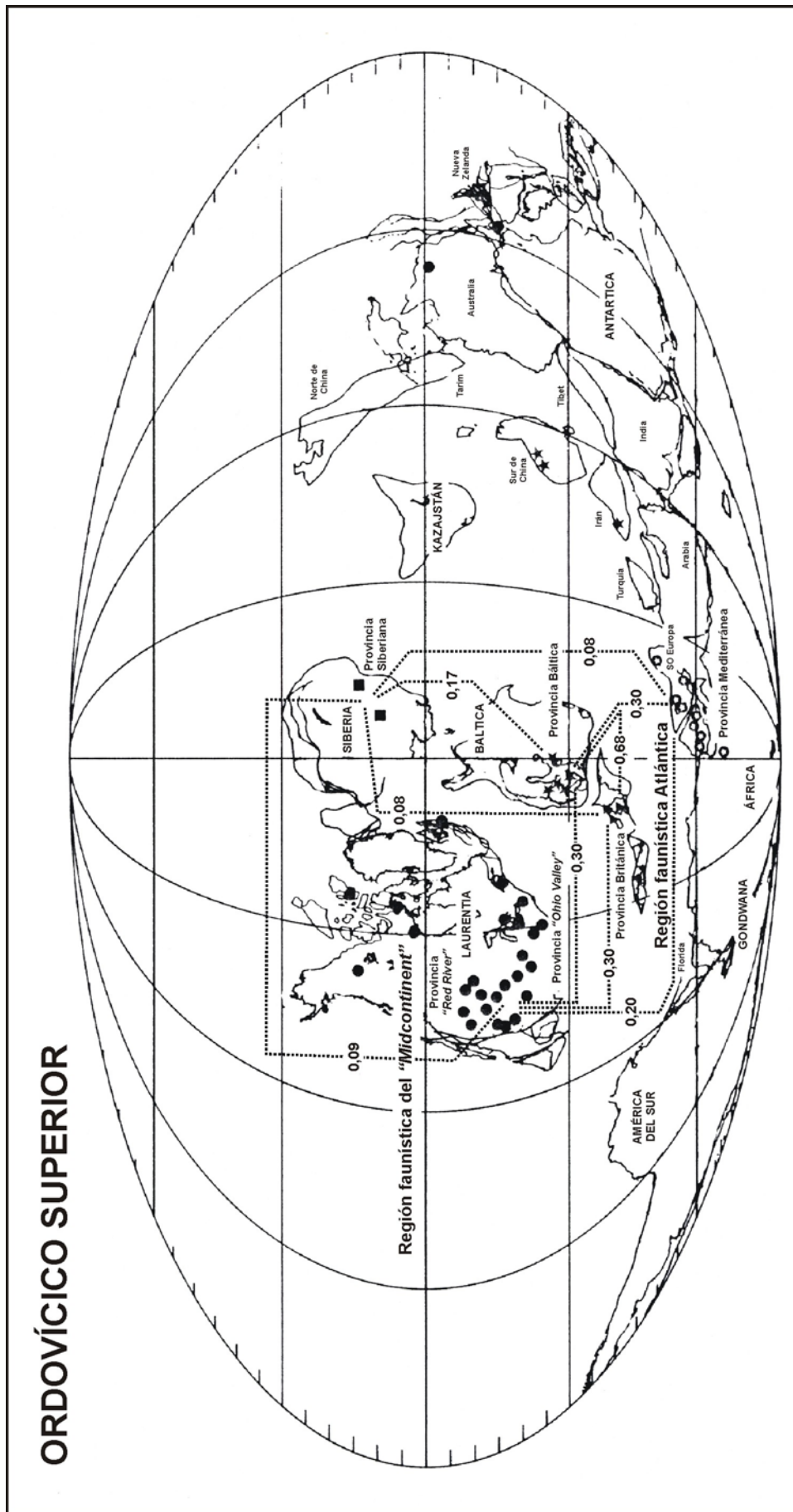
Armstrong y Owens (2002a) utilizaron matrices de presencia/ausencia para evaluar las variaciones producidas en la diversidad de las faunas de conodontos entre Baltoescandinavia y el este del paleocontinente Laurentia durante el periodo de clausura del océano Iapetus (Ordovícico Medio-Superior). Para ello aplicaron los índices de Dice y de Jacard, utilizando sólo el nivel genérico, por considerarlo taxonómicamente más estable y más fácilmente reconocible, y eliminando de las matrices los taxones considerados oceánicos. En base a sus cálculos reconocieron seis biofacies, tres corresponden a ambientes oceánicos que se identifican a partir de taxones pelágicos, y tres a ambientes de plataforma, caracterizadas por taxones nectobentónicos.

Armstrong y Owens (2002b) aplicaron el índice de Simpson concluyendo que el endemismo de las faunas de conodontos de Laurentia y Avalonia descendió progresivamente entre el Ordovícico Superior y el Silúrico Inferior, corroborando el desplazamiento de Avalonia hacia posiciones cercanas a Laurentia.

Recientemente Albanesi y Bergström (2004) han utilizado el índice de Jacard para determinar la relación existente entre Argentina, Norteamérica, Europa, China y Australia durante el Ordovícico Inferior y Medio.

Por nuestra parte, para analizar las posibles relaciones paleobiogeográficas existentes entre las diferentes localidades en las que se han descrito faunas de conodontos del Ordovícico terminal, edad de nuestras asociaciones, hemos construido matrices de correlación y utilizado diferentes índices de similitud.

El índice de Simpson mide diversidad, es decir, compara el número de ejemplares de un taxón que está representado en dos o más áreas. Al utilizar los fundamentos de la taxonomía multielemental y estar las colecciones constituidas por elementos conodontales discretos no podemos determinar el número de ejemplares representados, por lo que este índice no es aplicable. En cambio, resultan de utilidad aquellos que nos permitan realizar estimaciones cuantitativas basadas en la presencia/ausencia de los taxones determinados.



**Figura 7.18.-** Patrones de distribución de las faunas de conodontos durante el Ordovícico Superior. Adaptada de Bergström (1990).

Así, para establecer el grado de similitud entre las distintas áreas investigadas en este trabajo y comparar nuestras asociaciones con las descritas por otros autores hemos optado por utilizar tres índices, el “coeficiente de similitud”, el índice de Dice y el índice de Jacard, los dos primeros enfatizarían las semejanzas existentes entre áreas y el tercero resaltaría las diferencias (Cheetham y Hazle, 1969: 1135). Para realizar los cálculos y obtener las representaciones gráficas (en forma de cladogramas) se ha empleado una aplicación informática (past.exe).

Antes de presentar los resultados obtenidos es importante señalar que las tablas de correlación se han construido utilizando listados taxonómicos a nivel genérico y específico, sin utilizar aquellos taxones definidos en nomenclatura abierta, además la consideración de taxones sinónimos atiende a lo expuesto en el apartado dedicado a la sistemática.

Por otro lado, siguiendo a Bergström (1990) valores del coeficiente de similitud por debajo de 0,20 indican semejanza baja o muy baja; valores entre 0,20 y 0,55 moderada o alta y valores superiores a 0,55 muy alta.

#### 7.4.1.- Comparación entre la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental

Como primera aproximación al método hemos realizado la comparación entre las asociaciones de conodontos obtenidas en la Cordillera Ibérica, tanto la Rama Aragonesa como la Rama Castellana, y el sector oriental de Sierra Morena durante la realización de nuestra investigación.

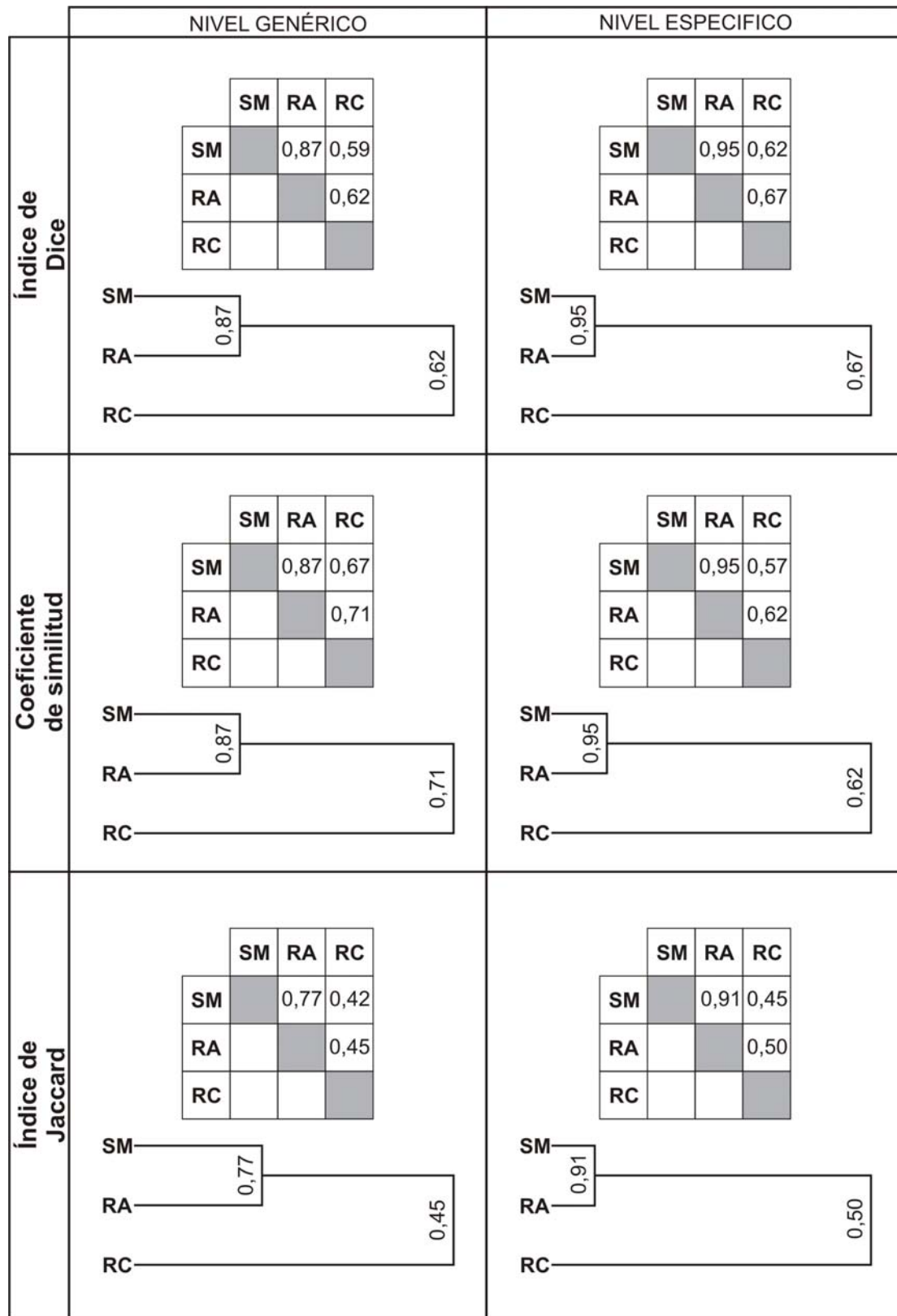
NIVEL GENÉRICO				NIVEL ESPECÍFICO			
	SM	RA	RC		SM	RA	RC
<i>Amorphognathus</i>	■	■	■	<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	■	■	■
<i>Ansella</i>	■			<i>Amorphognathus superbus</i>	■	■	
<i>Drepanoistodus</i>	■	■		<i>Eocarniodus gracilis</i>	■	■	
<i>Eocarniodus</i>	■	■		<i>Hamarodus europaeus</i>	■	■	
<i>Hamarodus</i>	■	■		<i>Icriodella superba</i>	■	■	■
<i>Icriodella</i>	■	■	■	<i>Istorinus erectus</i>	■	■	
<i>Istorinus</i>	■	■	■	<i>Nordiodus italicus</i>	■		
<i>Nordiodus</i>	■			<i>Panderodus gracilis</i>	■	■	■
<i>Panderodus</i>	■	■	■	<i>Sagittodontina robusta</i>	■	■	■
<i>Protopanderodus</i>		■		<i>Scabbardella altipes</i>	■	■	
<i>Pseudooneotodus</i>	■	■		<b>Total</b>	10	9	4
<i>Sagittodontina</i>	■	■	■				
<i>Scabbardella</i>	■	■	■				
<b>Total</b>	12	11	6				

**Figura 7.19-** Taxones recuperados en Sierra Morena (SM) y en las Ramas Aragonesa (RA) y Castellana (RC) de la Cordillera Ibérica.

En la figura 7.19 se muestra la relación de taxones identificados en cada una de las regiones analizadas. Utilizando dichos datos (fig. 7.19) hemos calculado los valores correspondientes a los índices de Dice y de Jacard y el coeficiente de similitud, y obtenido las correspondientes matrices de correlación y cladogramas (fig. 7.20).

Como queda claramente reflejado en la figura 7.20 el grado de similitud entre las asociaciones de conodontos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y el sector oriental de Sierra Morena es muy alto, independientemente del índice

aplicado y el nivel taxonómico considerado, con valores superiores al 70%, al comparar géneros, y al 90%, al comparar especies.



**Figura 7.20.-** Matrices de correlación y cladogramas obtenidos al aplicar los distintos índices a las asociaciones obtenidas en este trabajo. **SM:** Sierra Morena; **RA:** Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y **RC:** Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La relación de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica con las otras dos áreas, considerada de manera cualitativa, varía en función del índice utilizado. Así, el grado de similitud es muy alto según el índice de Dice y el coeficiente de similitud (con valores que oscilan entre 0,62 y 0,71), y de moderado a alto atendiendo al índice de Jacard (con valores de 0,45 a nivel genérico y 0,50 a nivel específico), observándose un mayor parecido con la Rama Aragonesa que con Sierra Morena.

A la hora de interpretar estos resultados es importante considerar el registro en cada una de las zonas (fig. 7.19), ya que los bajos valores obtenidos para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica están influenciados por el escaso número de ejemplares que constituyen las asociaciones de este sector, comparativamente mucho menor que en las otras regiones investigadas. De hecho Sierra Morena y la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica comparten 10 de los 13 géneros identificados y 9 de las 10 especies, difiriendo solamente en la presencia de *Nordiodus italicus* en materiales de Sierra Morena.

#### **7.4.2.- Comparación con otras localidades europeas, Norteamérica y Australia**

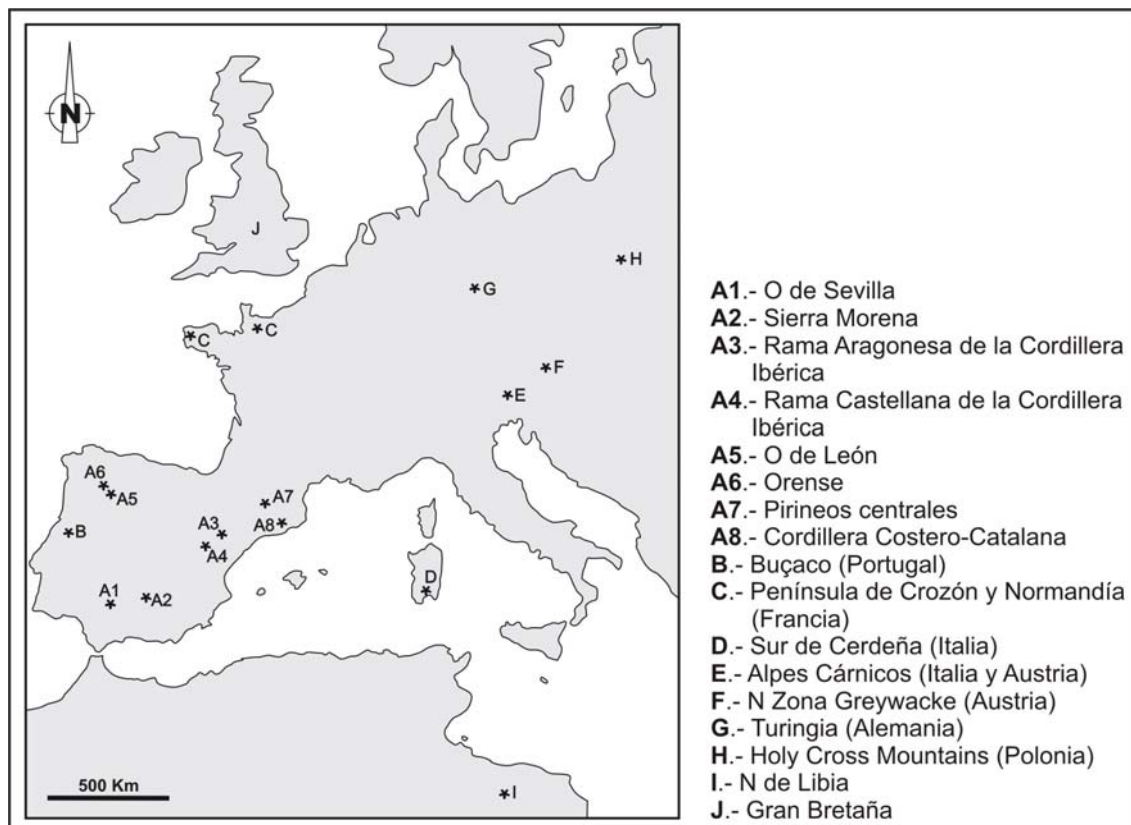
Para entender las relaciones existentes entre las localidades con conodontos conocidas en el ámbito de la Península Ibérica, Europa y el norte de África (fig. 7.21) hemos llevado a cabo una comparación de las asociaciones que se han descrito para el Kralodvoriense.

Las localidades comparadas son: O de Sevilla (Hafenrichter, 1980; Sarmiento, 1993), Sierra Morena (Fuganti y Serpagli, 1968; Sarmiento, 1990; Sarmiento, 1993; este trabajo), Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Carls, 1975; Kolb, 1978; este trabajo), Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (este trabajo), Dominio del Olo de Sapo (Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 1999), Pirineos (Hartevelt, 1970; Stoppell *in* Robert, 1980; Sanz, 1988; Sanz López y Sarmiento, 1995), Cordillera Costero-Catalana (Sarmiento *et al.*, 1995b), Portugal (Sarmiento, 1993; Sarmiento *et al.*, 2001), NO de Francia (Lindström y Pelhate, 1971; Weyant *et al.* 1977; Paris *et al.*, 1981), Cerdeña (Ferretti y Serpagli, 1991; Leone *et al.*, 1991; Ferretti y Serpagli, 1998; Ferretti *et al.*, 1998), los Alpes Cárnicos (Italia y Austria) (Serpagli, 1967; Schönlaub, 1969; Bagnoli *et al.*, 1998; Ferretti y Schönlaub, 2001), Austria (Flajs y Schönlaub, 1976), Alemania (Knüpfer, 1967; Dzik, 1989; Fuchs, 1990; Ferretti y Barnes, 1997), Polonia (Dzik, 1994, 1998), N de Libia (Bergström y Massa, 1992) e Inglaterra y Gales (Orchard, 1980; Bergström y Orchard, 1985; Savage y Basset, 1985; Armstrong *et al.*, 1996).

No se ha incluido la asociación determinada por Sarmiento y Gutiérrez-Marco (1999) en los olistolitos ordovícicos de Adamuz por estar los taxones identificados en nomenclatura abierta.

Por otro lado, Sarmiento y Bultynck (2003) encontraron en el Miembro Bois des Prestes, de la Formación Fosses, una asociación de conodontos constituida por: *Amorphognathus* sp. cf. *A. ordovicicus*, *Amorphognathus?* sp., *Panderodus gracilis*, *Birksfeldia?* sp. y *Plectodina?* sp., asignándola a la Biozona de

*Amorphognathus ordovicicus* y adscribiéndola tentativamente a la Provincia Británica del Dominio Noratlántico de conodontos. Este trabajo constituye, junto con el trabajo de Tourneur *et al.* (1993: 675), la única referencia de la presencia de conodontos del Ordovícico Superior en Bélgica. Sin embargo, como sólo un taxón es referido a nivel específico, no se ha incluido en el análisis estadístico, puesto que carecería de significación.



**Figura 7.21.-** Localidades con conodontos conocidas en Europa occidental y el norte de África.

Por otro lado hemos utilizado datos correspondientes a otras regiones, como Norteamérica y Australia (Elias *et al.*, 1988; Nowlan y McCracken, 1988; Nowlan *et al.*, 1997; Furey-Greig, 1999; Zhen *et al.*, 1999; McCracken, 2000; Sweet, 2000; Nowlan, 2002 y Zhen *et al.*, 2003). Por desgracia, no se cuenta con datos de Sudamérica y China puesto que no se conocen localidades con conodontos para el periodo considerado (Katiense=Kralodvoriense).

Los listados, construidos a nivel de género y especie utilizando la bibliografía referida (figs. 7.22 y 7.23), nos han servido de base para realizar los cálculos y obtener las matrices de correlación (figs. 7.24 y 7.25) y cladogramas (fig. 7.26).

Además, dichos listados nos han permitido llevar a cabo algunas observaciones previas al comparar el registro o las asociaciones de conodontos referidas para las localidades estudiadas. En primer lugar, es evidente que la diversidad taxonómica es mucho mayor en Norteamérica que en cualquiera de las localidades europeas analizadas, estando sus asociaciones constituidas por un elevado número de taxones que no aparecen registrados fuera del ámbito norteamericano.

En segundo lugar, se aprecia claramente la ubicua distribución de algunas formas como *Amorphognathus*, *Panderodus* y *Scabbardella*, que pueden ser consideradas cosmopolitas frente al reducido registro de *Belodella*, que sólo se ha identificado en materiales de Inglaterra y Gales, o *Nordiodus*, exclusiva de las asociaciones de Los Alpes y Sierra Morena.

A nivel específico también se observa la diferencia entre las asociaciones de Norteamérica y Australia y las europeas.

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
<i>Amorphognathus</i>	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Ansellia</i>	■	■																	
<i>Aphelognathus</i>	■	■			■												■	■	■
<i>Belodella</i>																	■	■	
<i>Belodina</i>																	■	■	■
<i>Besselodus</i>																		■	■
<i>Coelocerodontus</i>					■				■								■	■	■
<i>Cornuodus</i>											■	■			■			■	
<i>Culumbodina</i>											■	■						■	
<i>Dapsilodus</i>			■								■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Decoriconus</i>												■						■	
<i>Dichodella</i>		■	■								■	■			■		■	■	
<i>Distomodus</i>																		■	■
<i>Drepanodus</i>							■											■	■
<i>Drepanoistodus</i>	■	■	■								■	■		■	■	■	■	■	■
<i>Eocarniodus</i>	■	■						■	■	■	■						■	■	
<i>Hamarodus</i>	■	■				■	■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Icriodella</i>	■	■	■	■			■	■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Istorinus</i>	■	■	■						■	■	■	■		■		■		■	
<i>Juanognathus</i>																		■	■
<i>Noixodontus</i>																		■	■
<i>Nordiodus</i>		■										■							
<i>Oulodus</i>																		■	■
<i>Ozarkodina</i>																		■	■
<i>Paltodus</i>																■			
<i>Panderodus</i>	■	■	■	■	■		■	■	■	■	■	■		■	■	■	■	■	■
<i>Parabelodina</i>																		■	■
<i>Paroistodus</i>																		■	■
<i>Periodon</i>																		■	■
<i>Phragmodus</i>															■		■	■	■
<i>Plectodina</i>	■						■				■	■			■		■	■	■
<i>Plegagnathus</i>																		■	■
<i>Protopanderodus</i>			■					■				■	■		■		■	■	■
<i>Pseudobelodina</i>																		■	■
<i>Pseudooneotodus</i>	■	■									■	■			■		■	■	■
<i>Pygodus</i>																		■	■
<i>Rhipidognathus</i>																		■	■
<i>Rhodesognathus</i>	■	■	■				■			■				■	■	■	■	■	■
<i>Sagittodontina</i>	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Scabbardella</i>	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Scolopodus</i>																■			
<i>Spinodus</i>																		■	■
<i>Staufferella</i>							■									■		■	■
<i>Strachanognathus</i>												■			■		■	■	■
<i>Taoquopognathus</i>																		■	■
<i>Walliserodus</i>			■				■		■	■	■	■	■	■	■		■	■	■
<i>Webbygnathus</i>																		■	■
<i>Yaoxianognathus</i>																		■	■
<i>Zanklodus</i>																		■	■
<b>Total</b>	<b>6</b>	<b>15</b>	<b>15</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>4</b>	<b>10</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>10</b>	<b>16</b>	<b>19</b>	<b>6</b>	<b>11</b>	<b>21</b>	<b>6</b>	<b>21</b>	<b>35</b>	<b>20</b>

**Figura 7.22.-** Géneros de conodontos identificados en las localidades analizadas. La mayoría de las siglas están explicadas en la figura 7.21, K corresponde al registro norteamericano y L al australiano.

**Figura 7.23.-** Especies de conodontos identificadas en las localidades analizadas. La mayoría de las siglas están explicadas en la figura 7.21, K corresponde al registro norteamericano y L al australiano. ➡

ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS Y PALEOBIOGEOGRÁFICOS

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
<i>Amorphognathus lindstroemi</i>		■	■								■	■					■	■	
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	■	■	■	■	■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Amorphognathus superbus</i>		■	■												■	■	■		
<i>Amorphognathus ventilatus</i>															■				
<i>Ansella pseudorobusta</i>											■	■							
<i>Aphelognathus divergens</i>																		■	■
<i>Aphelognathus floweri</i>																		■	■
<i>Aphelognathus politus</i>																		■	■
<i>Aphelognathus rhodesi</i>																	■	■	
<i>Aphelognathus webby</i>																		■	■
<i>Belodina arca</i>																		■	■
<i>Belodina balyanhuaensis</i>																		■	■
<i>Belodina calciprominens</i>																		■	■
<i>Belodina confluens</i>																		■	■
<i>Belodina lillianae</i>																		■	■
<i>Belodina stoeni</i>																		■	■
<i>Besselodus borealis</i>																		■	■
<i>Coelocerosodontus digonius</i>										■									
<i>Coelocerosodontus trigonius</i>																	■	■	■
<i>Comuodus bergstroemi</i>											■	■			■				
<i>Comuodus longibasis</i>												■	■		■	■			
<i>Culumbodina occidentalis</i>																		■	■
<i>Culumbodina penna</i>																		■	■
<i>Dapsilodus mutatus</i>			■								■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Decoriconus costulatus</i>																		■	■
<i>Decoriconus minutus</i>												■	■						
<i>Dichodella exilis</i>		■									■	■					■	■	
<i>Drepanoistodus suberectus</i>												■	■		■	■	■	■	■
<i>Eocarniodus gracilis</i>	■	■						■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Hamarodus europaeus</i>	■	■				■	■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Icriodella prominens</i>		■									■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Icriodella superba</i>	■	■	■				■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Istorinus erectus</i>	■	■	■						■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Noixodontus girardeauensis</i>																		■	■
<i>Nordiodus italicus</i>		■										■	■						
<i>Oulodus rohneri</i>																		■	■
<i>Oulodus ulrichi</i>																		■	■
<i>Ozarkodina hassi</i>																		■	■
<i>Ozarkodina sesquipedalis</i>																		■	■
<i>Panderodus brevisculus</i>																		■	■
<i>Panderodus feulneri</i>																		■	■
<i>Panderodus gibber</i>																		■	■
<i>Panderodus gracilis</i>	■	■	■	■	■				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Panderodus liratus</i>																		■	■
<i>Panderodus nodus</i>																		■	■
<i>Panderodus panderi</i>		■								■							■	■	■
<i>Panderodus ramphoides</i>																		■	■
<i>Panderodus serratus</i>																		■	■
<i>Panderodus sulcatus</i>		■			■										■				
<i>Parabelodina denticulata</i>																		■	■
<i>Paroistodus originalis</i>																		■	■
<i>Periodon grandis</i>																		■	■
<i>Phragmodus undatus</i>																		■	■
<i>Plectodina aculeatoides</i>																		■	■
<i>Plectodina alpina</i>							■				■	■							
<i>Plectodina florida</i>																		■	■
<i>Plectodina tenuis</i>																	■	■	■
<i>Plegagnathus dartoni</i>																		■	■
<i>Plegagnathus nelsoni</i>																		■	■
<i>Protopanderodus insculptus</i>																		■	■
<i>Protopanderodus liripipus</i>												■	■		■	■	■	■	■
<i>Protopanderodus rectus</i>																		■	■
<i>Pseudobelodina adentata</i>																		■	■
<i>Pseudobelodina dispansa</i>																		■	■
<i>Pseudobelodina inclinata</i>																		■	■
<i>Pseudobelodina kirki</i>																		■	■
<i>Pseudobelodina quadrata</i>																		■	■
<i>Pseudobelodina vulgaris</i>																		■	■
<i>Pseudooneotodus beckmani</i>																		■	■
<i>Pseudooneotodus humilis</i>																	■	■	■
<i>Pseudooneotodus mitratus</i>												■	■		■	■	■	■	■
<i>Pygodus serra</i>																		■	■
<i>Rhodesognathus elegans</i>		■	■				■			■				■	■	■	■	■	■
<i>Sagittodontina robusta</i>	■	■	■	■	■	■			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Scabbardella altipes</i>		■	■	■	■	■			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<i>Scolopodus peselephantis</i>																■			
<i>Spinodus spinatus</i>																		■	■
<i>Staufferella brevispinata</i>																		■	■
<i>Staufferella divisa</i>																		■	■
<i>Strachanognathus parvus</i>													■		■	■	■	■	■
<i>Taoqupognathus blandus</i>																		■	■
<i>Taoqupognathus philipi</i>																		■	■
<i>Taoqupognathus tumidus</i>																		■	■
<i>Walliserodus amplissimus</i>			■				■					■	■		■	■	■	■	■
<i>Walliserodus curvus</i>																		■	■
<i>Webbygnathus munusculum</i>																		■	■
<i>Yaoxianognathus ani</i>																		■	■
<i>Yaoxianognathus wrighti</i>																		■	■
<i>Zanklodus levigatus</i>																		■	■
<b>Total</b>	<b>3</b>	<b>15</b>	<b>14</b>	<b>5</b>	<b>5</b>	<b>3</b>	<b>7</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>11</b>	<b>14</b>	<b>19</b>	<b>5</b>	<b>12</b>	<b>16</b>	<b>5</b>	<b>22</b>	<b>61</b>	<b>24</b>

GÉNEROS

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
A1		0,31	0,23	0,50	0,62	0,43	0,33	0,44	0,44	0,33	0,29	0,25	0,20	0,31	0,23	0,50	0,22	0,14	0,13
A2			0,66	0,40	0,37	0,27	0,31	0,37	0,37	0,56	0,63	0,54	0,16	0,53	0,38	0,31	0,44	0,19	0,21
A3				0,40	0,29	0,27	0,39	0,47	0,47	0,56	0,72	0,62	0,40	0,73	0,56	0,40	0,56	0,26	0,21
A4					0,62	0,43	0,33	0,62	0,62	0,60	0,37	0,31	0,20	0,54	0,23	0,71	0,17	0,11	0,08
A5						0,37	0,31	0,55	0,40	0,54	0,27	0,24	0,18	0,38	0,22	0,44	0,27	0,17	0,17
A6							0,27	0,37	0,37	0,40	0,25	0,21	0,43	0,36	0,19	0,43	0,14	0,05	0,04
A7								0,31	0,31	0,43	0,37	0,32	0,33	0,50	0,47	0,23	0,41	0,22	0,11
A8									0,55	0,54	0,35	0,30	0,30	0,38	0,27	0,44	0,27	0,14	0,12
B										0,54	0,44	0,30	0,30	0,50	0,21	0,62	0,22	0,11	0,12
C											0,44	0,32	0,23	0,61	0,29	0,45	0,35	0,12	0,11
D												0,75	0,29	0,58	0,54	0,37	0,48	0,28	0,20
E													0,31	0,50	0,60	0,31	0,48	0,32	0,26
F														0,41	0,28	0,33	0,28	0,14	0,13
G															0,45	0,54	0,39	0,18	0,15
H																0,23	0,61	0,41	0,24
I																	0,17	0,11	0,08
J																		0,44	0,37
K																			0,40
L																			

JACARD

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
A1		0,48	0,38	0,67	0,77	0,60	0,50	0,61	0,61	0,50	0,45	0,40	0,33	0,47	0,37	0,67	0,37	0,24	0,23
A2			0,80	0,57	0,54	0,42	0,48	0,54	0,54	0,72	0,77	0,70	0,28	0,69	0,55	0,48	0,61	0,32	0,34
A3				0,57	0,45	0,42	0,56	0,64	0,64	0,72	0,83	0,76	0,57	0,85	0,72	0,51	0,72	0,40	0,34
A4					0,77	0,60	0,50	0,77	0,77	0,75	0,54	0,48	0,33	0,70	0,37	0,83	0,29	0,19	0,15
A5						0,54	0,47	0,71	0,57	0,70	0,43	0,38	0,31	0,55	0,36	0,61	0,43	0,28	0,30
A6							0,43	0,54	0,54	0,57	0,40	0,35	0,60	0,53	0,32	0,60	0,24	0,10	0,08
A7								0,47	0,47	0,60	0,54	0,48	0,50	0,66	0,64	0,37	0,58	0,35	0,20
A8									0,71	0,70	0,52	0,46	0,46	0,55	0,43	0,61	0,43	0,24	0,22
B										0,70	0,61	0,46	0,46	0,66	0,36	0,77	0,36	0,19	0,22
C											0,61	0,48	0,37	0,76	0,45	0,62	0,51	0,22	0,20
D												0,66	0,45	0,74	0,70	0,54	0,65	0,43	0,33
E													0,48	0,66	0,75	0,48	0,65	0,48	0,41
F														0,59	0,44	0,50	0,44	0,24	0,23
G															0,62	0,70	0,56	0,30	0,25
H																0,37	0,79	0,57	0,39
I																	0,29	0,19	0,15
J																		0,61	0,53
K																			0,58
L																			

Figura 7.24. - Matrices de correlación obtenidas para los índices de Dice y de Jacard a nivel genérico.

ESPECIES																			
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
A1	0,33	0,35	0,75	0,75	0,33	0,20	0	0,50	0,42	0,35	0,18	0,25	0,40	0,21	0,50	0,16	0,06	0,07	
A2		0,76	0,50	0,50	0,33	0,45	0,23	0,50	0,77	0,70	0,47	0,30	0,59	0,38	0,40	0,59	0,18	0,10	
A3			0,53	0,42	0,35	0,57	0,25	0,53	0,72	0,71	0,54	0,42	0,69	0,53	0,52	0,67	0,21	0,10	
A4				0,60	0,25	0,33	0	0,60	0,62	0,53	0,25	0,20	0,47	0,19	0,60	0,22	0,06	0,07	
A5					0,50	0,33	0,28	0,60	0,50	0,42	0,25	0,40	0,47	0,38	0,60	0,22	0,09	0,07	
A6						0,40	0,40	0,50	0,43	0,35	0,18	0,50	0,40	0,31	0,50	0,16	0,06	0	
A7							0,22	0,33	0,55	0,48	0,38	0,50	0,42	0,35	0,33	0,41	0,15	0,06	
A8								0,57	0,31	0,25	0,09	0,28	0,14	0,11	0,28	0,16	0,03	0	
B									0,62	0,53	0,25	0,40	0,47	0,28	0,80	0,22	0,06	0	
C										0,64	0,33	0,37	0,61	0,29	0,50	0,48	0,17	0,11	
D											0,60	0,42	0,54	0,40	0,53	0,50	0,13	0,05	
E												0,42	0,52	0,63	0,33	0,63	0,27	0,27	
F													0,47	0,48	0,60	0,37	0,12	0,06	
G														0,57	0,59	0,47	0,16	0,11	
H															0,38	0,58	0,24	0,25	
I																0,22	0,06	0	
J																	0,36	0,35	
K																		0,33	
L																			

JACARD																			
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
A1		0,20	0,21	0,60	0,60	0,20	0,11	0	0,33	0,27	0,21	0,10	0,14	0,25	0,12	0,33	0,08	0,03	0,03
A2			0,61	0,33	0,33	0,20	0,29	0,13	0,33	0,62	0,53	0,31	0,18	0,42	0,24	0,25	0,42	0,10	0,05
A3				0,36	0,27	0,21	0,40	0,14	0,36	0,56	0,55	0,37	0,27	0,53	0,36	0,36	0,50	0,12	0,05
A4					0,43	0,14	0,20	0	0,43	0,45	0,36	0,14	0,11	0,31	0,43	0,43	0,12	0,03	0,03
A5						0,33	0,20	0,16	0,43	0,33	0,27	0,14	0,25	0,31	0,43	0,43	0,12	0,05	0,03
A6							0,25	0,12	0,33	0,27	0,21	0,10	0,33	0,25	0,33	0,33	0,09	0,03	0
A7								0,12	0,20	0,38	0,31	0,24	0,33	0,27	0,20	0,20	0,26	0,08	0,03
A8									0,40	0,18	0,14	0,05	0,17	0,07	0,06	0,17	0,09	0,02	0
B										0,45	0,35	0,14	0,25	0,31	0,16	0,67	0,12	0,03	0
C											0,47	0,20	0,23	0,44	0,17	0,33	0,32	0,09	0,06
D												0,43	0,27	0,37	0,25	0,36	0,33	0,07	0,03
E													0,26	0,35	0,46	0,20	0,46	0,16	0,16
F														0,31	0,31	0,43	0,22	0,06	0,03
G															0,40	0,41	0,31	0,09	0,06
H																0,23	0,41	0,13	0,14
I																	0,12	0,03	0
J																		0,22	0,21
K																			0,20
L																			

Figura 7.25.- Matrices de correlación obtenidas para los índices de Dice y de Jacard a nivel específico.

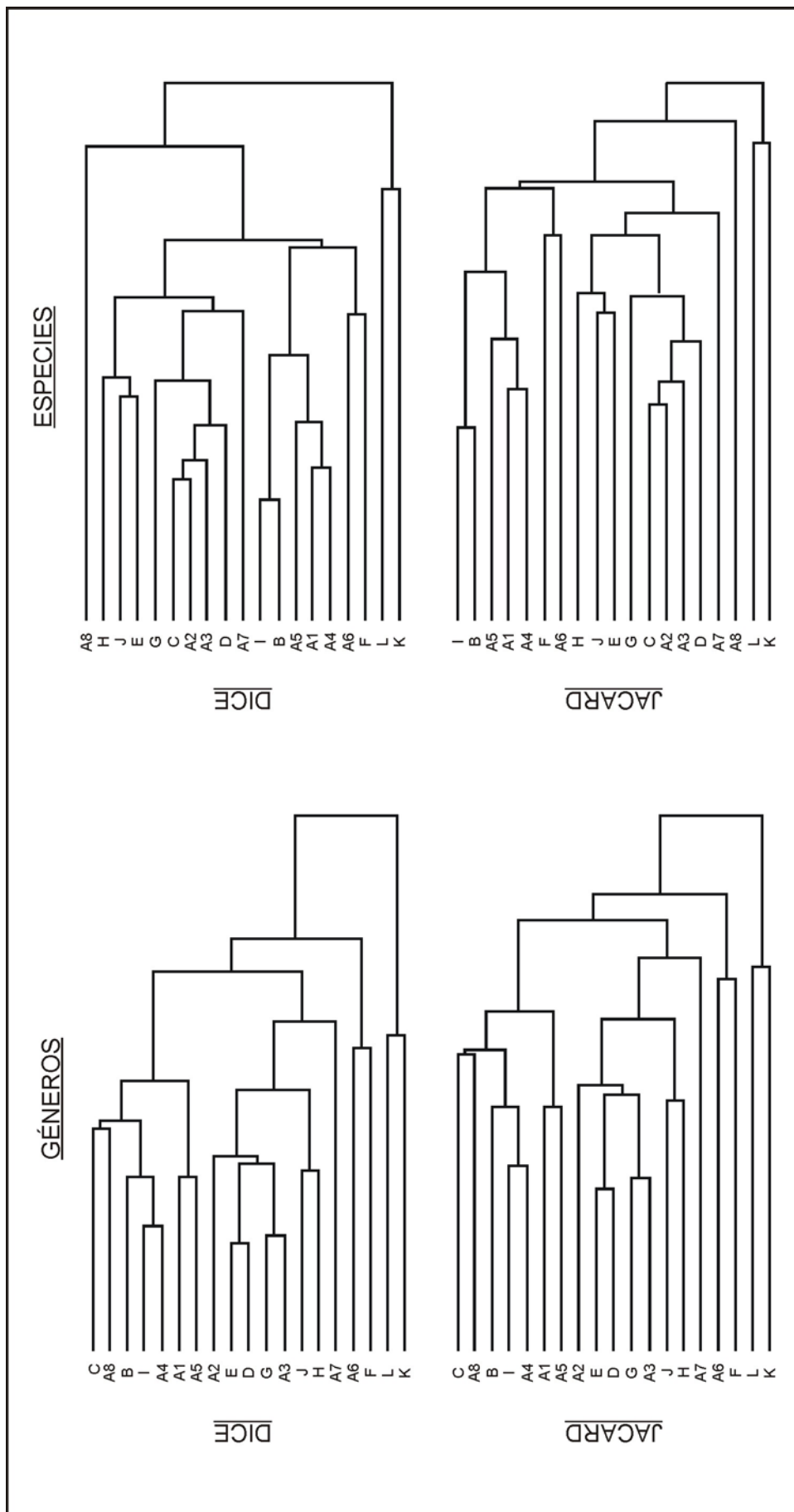


Figura 7.26.- Cladogramas obtenidos para los índices de Dice y de Jaccard.

Lo primero que llama la atención al analizar las matrices y los cladogramas obtenidos (figs. 7.24-7.26), independientemente del índice o nivel taxonómico aplicado, es la diferenciación de dos grandes bloques o regiones. El primero corresponde a las localidades europeas (A-J) y el segundo está formado por Norteamérica (K) y Australia (L). Según Zhen y Percival (2003) estos resultados definirían la existencia de dos divisiones de 1<sup>er</sup> y 2<sup>o</sup> orden y teniendo en cuenta los modelos paleogeográficos propuestos para el Ordovícico, y comentados con anterioridad, la configuración obtenida está determinada por factores climáticos o ambientales, el primer bloque representa condiciones templadas-frías y el segundo, cálidas.

Por otro lado dentro del bloque “europeo”, los resultados obtenidos varían según el nivel taxonómico considerado, pero no según el índice de similitud aplicado, de tal manera que los pares generados son idénticos utilizemos el índice de Dice o Jacard. Por ejemplo, a nivel genérico, utilizando ambos índices, la máxima semejanza de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (A3) se produce con Turingia (G), mientras que a nivel específico se produce en el par formado por Sierra Morena (A2) y Francia (C).

Dado que, según los cálculos realizados, Inglaterra y Gales (J), consideradas una Provincia independiente durante el Ordovícico terminal no reflejan, en ninguno de los casos, una neta separación frente a otras localidades europeas, hemos utilizado el mismo índice que empleó Bergström (1990) para definir las Provincias de conodontos del Ordovícico, el coeficiente de similitud de Clark y Hartleberg (1983) (fig. 7.27).

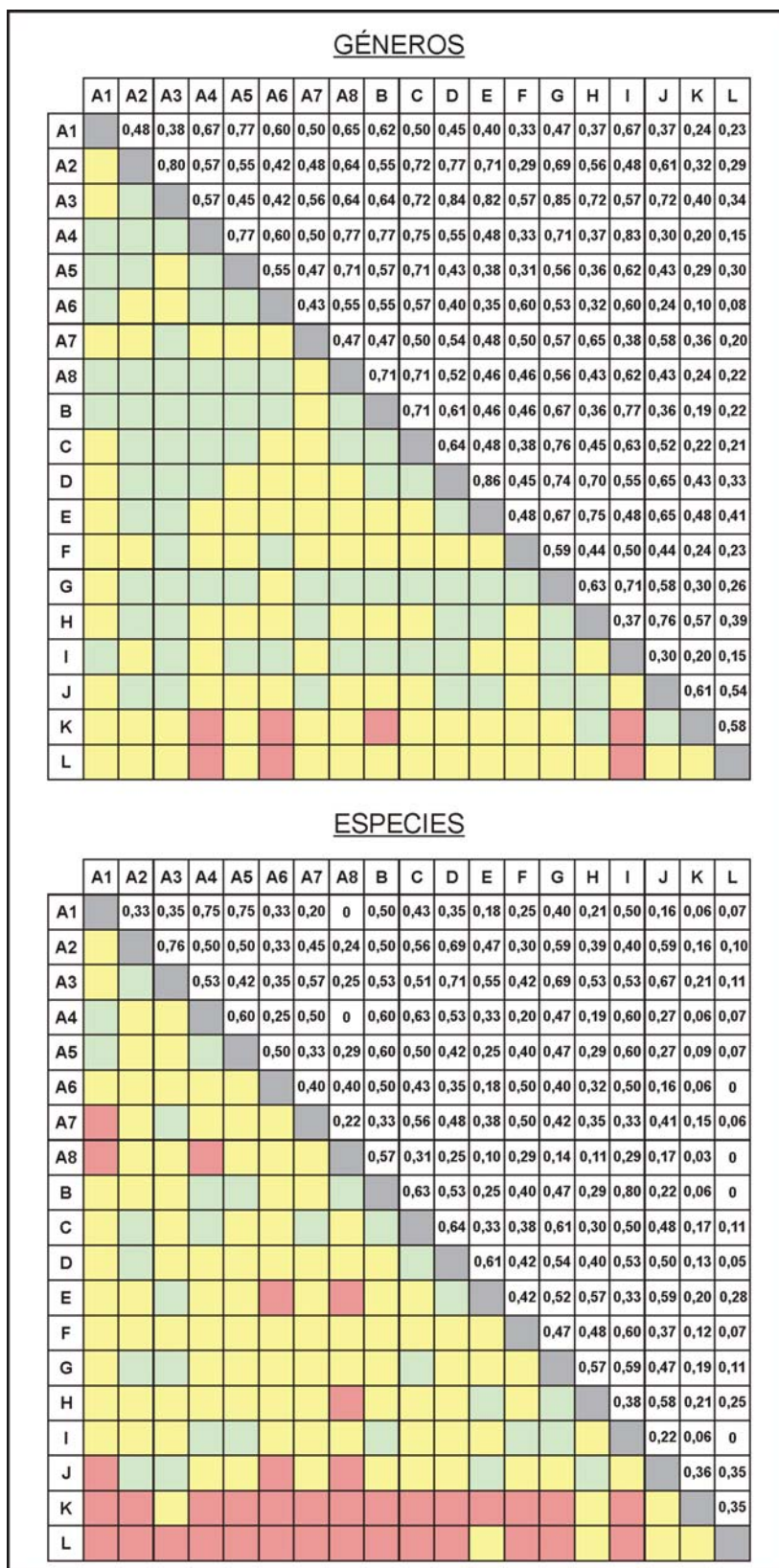
Observando los resultados obtenidos, incluso a partir de los listados taxonómicos presentados (figs. 7.22 y 7.23), se manifiesta una gran semejanza entre las asociaciones de conodontos de Inglaterra y Gales y las faunas descritas en otras localidades europeas, si bien la diversidad taxonómica es ligeramente superior en las primeras.

A nivel genérico, Inglaterra y Gales muestran valores de similitud altos (o lo que es lo mismo, bajo endemismo) con respecto a Sierra Morena, la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, los Pirineos, Cerdeña, los Alpes Cárnicos, Turingia y Polonia, mientras que con el resto de localidades comparadas los valores son moderados a altos (fig. 7.27).

A nivel específico (fig. 7.27), el grado de similitud entre estas regiones y el resto desciende ligeramente, obteniéndose incluso valores de semejanza bajos con el oeste de Sevilla, Orense y la Cordillera Costero Catalana, influenciados por la baja diversidad de las asociaciones descritas en estas últimas áreas.

Sin embargo, el listado de especies (fig. 7.23) manifiesta algunas particularidades que conviene resaltar: 1) el registro de *Amorphognathus ventilatus* está restringido a Turingia (Alemania); 2) *Nordiodus italicus* sólo se ha identificado en materiales de los Alpes y Sierra Morena (Zona Centroibérica); 3) *Coelocerodontus digonius* sólo aparece descrito en Francia y 4) las asociaciones de Inglaterra y Gales incluyen taxones endémicos, como *Aphelognathus rodhesi*, *Coelocerodontis trigonius* y *Pseudooneotodus humilis*, mientras que está ausente

un taxón ampliamente registrado en otras localidades europeas, *Sagittodontina robusta*.



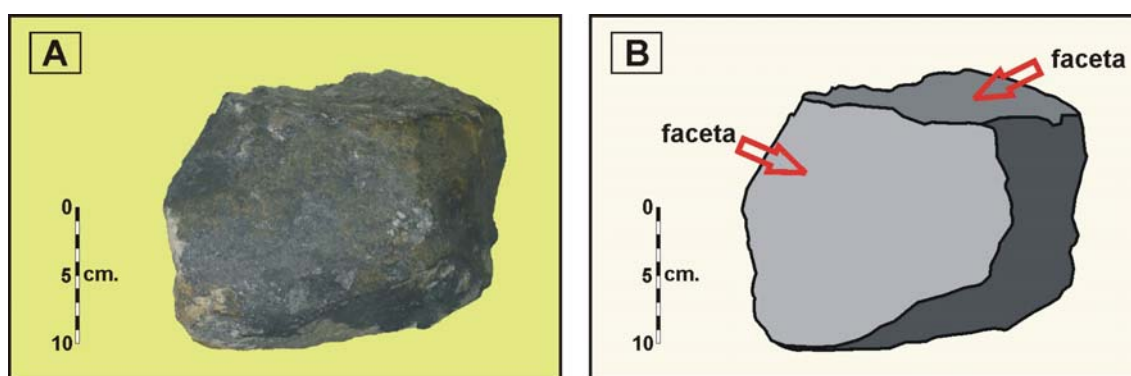
**Figura 7.27.-** Valores obtenidos aplicando el coeficiente de similitud e interpretación de los mismos. El rojo indica semejanza baja; el amarillo de moderada a alta y el verde, muy alta.

## 7.5.- INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS

Las calizas investigadas representan los únicos sedimentos de carácter carbonatado dentro de secuencias eminentemente clásticas y exhiben una asociación fósil (Lám. 39) caracterizada por la alta proporción de briozoos y equinodermos, similar a las asociaciones de aguas templadas actuales, conocida como “*bryomol*” (Lees y Buller, 1972; Lavoie y Asselin, 1998) aunque, en el caso de las faunas frías del Paleozoico al ser los equinodermos uno de los grupos más abundantes la asociación ha recibido el nombre de “*bryoderm*” (Beauchamp, 1993). La interpretación de estas asociaciones como correspondientes a aguas frías viene avalada por la ausencia de grupos característicos de aguas cálidas (algas verdes, corales y/o estromatopóridos) y de granos de naturaleza carbonatada no esqueléticos, como se desprende de los resultados presentados en el capítulo dedicado a la caracterización de las microfácies.

Por otro lado, hemos tenido la oportunidad de estudiar los depósitos de diamictitas de la Cordillera Ibérica y constatar las observaciones realizadas anteriormente por otros autores (Carls, 1975; Kolb, 1978; Hafenrichter, 1979, 1980; Fortuin, 1984; Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991; Sarmiento, 1993; entre otros).

Sobre las calizas ordovícicas, se depositaron disconformes pizarras y grauvacas (Formación Orea, Formación Chavera) que, en el área de la Cordillera Ibérica, incluyen cantos de caliza con un amplio rango de tamaños, desde decimétricos a milimétricos (correspondiendo el céntil a 20 cm). Estos cantos han sido considerados *dropstones* de origen glaciar (p. ej. Carls, 1975; Kolb, 1978; Hafenrichter, 1979; Fortuin, 1984; Vennin *et al.*, 1998) y la presencia de caras facetadas en algunos de estos cantos (fig. 7.28) confirman dicha interpretación, si bien la frecuente intercalación de capas deslizadas (*slumps* arenosos y grauváquicos) indica que todo el conjunto ha sido removilizado y posiblemente no queden vestigios de la laminación asociada a los *dropstones*.



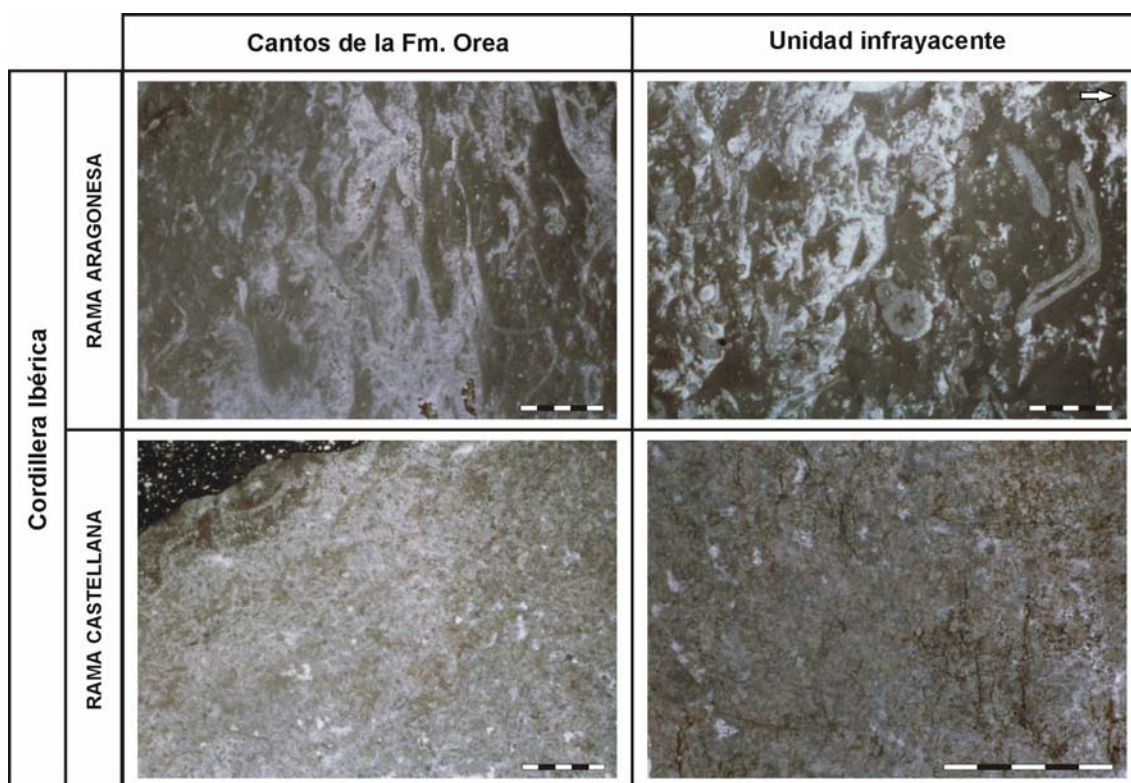
**Figura 7.28.-** Canto de caliza englobado en las pizarras de Orea de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Fotografía (A) y esquema (B).

En cuanto a su origen, Doré *et al.* (1985: 89), haciendo alusión a los cantos que aparecen en la “*Tillite de Feuguerolles*” (Francia) señalaron que corresponden a fragmentos de rocas que representan las facies del Paleozoico regional. Brenchley y Štorch (1989: 171, tabla 1) y Štorch (1990: 229) coinciden al señalar que los

cantos que aparecen en la Fm. Kosov (Macizo de Bohemia, República Checa) derivan de las rocas proterozoicas y ordovícicas cercanas.

Refiriéndonos a los depósitos ibéricos, para Hafenrichter (1979) y Vennin *et al.* (1998: 134) la litología y contenido fósil de los *dropstones* “aragoneses” prueba que derivan de la caliza del Ashgill. En contraposición, Fortuin (1984: 249) concluyó que en los afloramientos de la Sierra de Albarracín, la litología de los *dropstones* difiere de las dolomías y calizas dolomíticas que constituyen la Formación Ojos Negros.

El análisis microfacial comparativo de los materiales carbonatados que constituyen las formaciones Caliza de Cistoideos y Ojos Negros (en las ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica, respectivamente) y de los cantos de caliza incluidos en los depósitos de diamictitas (fig. 7.29), parecen indicar que, al menos, en estas dos zonas el área fuente de los cantos se encontraba próxima al lugar de depósito, dada la semejanza existente entre ellos.



**Figura 7.29.-** Comparación de la microfacies que exhiben los cantos calizos incluidos en las pizarras de la Formación Orea y de los materiales infrayacentes (Fm. Caliza de Cistoideos en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y Fm. Ojos Negros en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica). La escala gráfica corresponde a 5 mm.

En la sección B de Fombuena, además, hemos podido constatar que los cantos corresponden, tanto a caliza inalterada como dolomitizada (fig. 3.13.E1 y 3.13.E2), lo que implica que la dolomitización, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, tuvo lugar con carácter previo al depósito de las pizarras, lo que a su vez confirma que las calizas permanecieron parcialmente expuestas en condiciones subaéreas, como ya fuera señalado por Carls (1975).

La dolomitización que afecta a los materiales investigados en el sector oriental de Sierra Morena, por comparación, se atribuye a la misma causa: exposición subaérea.

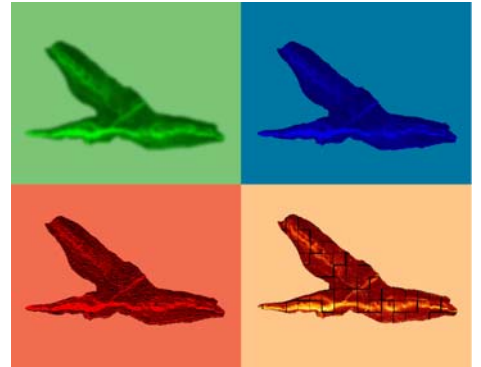
No es posible cuantificar la importancia del hiato que representa la discordancia que existe entre las calizas y las pizarras, sin embargo, hemos estimado el intervalo temporal que representan los depósitos de carbonato registrados en las secciones investigadas. Si bien, se trata de un ensayo no concluyente, puesto que los espesores están ligados a la subsidencia local y a la erosión hirnantiense pre y sin-glacial.

Lavoie y Asselin (1998) calcularon que la tasa de sedimentación actual en ambientes submareales de aguas templadas y frías varía entre 1 metro y 25 centímetros cada 1.000 años, respectivamente. Hemos utilizado ese último valor para calcular el tiempo mínimo (no podemos ponderar la pérdida de espesor debido a la compactación ni a la erosión) necesario para que se produzca la sedimentación de los espesores medidos (tabla 7.1).

Sección	Potencia	Periodo sedimentación
Luesma	2600 cm	104.000 años
Fombuena (A)	4700 cm	188.000 años
Fombuena (B)	4665 cm	186.600 años
Aragoncillo (A)	3250 cm	130.000 años
Aragoncillo (B)	1500 cm	60.000 años
Pardos	2500 cm	100.000 años
Checa (A)	1230 cm	49.200 años
Corral de Calatrava (A)	300 cm	12.000 años
Corral de Calatrava (B)	150 cm	6.000 años
Huertezuelas	200 cm	8.000 años
Villanueva de San Carlos	400 cm	16.000 años
Viso del Marqués (A)	3140 cm	125.600 años
Viso del Marqués (B)	1200 cm	48.000 años
Viso del Marqués (C)	1175 cm	47.000 años
Puebla del Príncipe	240 cm	9.600 años
Terrinches	600 cm	24.000 años
Aldeaquemada	4600 cm	184.000 años

**Tabla 7.1.-** Cálculo aproximado del tiempo de depósito que representan los materiales analizados, según la tasa de sedimentación propuesta por Lavoie y Asselin (1998) para ambientes de aguas frías actuales.

# CONCLUSIONES



## 8.- CONCLUSIONES

A continuación se analizan los resultados recogidos en los capítulos previos, considerándolos primeramente de manera individual para luego presentar un modelo sedimentario global que permita integrarlos en un contexto regional.

Estos resultados proceden del estudio lito y microfacial y del análisis micropaleontológico de los materiales carbonatados que constituyen diferentes unidades litoestratigráficas del Ordovícico Superior de la Península Ibérica: los miembros Ocino, Rebovilla, La Peña y Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica), la Fm. Ojos Negros (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica), los cantos calcáreos incluidos en las pizarras de la Fm. Orea (Cordillera Ibérica), los “Bancos Mixtos” y la “Caliza Urbana” (Sierra Morena)

### 8.1.- RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LAS LITOFACIES Y MICROFACIES

Se han diferenciado 11 microfacies carbonatadas: *wackestone* bioclástico, *wackestone/packstone* bioclástico, *packstone* bioclástico, *packstone/grainstone* bioclástico, *grainstone* bioclástico, *packstone* oolítico, *rudstone*, *boundstone*, *boundstone/cementstone*, *cementstone* y *sparstone*. Desde el punto de vista litoestratigráfico estos materiales definen la Formación Caliza de Cistoideos, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, la Formación Ojos Negros, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y la “Caliza Urbana”, en Sierra Morena.

También se han reconocido materiales correspondientes a facies de carácter mixto, como las calizas arenosas, descritas en Viso del Marqués y las areniscas calcáreas, que caracterizan los tramos superiores de los “Bancos Mixtos” (Sierra Morena) y el Mb. Piedra del Tormo (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica).

A partir de las observaciones realizadas sobre los materiales carbonatados deposicionales se han inferido diferentes características del ambiente en el que éstos se sedimentaron. Basándonos en la asociación paleontológica podemos afirmar que se trata de un ambiente marino de salinidad normal; la diversidad taxonómica (aparecen equinodermos y briozoos, como grupos predominantes, braquiópodos, trilobites y ostrácodos, de manera minoritaria y gasterópodos y cefalópodos, sólo ocasionalmente) indica que nos encontramos ante una asociación de tipo “*bryoderm*”, característica de un clima frío; la abundancia de fauna revela niveles de oxigenación, salinidad y nutrientes no extremos; respecto al tipo de sustrato, los organismos bentónicos sésiles (equinodermos, briozoos y braquiópodos) indican sustratos semiconsolidados.

La fábrica varía principalmente entre texturas *wackestone* y *packstone*; los bioclastos no muestran una orientación preferente, sino caótica; el grado de desarticulación es variable (si bien, al analizar este parámetro conviene recordar que en los equinodermos ésta se produce *post-mortem* sin necesidad de que actúen factores externos) y no hemos observado ninguna estructura sedimentaria asociada a la acción del oleaje. Así, los materiales investigados se depositaron en un ambiente sometido a variaciones del régimen energético, en el que se alternaban momentos de alta intensidad, que comenzaban y cesaban de manera repentina, y

periodos en los que dominaban condiciones tranquilas; por debajo del nivel de base del oleaje y por encima del nivel de base de las tormentas, responsables de la formación de estos depósitos.

El modelo sedimentario propuesto para el ámbito de la Cordillera Ibérica durante el Ordovícico Superior implica el desarrollo de una rampa homoclinal de baja pendiente. En cuanto a las condiciones que rigieron la sedimentación en el sector oriental de Sierra Morena, para el mismo intervalo, vendrían determinadas, también, por la existencia de una rampa homoclinal de bajo grado.

De este modo, apoyándonos en el estudio de diversas secciones, distribuidas a lo largo de una transversal imaginaria entre la Cordillera Ibérica y el sector oriental de Sierra Morena, el modelo sedimentario que proponemos contempla la existencia, durante el Ordovícico Superior, de una cuenca en cuyos márgenes septentrional y meridional sendas plataformas carbonatadas someras de tipo rampa homoclinal (fig. 8.1) reemplazaron a las plataformas terrígenas previas representadas por las formaciones Fombuena (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica), San Marcos (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica) y “Bancos Mixtos” (sector oriental de Sierra Morena).

- Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Los afloramientos investigados en esta área nos han permitido reconocer las tres facies descritas para la Formación Caliza de Cistoideos.

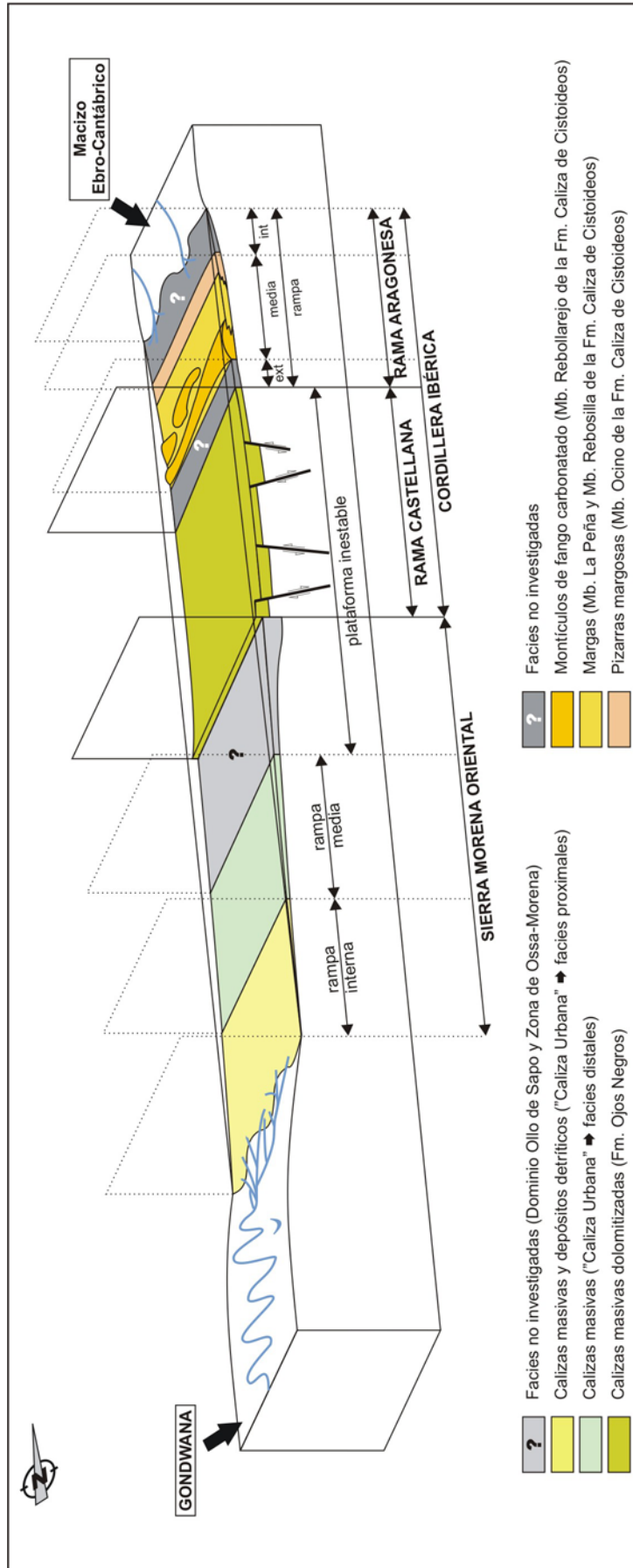
Los materiales que constituyen el Miembro Ocino se caracterizan por una mayor proporción de detríticos finos (cercana al 5%) lo que indica cierta influencia continental sobre estos depósitos, que se localizarían en las zonas distales de la rampa interna o en las zonas proximales de la rampa media.

El análisis de las microfacies registradas en los miembros La Peña y Rebosilla evidencia que el depósito de estos materiales también estuvo influenciado por la dinámica continental, pero la menor cantidad de detríticos observada sitúa estos sedimentos en zonas más distales, dentro de la plataforma media.

Por su parte el Mb. Rebollarejo representa el depósito de montículos de fango carbonatado en las zonas distales de la rampa media, por encima del nivel de base de las tormentas.

La disposición vertical y lateral de los materiales señala que, antes de la glaciación, se produjo una transgresión marina reflejada en el carácter retrogradante de las facies.

Dada la aparente geometría de la cuenca, con las facies proximales al norte y las facies distales localizadas hacia el sur, el aporte de detríticos procedería del norte donde numerosos autores han postulado la existencia de un área expuesta, el denominado Macizo Ebro-Cantábrico.



**Figura 8.1.** - Modelo sedimentario propuesto para el área investigada, considerando una transversal entre el Macizo Ebro-Cantábrico y el Norte de Gondwana.

La interpretación presentada en función de la caracterización de las microfacies contradice los resultados presentados por Hafenrichter (1979) y Hammann (1992) para la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, ya que según estos autores el depósito de las calizas se produciría en zonas elevadas, mientras que las margas se depositarían en zonas deprimidas. Sin embargo, la interpretación del Mb. Rebollarejo de la Fm. Caliza de Cistoideos como montículos de fango carbonatado, avala las conclusiones presentadas por Vennin *et al.* (1998).

- Rama Castellana de la Cordillera Ibérica: Los datos en este sector son escasos y las calizas están muy afectadas por la intensa tectónica regional sin y post-sedimentaria. Sin embargo, considerando las diferencias de espesor observadas en los depósitos analizados y la frecuencia de contactos tectónicos entre las unidades, que representan (como es el caso de la sección de Pardos) lagunas estratigráficas de amplio rango, estos depósitos debieron depositarse según una geometría de surcos y umbrales.

- Sector oriental de Sierra Morena: Las secciones estudiadas en esta región se caracterizan, como también ocurre en la Cordillera Ibérica, por el registro de potentes secuencias terrígenas que culminan con el depósito de materiales carbonatados. Sin embargo, una particularidad propia de esta área es que, antes de producirse el depósito de la “Caliza Urbana”, aparecen algunos niveles de naturaleza carbonatada intercalados con los tramos detríticos inferiores (lumaquelas terminales de los “Bancos Mixtos”).

En la mayoría de las secciones investigadas hemos comprobado que la unidad carbonatada (“Caliza Urbana”) comienza con depósitos de margas y, por encima de éstas, aparecen calizas s.s., representando todo el conjunto estudiado (tramos superiores de los “Bancos Mixtos” + “Caliza Urbana”) una secuencia ligeramente retrogradante dentro de una plataforma muy somera dominada por las tormentas.

Entre los afloramientos investigados en el sector oriental de Sierra Morena, Viso del Marqués correspondería a los términos más próximos al continente (en este caso el margen norafricano de Gondwana). Estos sedimentos se depositaron en zonas con una fuerte y episódica influencia continental, como demuestran los niveles arenosos con bases claramente erosivas que aparecen intercalados con la caliza y algunas estructuras que pueden ser interpretadas como estromatolitos.

Como queda reflejado en el capítulo dedicado a la estratigrafía, en la mayoría de los afloramientos investigados las unidades carbonatadas presentan evidencias de dolomitización. Así, en las secciones A y B de Fombuena la dolomitización se observa en los tramos superiores del Miembro Rebollarejo localizada de manera selectiva y asociada a exposición subaérea parcial durante la glaciación Himantiense. En el resto de secciones en las que se ha observado este fenómeno, el proceso afecta de forma homogénea a los tramos superiores (Luesma, sección A de Corral de Calatrava y sección A de Viso del Marqués) o a todo el paquete de calizas (Aragoncillo, Pardos, Checa, Villamanrique, Puebla del Príncipe, Terrinches

y Aldeaquemada). En todos los casos y sectores analizados la dolomitización se atribuye a la misma causa: exposición subaérea previa al depósito de las pizarras suprayacentes.

## **8.2.- RESULTADOS DEL ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO**

En base a los principios de la taxonomía multielemental, se han recuperado elementos conodontales correspondientes a 17 géneros de conodontos, incluidos en 9 familias y 5 órdenes.

Se han identificado 48 taxones, de ellos *Ansella*, *Besselodus* y *Protopanderodus* se citan por primera vez en la Península Ibérica. También es importante subrayar la descripción de formas pertenecientes al género *Baltoniodus* lo que supondría ampliar el rango estratigráfico de dicho taxón al Kralodvoriense, dado que su último registro se produce en la Biozona de *Amorphognathus tvaerensis* (Berouniense medio). Se propone informalmente una nueva especie del género *Panderodus* cuya definición formal se ha pospuesto hasta obtener un número estadísticamente representativo de elementos.

El número de elementos conodontales recuperados en las muestras procedentes de las distintas áreas analizadas varía enormemente, tanto si comparamos unas secciones con otras, como dentro de una misma sección. En general, los materiales que han proporcionado un mayor número de especímenes corresponden a tramos descritos como *wackestone* y *packstone* bioclástico, que proceden de los afloramientos analizados en Corral de Calatrava, Huertezuelas y Villanueva de San Carlos.

Las muestras poco productivas provienen de secciones con un mayor contenido de detríticos, como Luesma (en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) o Viso del Marqués (en Sierra Morena). También han resultado estériles buena parte de las muestras tratadas de la Formación Ojos Negros, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, debido al alto grado de diagénesis que han sufrido.

Desde el punto de vista tafonómico los elementos conodontales que forman parte de nuestras colecciones evidencian los efectos producidos por los siguientes procesos: biodegradación y desarticulación, necrocinesis, abrasión, corrosión, relleno sedimentario, recrecimiento mineral, mineralización, distorsiones mecánicas y carbonificación.

Las inferencias más importantes que podemos realizar a partir de los datos obtenidos del análisis tafonómico son las siguientes:

- En las diferentes muestras tratadas, consideradas de una en una, aparecen conodontos pertenecientes a las tres grandes categorías morfológicas (coniformes, ramiformes y pectiniformes); por lo que podríamos minimizar *a priori* los efectos del transporte sobre las biocenosis registradas. Sin embargo, como se analizó en el apartado correspondiente a la necrocinesis, hemos comprobado que no todos los morfotipos que integran los distintos aparatos reconocidos, aparecen igualmente representados y que, en los elementos

pareados de los aparatos conodontales de tipo IV, las formas izquierdas predominan sobre las derechas lo que se atribuye a su diferente comportamiento hidrodinámico.

Por lo tanto, el transporte ha modificado la composición de nuestras asociaciones pero, dado que el grado de selección es bajo y que no se han encontrado indicios de resedimentación, nuestras asociaciones deben ser consideradas tafocenosis resedimentadas, alóctonas, indígenas y démicas (*sensu* Fernández López, 2000).

- Los patrones de fracturación y los ejemplos de deformación plástica observados son congruentes con la dinámica de tectónica compresiva alpina que caracteriza la evolución geológica de las áreas investigadas.

- La evaluación del índice de color de los conodontos (CAI) utilizando las escalas cromáticas calibradas por Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987) ha puesto de manifiesto la presencia de elementos con distinto grado CAI en cada una de las muestras tratadas. El análisis de la paragénesis mineral acompañante, identificada como de tipo “Mississippi Valley”, y de las modificaciones texturales experimentadas por los conodontos, nos permiten atribuir las variaciones de color observadas en los elementos conodontales a fenómenos hidrotermales asociados a la formación de sulfuros y al proceso de dolomitización, especialmente patentes en algunos afloramientos de la Fm. Caliza de Caliza de Cistoideos y “Caliza Urbana”.

Pese a estas limitaciones hemos utilizado los valores CAI más bajos para estimar paleotemperaturas. Así, el grado CAI 2 obtenido en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica indica un intervalo térmico entre 60 y 100°C, mientras que el grado CAI 2,5, obtenido en Sierra Morena oriental, representa un rango de 100 a 140°C. Estos valores se alcanzarían a profundidades de entre 2,4-3,0 y 3,0-3,6 kilómetros, respectivamente.

Por otro lado, el diagrama de Arrhenius desarrollado por Rejebian *et al.* (1987) nos ha permitido valorar el efecto del tiempo en el proceso de carbonificación. Los elementos conodontales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica habrían alcanzado un valor CAI 2 sometidos a temperaturas entre <50 y 121°C, dependiendo del tiempo durante el que los conodontos hubieran estado sometidos a dichas temperaturas. En el sector oriental de Sierra Morena (con un CAI 2,5) este intervalo corresponde a 81-175°C.

La diversidad taxonómica que muestran las asociaciones de conodontos determinadas, a nivel genérico, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y en Sierra Morena oriental es moderada, al igual que la abundancia. Si consideramos que junto con los conodontos, hemos podido identificar otros grupos, como briozoos, crinoides (p. ej. *Cyclocharax*), cistoideos (p. ej. *Heliocrinites*), braquiópodos calcílicos y fosfáticos, trilobites, ostrácodos y gasterópodos, nos encontramos ante una comunidad típica de aguas templadas-frías. Para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica no se pueden realizar estimaciones dado el estado de conservación de los materiales.

---

A grandes rasgos los materiales investigados pueden asignarse a la parte alta del Sandbiense y al Katiense de la escala cronoestratigráfica global. La mayor parte de las especies identificadas presentan rangos verticales muy amplios, sin embargo, dependiendo de la distribución de algunos taxones identificados en las distintas unidades litoestratigráficas hemos podido afinar más la datación:

- En los niveles de “Bancos Mixtos” investigados en la sección B de Viso del Marqués se ha identificado *Amorphognathus superbus*, taxón nominal de la biozona que define la parte alta del Sandbiense de la escala cronoestratigráfica global (=Cheyenense-Streffordiense de la escala regional británico-avalónica; =Berouniense superior en la escala regional mediterránea). Esta edad se confirma regionalmente por la presencia de la especie de braquiópodo *Sbovodaina havliceki*.

- Los materiales que constituyen las formaciones Caliza de Cistoideos y “Caliza Urbana” pueden asignarse a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*, cuyo taxón nominal aparece bien representado. Esta zona se corresponde con el Katiense de la escala cronoestratigráfica global (=Ashgill en la escala regional británico-avalónica; =Berouniense superior-Kralodvoriense en la escala regional mediterránea). No obstante, el límite superior de la zona puede ser acotado, ya que la discontinuidad existente entre las calizas y las pizarras indica que los materiales carbonatados son siempre pre-Hirnantienses.

Además, si consideramos que *A. superbus* puede estar presente en el tercio inferior de la zona *A. ordovicicus* y que dicho taxón aparece registrado a techo de las secciones A de Fombuena, A y B de Corral de Calatrava, Puebla del Príncipe y Terrinches nos encontraríamos en la zona inferior de la biozona, aproximadamente en el intervalo temporal 6a (=Pusgilliense-Cautleyense de la escala regional británico-avalónica; =Bohdaleciense medio-Kralodvoriense de la escala regional mediterránea).

- La presencia de elementos conodontales pertenecientes a la especie *Amorphognathus ordovicicus* en los cantos calcáreos de la Formación Orea, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, nos proporciona evidencias paleontológicas que confirman los resultados obtenidos del estudio de las microfácies, es decir, que estos cantos proceden de la denudación de la unidad infrayacente (Formación Ojos Negros) ya que permite asignar a estos materiales una edad Katiense según la escala cronoestratigráfica global. También proporciona una firme evidencia de que el episodio erosivo relacionado con la glaciación Hirnantiense, que fue definido en función de las asociaciones de conodontos para la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, tuvo su equivalente en la Rama Castellana.

Asimismo no se han registrado elementos de *Amorphognathus superbus* en ninguno de los cantos procedentes de la Fm. Orea aflorante en ambas Ramas de la Cordillera Ibérica. Si tenemos en cuenta que el registro de esta especie se restringe a la zona de *A. superbus* y al tercio inferior de la zona de *A. ordovicicus* este hecho revelaría que los cantos proceden de tramos de caliza, destruidos por la erosión, más moderna que la unidad de caliza s.s.

infrayacente, pudiéndose asignar al intervalo temporal 6b (=Rawtheyense de la escala regional británico-avalónica; =Kralodvoriense de la escala regional mediterránea)

Desde el punto de vista paleoecológico *Scabbardella altipes*, uno de los taxones más abundantes en nuestras colecciones, sólo aparece en calizas bioclásticas, no habiéndose recuperado en ninguna muestra con detríticos (margas o calizas arenosas) ni en materiales de los “Bancos Mixtos”. Por otra parte, el género *Panderodus* es el único taxón que se registra en secuencias y materiales con un componente detrítico importante (miembros Rebosilla y La Peña de la Fm. Caliza de Cistoideos y sección A de Viso de Marqués). Se comprueba así que las condiciones que determinaban el tipo de sustrato ejercían una fuerte influencia sobre la distribución de los conodontos, puesto que sólo los elementos caracterizados por una mayor robustez (por ejemplo los de *Panderodus* frente a los de *Scabbardella*) aparecen representados en ambientes de mayor energía o turbulencia.

Además el gran tamaño y la robustez que exhiben algunos de los ejemplares obtenidos en los afloramientos de Sierra Morena, indicaría que nos encontramos en zonas con importantes fluctuaciones de temperatura, salinidad o turbulencia, proporcionándonos un nuevo argumento a favor de la reconstrucción sedimentaria propuesta.

Desde un punto de vista paleobiogeográfico, nuestras asociaciones han de adscribirse a la biofacies de *Sagittodontina robusta-Scabbardella altipes*, incluida en la Provincia Mediterránea del Dominio Noratlántico de conodontos, confirmando las conclusiones obtenidas por trabajos previos.

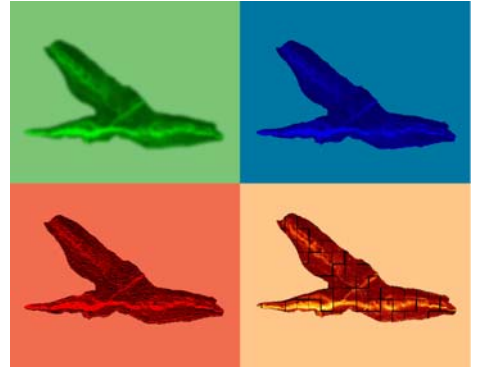
El tratamiento estadístico de nuestros datos ha revelado un mayor grado de semejanza entre la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y el sector oriental de Sierra Morena respecto a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Este hecho se interpreta como consecuencia del mayor registro de conodontos en las dos primeras regiones.

Además, dada la similitud de las asociaciones de conodontos obtenidas en los afloramientos investigados de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y del sector oriental de Sierra Morena (extremos geográficos del área de estudio) queda descartada la existencia de importantes barreras geográficas entre ambos sectores, que impidieran la homogeneización de las asociaciones de conodontos. Esto significaría que, al menos durante el Kralodvoriense, si existía una barrera geográfica entre ambas zonas, ésta permanecía sumergida.

A nivel global, el grado de similitud que hemos calculado entre las Islas Británicas y las localidades adscritas tradicionalmente a la Provincia Mediterránea de conodontos (como la Península Ibérica) es muy alto, lo que indica que las barreras, ya fueran éstas climáticas o físicas, que separaban ambas regiones durante el Ordovícico Superior desaparecieron o al menos eran menos restrictivas, permitiendo el intercambio de faunas entre estas dos provincias.

En función de los resultados obtenidos a partir del análisis estadístico y aplicando el modelo paleobiogeográfico propuesto por Zhen y Percival (2003), tanto la Provincia Británica como la Provincia Mediterránea de conodontos deberían incluirse dentro del Dominio Frío de la Región de aguas someras. La relativa incongruencia que supone el depósito de calizas en aguas frías queda explicada atendiendo a la existencia de un periodo de calentamiento global durante este periodo, conocido como “evento Boda”.

# BIBLIOGRAFÍA



**A**

- Agematsu, S., Sashida, K., Salyapongse, S. y Sardsud, A. 2007. Ordovician conodonts from the Satun area, southern peninsular Thailand. *Journal of Paleontology*, **81** (1): 19-37.
- Albanesi, G.L. y Bergström, S.M. 2004. Conodonts: Lower to Middle Ordovician record. En: B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser e I.G. Percival (eds.): *The great Ordovician biodiversification event*: 312-326. Columbia University Press, New York.
- Albanesi, G.L., Hünicken, M.A. y Barnes, C.R. 1998. Bioestratigrafía, biofacies y taxonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, **12**: 1-247.
- Albanesi, G.L., Minjin, C. y Unsarya, J. 2003. Stratigraphically significant early Late Ordovician conodonts from the Tsagaan Del Formation, Bayankhongor area, Central Mongolia. En: G.L. Albanesi, M.S. Beresi y S.H. Peralta (eds.): *Ordovician from the Andes, proceedings of the 9<sup>th</sup> International Symposium on the Ordovician System. Serie Correlación Geológica* **17**: 41-46. INSUGEO, Tucumán.
- Aldridge, R.J. 1982. A fused cluster of coniform conodont elements from the Late Ordovician of Washington Land, western North Greenland. *Palaeontology*, **25** (2): 425-430.
- Aldridge, R.J. y Purnell, M.A. 1996. The conodont controversies. *Trends in Ecology and Evolution*, **11**: 463-468.
- Aldridge, R.J. y Smith, M.P. 1993. Conodonts. En: M.J. Benton (ed.): *The Fossil Record*: 563-572. Chapman and Hall, London.
- Aldridge, R.J., Briggs, D.E.G., Clarkson, E.N.K. y Smith, M.P. 1986. The affinities of conodonts - new evidence from the Carboniferous of Edinburgh, Scotland. *Lethaia*, **19**: 279-291.
- Aldridge, R.J., Briggs, D.E.G., Smith, M.P., Clarkson, E.N.K. y Clark, N.D.L. 1993. The anatomy of conodonts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, **340**: 405-421.
- Al-Rawi, D. 1977. Biostratigraphische Gliederung der Tentaculiten-Schichten des Frankenwaldes mit Conodonten und Tentaculiten. *Senckenbergiana lethaea*, **58**: 25-80.
- Álvaro, J.J., Vennin, E. y Villas, E. 2004. La influencia glaciomarina en la sedimentación hirnantiense (Ordovícico terminal) de las Cadenas Ibéricas y Hespéricas (NE de España). *Geo-Temas*, **6** (2): 17-18.
- Álvaro, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J. y Vizcaïno, D. (en prensa). Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: Controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Álvaro, M. 1987. La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta*, **3**: 34-37.
-

- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Centroibérica. *Acta Geológica Hispánica*, **14**: 172-177.
- An, T-X. 1981. Recent progress in Cambrian and Ordovician conodont biostratigraphy of China. *Geological Society of America, Special Paper* **187**: 209-225.
- An, T-X. 1987. *The Lower Paleozoic conodonts of South China*. Pekin University, Publication House, Beijing. 238 pp.
- Andres, U. 1985. Magnetohydrodynamic and magnetohydrostatic separation - a new prospect for mineral separation in the magnetic field. *Minerals Science and Engineering*, **7**: 99-109.
- Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J. C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 397-422. Universidad de Extremadura.
- Armstrong, H. A. 1990. Conodonts from the Upper Ordovician-Lower Silurian carbonate platform of North Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin* **159**: 1-151.
- Armstrong, H.A. y Owen, A.W. 2002a. Euconodont diversity changes in a cooling and closing Iapetus Ocean. En: J.A. Crame y A.W. Owen (eds.): *Palaeobiogeography and biodiversity change - the Ordovician and Mesozoic-Cenozoic radiations*. Geological Society, London, Special Publications, **194**: 85-98.
- Armstrong, H.A. y Owen, A.W. 2002b. Euconodont paleobiogeography and the closure of the Iapetus Ocean. *Geology*, **30** (12): 1091-1094.
- Armstrong, H.A. y Strents, M.R. 1987. Contact metamorphism of conodonts as a test of colour alteration index temperatures. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 203-208. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Armstrong, H.A., Johnson, E.W. y Scott, R.W. 1996. Conodont biostratigraphy of the attenuated Dent Group (Upper Ordovician) at Hartley Ground, Broughton in Furness, Cumbria, UK. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **51** (1): 9-21.
- Armstrong, W.G. y Tarlo, L.B.H. 1966. Amino-acid components in fossil calcified tissues. *Nature*, **210**: 481-482.
- Azor, A. 2004. El Macizo Ibérico durante el Paleozoico Inferior. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 223. SGE-IGME, Madrid.

## B

- Bachtadse, V. y Briden, J.C. 1990. Palaeomagnetic constraint in the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese. (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 43-48.
- Baesemann, J. y Purnell, M. 2000. *Ubinates*, a new name for the genus *Aethotaxis* Baesemann, 1973 (Vertebrata, Conodonta) preoccupied by *Aethotaxis* Dewitt, 1962 (Vertebrata, Osteichthyes). *Journal of Paleontology*, **74** (3): 544.

- Bagnoli, G. y Stouge, S. 1991. Paleogeographic distribution of Arenigian (Lower Ordovician) conodonts. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, **63**: 171-183.
- Bagnoli, G. y Stouge, S. 1997. Lower Ordovician (Billingenian-Kunda) conodont zonation and provinces based on sections from Horns Udde, north Öland, Sweden. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **35**: 109-163.
- Bagnoli, G., Ferretti, A., Serpagli, E. y Vai, G.B. 1998. Late Ordovician conodonts from Valbertad Section (Carnic Alps). *Giornale di Geologia*, **60** (Special Issue, ECOS VII-Sardinia Guide-book): 138-149.
- Barnes, C.R. 1977. Ordovician conodonts from the Ship Point and Bad Cache Rapids formations, Melville Peninsula, southeastern District of Franklin. *Geological Survey of Canada, Bulletin* **269**: 99-119.
- Barnes, C.R. y Bergström, S.M. 1988. Conodont biostratigraphy of the Uppermost Ordovician and Lowermost Silurian. *Bulletin of the British Museum of Natural History*, **43**: 325-343.
- Barnes, C.R. y Fåhræus, L.E. 1975. Provinces, communities, and the proposed nektobenthic habit of Ordovician conodontophorids. *Lethaia*, **8**: 133-149.
- Barnes, C.R., Ferretti, A. y Serpagli, E. 1998. Upper Ordovician conodont faunas from South Wales. *7th European Conodont Symposium (Bologna-Módena), Abstracts*: 9-10.
- Barnes, C.R., Kennedy, D.J., McCracken, A.D., Nowlan, G.S. y Tarrant, G.A. 1979. The structure and evolution of Ordovician conodont apparatuses. *Lethaia*, **12**: 125-151.
- Barnes, C.R., Rexroad, C.B. y Miller, J. 1973. Lower Paleozoic conodont provincialism. *Geological Society of America, Special Paper* **141**: 157-190.
- Barnes, C.R., Sass, D.B. y Monroe, E.A. 1970. Preliminary studies of the ultrastructure of selected Ordovician conodonts. *Royal Ontario Museum, Life Sciences Contribution* **76**: 1-24.
- Barnes, C.R., Zhang Youqiu, Jeppsson, L., Fredholm, D., Varker, W.J., Swift, A., Merrill, G.K. y Dorning, K.J. 1987. Recent developments in rock disintegration techniques for the extraction of conodonts. *En*: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 35-53. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Barrick, J.E. 1977. Multielemental simple-cone conodonts from the Clarita Formation (Silurian), Arbuckle Mountains, Oklahoma. *Geologica et Palaeontologica*, **11**: 47-68.
- Barrick, J.E. 1986. Conodont faunas of the Keel and Cason Formations. *En*: T.W.A. Amsden y J.E. Barrick (eds.): *Late Ordovician-Early Silurian strata in the central United States and the Hirnantian stage*. Oklahoma Geological Survey, Bulletin **139**: 57-89.
- Bassler, R.S. 1925. Classification and stratigraphic use of the conodonts. *Geological Society of America, Bulletin* **36**: 218-220.
- Bateson, W. 1886. The ancestry of the Chordata. *Quarterly Journal of Microscopy Science*, **26**: 535-571.
-

- 
- Bathurst, R.G.C. 1980. Stromatactis-origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mounds. *Geology*, **8** (3): 131-134.
- Bauer, J.A. 1987. Conodonts and conodont biostratigraphy of the McLish and Tulip Creek Formations (Middle Ordovician), south central Oklahoma. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin* **15**: 11-58.
- Bauer, J.A. 1990. Stratigraphy and conodont biostratigraphy of the upper Simpson Group, Arbuckle Mountains, Oklahoma. En: S. M. Ritter (ed.): *Early to Middle Paleozoic Conodont Biostratigraphy of the Arbuckle Mountains, Southern Oklahoma*. Oklahoma Geological Survey, Guidebook, **27**: 39-49.
- Bauer, J.A. 1994. Conodonts from the Bromide Formation (Middle Ordovician), south-central Oklahoma. *Journal of Paleontology*, **68** (2): 358-376.
- Beauchamp, B. 1993. Tropical vs temperate Permian carbonates in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic. En: R. Karkoven, J.D. Haan, K. Jang, D. Robinson, G. Smith, T. Webb y J. Wittenburg (eds.): *Carboniferous to Jurassic Pangea. Core Workshop, Guidebook*: 109-130. Canadian Society of the Petroleum Geologists, Alberta (Canada).
- Beckmann, H. 1952. Zur Anwendung von Essigsäure in der Mikropläontologie. *Paläontologische Zeitschrift*, **26**: 1-138.
- Belka, Z., Miaskiewicz, K. y Zydorowicz, T. 1987. The electron spin resonance technique in conodont studies. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 230-240. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Belka, Z., Skompski, S. y Waksmundzki, B. 1989. A new interfacial method for conodont separation. *Journal of Paleontology*, **63** (2): 253-255.
- Bengtson, P. 1988. Open nomenclature. *Palaeontology*, **31** (1): 223-227.
- Bengtson, S. 1976. The structure of some Middle Cambrian conodonts, and the early evolution of conodonts structure and function. *Lethaia*, **9**: 185-206.
- Bengtson, S. 1983. The early history of the Conodonta. *Fossils and Strata*, **15**: 5-19.
- Benton, M.J. 1987. Conodonts classified at last. *Nature*, **325**: 482-483.
- Bergström, S.M. 1962. Conodonts from the Ludibundus Limestone (Middle Ordovician) of the Tvären area (SE Sweden). *Arkiv för Mineralogi och Geology*, **3** (1): 1-61.
- Bergström, S.M. 1964. Remarks of some Ordovician conodonts faunas from Wales. *Acta Universitatis Lundensis, section 2: Medica, Mathematica, Scientiae Rerum Naturalium*, **3**: 1-67.
- Bergström, S.M. 1971. Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and eastern North America. *Geological Society of America, Memoir*, **127**: 83-157.
- Bergström, S.M. 1973. Ordovician conodonts. En: A. Hallan (ed.): *Atlas of Palaeogeography*: 47-58. Elsevier Scientific Publisher Company, Amsterdam, London, New York.
-

- Bergström, S.M. 1978. Middle and Upper Ordovician conodont and graptolite stratigraphy of the Marathon, Texas graptolite zone reference standard. *Palaeontology*, **21**: 723-758.
- Bergström, S.M. 1983. Biogeography, evolutionary relationships, and biostratigraphic significance of Ordovician platform conodonts. *Fossils and Strata*, **15**: 35-58.
- Bergström, S.M. 1990. Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during early Palaeozoic. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 105-121.
- Bergström, S.M. y Massa, D. 1992. Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Lybia. En: M.J. Salem, O.S. Hammuda y B.A. Eliagoubi (eds.): *The Geology of Lybia*: 1323-1342. Elsevier, Amsterdam.
- Bergström, S.M. y Mitchell, C.E. 1992. The Ordovician Utica Shale in the Eastern Midcontinent Region: age, lithofacies, and regional relationships. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin* **145**: 67-89.
- Bergström, S.M. y Orchard, M.J. 1985. Conodonts of the Cambrian and Ordovician Systems from the British Isles. En: A.C. Higgins y R.L. Austin (eds.): *A stratigraphical index of conodonts*: 32-67. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Bergström, S.M. y Sweet, W.C. 1966. Conodonts from the Lexington Limestone (Middle Ordovician) of Kentucky and its lateral equivalents in Ohio and Indiana. *Bulletin of American Paleontology*, **50**: 271-441.
- Bernet-Rollande, M.C., Maurin, A.F. y Monty, C.L.V. 1981. De la bactérie au réservoir carbonaté. *Pétroles et Techniques*, **283**: 96-98.
- Bischoff, G. y Sannemann, D. 1958. Unterdevnische Conodonten aus dem Frankenwaldn. *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch zu Wiesbaden*, **86**: 87-110.
- Bischoff, G. y Ziegler, W. 1957. Die conodonten-chronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch zu Wiesbaden*, **22**: 1-136.
- Bischoff, G.C.O. 1998. New species of *Panderodus* (Conodontata) from late Llandoveryan and early Wenlockian strata of midwestern New South Wales. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **210** (2): 267-288.
- Bitter, P.H. von. 1972. Environmental control of conodont distribution in the Shawnee Group (Upper Pennsylvanian) of eastern Kansas. *University of Kansas, Paleontological Contributions* **59**: 1-105.
- Bitter, P.H. von. 1976. The apparatus of *Gondolella sublanceolata* Gunnell (Conodontophorida, Upper Pennsylvanian) and its relationship to *Illinella typica* Rhodes. *Life Sciences Contribution, Royal Ontario Museum* **109**: 271-441.
- Blendinger, W. 1994. The carbonate factory of the Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy - a quantitative analysis. *Sedimentology*, **41**: 1147-1159.
- Blendinger, W., Bowlin, B., Zijp, F.R., Darke, G. y Ekroll, M. 1997. Carbonate buildups flank deposits: an example from the Permian (Barents Sea, northern Norway) challenges classical facies models. *Sedimentary Geology*, **112**: 89-103.
-

- 
- Boogard, M. van der y Kuhry, M.J.M. 1979. Statistical reconstruction of the *Palmatolepis* apparatus (Late Devonian conodontophorids) at the generic, subgeneric, and specific level. *Scripta Geologica*, **49**: 1-57.
- Bosence, D.W.J. y Bridges, P.H. 1995. A review of the origin and evolution of carbonate mud-mounds. En: C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt (eds.): *Carbonate mud-mounds: Their origin and evolution*. Special publication of The International Association of Sedimentologists, **23**: 3-9.
- Bosence, D.W.J., Rowlands, R.J. y Quine, M.L. 1985. Sedimentology and budget of a recent carbonate mound, Florida Keys. *Sedimentology*, **32**: 317-343.
- Boucot, A.J., Rong Jia-Yu, Chen Xu y Scotese, C.R. 2003. Pre-Hirnantian Ashgill climatically warm event in the Mediterranean region. *Lethaia*, **36** (2): 119-132.
- Bourque, P.A. y Boulvain, F. 1993. A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 607-619.
- Bourque, P.A. y Gignac, H. 1983. Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 521-532.
- Branson, E.B. 1938. Stratigraphy and paleontology of the Lower Mississippian of Missouri. Part I. *University of Missouri Studies*, **13** (3): 1-208.
- Branson, E.B. y Branson, C.C. 1947. Lower Silurian conodonts from Kentucky. *Journal of Paleontology*, **21**: 549-556.
- Branson, E.B. y Mehl, M.G. 1933. Conodonts studies n° 2: Conodonts from the Joachim (Middle Ordovician) of Missouri; Conodonts from the Plattin (Middle Ordovician) of Missouri; Conodonts from the Maquoketa-Thebes (Upper Ordovician) of Missouri; A study of Hinde's types of conodonts preserved in the British Museum. *University of Missouri, Studies*, **8** (2): 77-167.
- Branson, E.B. y Mehl, M.G. 1936. Geological affinities and taxonomy of conodonts. *Pan-American Geologist*, **65** (3): 233.
- Branson, E.B. y Mehl, M.G. 1944. Conodonts. En: H. W. Shimer y R. R. Shrock (eds.): *Index fossils of North America: 235-246*. John Wiley & Sons, New York.
- Brenchley, P.J. y Štorch, P. 1989. Environmental changes in the Hirnantian (Upper Ordovician) of the Prague Basin, Czechoslovakia. *Geological Journal*, **24** (3): 165-181.
- Brenchley, P.J., Marshall, J.D., Harper, D.A.T., Szaniawsky, H., Buttler, C.J. y Underwood, C.J. 2006. A Late Ordovician (Hirnantian) karstic surface in a submarine channel, recording glacio-eustatic sea-level changes: Meifod, central Wales. *Geological Journal*, **41** (1-2): 1-22.
- Brenchley, P.J., Romano, M. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1986. Proximal and distal hummocky cross stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En: R.J. Knight y J.R. McLean (eds.): *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem. **2**: 241-255.
- Brenchley, P.J., Romano, M., Young, T.P. y Štorch, P. 1991. Hirnantian glaciomarine diamictites - evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician
-

- faunas. En: C.R. Barnes y S.H. Williams (eds.): *Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada, Paper **90** (9): 325-336.
- Briggs, D.E.G. 1992. Conodonts: A major extinct group added to the Vertebrates. *Science*, **256**: 1285-1286.
- Briggs, D.E.G., Clarkson, E.N.K. y Aldridge, R.J. 1983. The conodont animal. *Lethaia*, **16**: 1-14.
- Broadhead, T.W. y Driese, S.G. 1994. Experimental and natural abrasion of conodonts in marine and eolian environments. *Palaios*, **9**: 546-560.
- Broadhead, T.W., Driese, S.G. y Harvey, J.L. 1990. Gravitational settling of conodont elements: implications for paleoecologic interpretations of conodont assemblages. *Geology*, **18**: 850-853.
- Brown, J.H. y Lomolino, M.V. 1999. *Biogeography*. Sinauer Associates, Massachusetts. 691 pp.
- Budd, D.A. y Perkins, R.D. 1980. Bathymetric zonation and palaeoecological significance of microborings in Puerto Rican Shelf and slope sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**: 881-903.
- Bultynck, P. y Sarmiento, G.N. 2003. Reworked Ordovician and autochthonous Siluro-Devonian conodonts from Khemis-n'Ga (Moroccan Meseta) - Depositional, environmental, and palaeogeographic implications. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **242**: 257-283.
- Burnett, R.D. y Hall, J.C. 1992. Significance of ultrastructural features in etched conodonts. *Journal of Paleontology*, **66** (2): 266-276.
- Burnett, R.D. y Smith, M.P. 1987. Some aspects of the application of scanning electron microscopy in conodont studies. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 146-152. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Butenweg, P. 1968. Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra morena, nord-östlich von La Carolina (Provinz Jaen, Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **6**: 1-126.
- Buttler, c.J., Cherns, L. y Massa, D. 2007. Bryozoan mud-mounds from the Upper Ordovician Jifarah (Djeffara) Formation of Tripolitania, north-west Libya. *Palaeontology*, **50** (2): 479-494.

## C

- Carls, P. 1975. The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **150** (2): 127-146.
- Carls, P. 1983. La Zona Asturoccidental Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: J.A. Comba (ed.): *Contribuciones sobre temas generales*. Libro Jubilar J. M. Ríos, **3**: 11-32. IGME, Madrid.

- 
- Carls, P. y Slavík, L. 2005. Upgrading of magnetic susceptibility of conodont sample residues before magnetic separation. *Lethaia*, **38** (2): 171-172.
- Chamberlain, C.K. y Clark, D.L. 1973. Trace fossils and conodonts as evidence for deep-water deposits in the Oquirrh Basin of Central Utah. *Journal of Paleontology*, **47**: 663-682.
- Charpentier, R.R. 1984. Conodonts through time and space: Studies in conodont provincialism. *Geological Society of America, Special Paper* **196**: 11-32.
- Chauvel, J. y Le Menn, J. 1979. Sur quelques Echinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ashgill d'Aragon (Espagne). *Geobios*, **12**: 549-587.
- Chauvel, J. y Meléndez, B. 1986. Note complémentaire sur les échinodermes ordoviciens de Sierra Morena. *Estudios geológicos*, **42**: 451-459.
- Chauvel, J., Meléndez, B. y Le Menn, J. 1975. Les échinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ordovicien supérieur de Luesma (Sud de l'Aragon, Espagne). *Estudios Geológicos*, **31**: 351-364.
- Cheetham, A.H. y Hazel, J.E. 1969. Binary (presence-absence) similitary coefficients. *Journal of Paleontology*, **43** (5): 1130-1136.
- Chen M-J. y Zhang J-H. 1984. Middle Ordovician conodonts from Tangshan, Nanjing. *Acta Micropaleontologica Sinica*, **1** (2): 120-140.
- Clark, D.L. 1972. Conodont paleoecology. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, **4**: 312.
- Clark, D.L. 1981. Classification. En: R.A. Robison (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology - Part W - Miscellanea - Supplement 2 - Conodonta*: W102-W180. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA.
- Clark, D.L. 1987. Phylum Conodonta. En: R.S. Boardman, A.H. Cheetham y A.J. Rowell (eds.): *Fossil Invertebrates*: 636-662. Blackwell Science, USA.
- Clark, D.L. y Hatleberg, E.W. 1983. Paleoenvironmental factors and the distribution of conodonts in the Lower Triassic of Svalbard and Nepal. *Fossils and Strata*, **15**: 171-175.
- Clark, D.L. y Müller, K.J. 1968. The basal opening of conodonts. *Journal of Paleontology*, **42**: 561-570.
- Cocks, L.R.M. 2000. The Early Palaeozoic geography of Europe. *Journal of the Geological Society, London*, **157**: 1-10.
- Cocks, L.R.M. y Fortey, R.A. 1990. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 97-104.
- Cocks, L.R.M. y Torsvik, T.H. 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: A faunal and paleomagnetic review. *Journal of the Geological Society, London*, **159**: 631-644.
- Cocks, L.R.M. y Torsvik, T.H. 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, **72**: 39-66.
-

- Collinson, C.W. 1963. Collection and preparation of conodonts through mass production techniques. *Illinois State Geological Survey Circular*, **343**: 1-16.
- Collinson, C.W. 1965. Conodonts. En: B. Kummel y D. Raup (eds.): *Handbook of Paleontological Techniques*: 94-102. Freeman, San Francisco, California.
- Comisión Internacional de Nomenclatura Zoológica. 1985. *The International Code of Zoological Nomenclature*. International Trust for Zoological Nomenclature, London. 338 pp.
- Cooper, B.J. 1975. Multielemental conodonts from the Brassfield Limestone (Silurian) of Southern Ohio. *Journal of Paleontology*, **49** (6): 984-1008.
- Cooper, B.J. 1976. Multielemental conodonts from the St. Clair Limestone (Silurian) of Southern Illinois. *Journal of Paleontology*, **50** (2): 205-217.
- Cooper, B.J. 1977. Toward a familial classification of Silurian conodonts. *Journal of Paleontology*, **51** (6): 1057-1069.
- Cox, C.B. y Moore, P.D. 2000. *Biogeography: an ecological and evolutionary approach*. Blackwell Science, Oxford. 298 pp.

## D

- de Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J. y Cloetingh, S. 2004. Estructura Alpina del Antepaís Ibérico: rasgos generales. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 589-597. SGE-IGME, Madrid.
- Dean, W.T. 1978. The trilobites of the Chair of Kildare Limestone (Upper Ordovician) of eastern Ireland-Part III. *Monograph of the Paleontological Society, London*, **131** (de 1977) **550**: 99-129.
- Dégardin, J.M. 1975. Method of extraction of Silurian Conodonts from slightly metamorphosed limestones from Esera Valley (Central Pyrenees, Spain). *Geologica et Palaeontologica*, **9**: 61-63.
- del Moral, B. 2002a. Conodontos de la Formación Caliza Urbana (Kralodvoriense) en el Sinclinal de Guadalmez (Ciudad Real, España). *Coloquios de Paleontología*, **53**: 69-85.
- del Moral, B. 2002b. Nuevos datos sobre conodontos kralodvorienses de la Fm. Caliza Urbana en el Sinclinal de Guadalmez (Ciudad Real, España). En: J. Civis y J.A. González Delgado (eds.): *Libro de resúmenes de las XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y II Congreso Ibérico de Paleontología*, Salamanca: 39-40.
- del Moral, B. 2002c. Análisis de los isótopos de estroncio en conodontos ordovícicos de la Península Ibérica. En: J. Civis y J.A. González Delgado (eds.): *Libro de resúmenes de las XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y II Congreso Ibérico de Paleontología*. 41-42.
- del Moral, B. 2003. Primeros conodontos Kralodvorienses (Ordovícico Superior) de la Zona Cantábrica, Portilla de Luna, León (España). *Revista Española de Micropaleontología*, **35** (3): 275-283.

- 
- del Moral, B. 2004. Conodontos de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior) en el sinclinal de Viso del Marqués (Ciudad Real, España). En: A. Calonge, R. Gozalo, M.D. López Carrillo y M.V. Pardo Alonso (eds.): *Libro de resúmenes de las XX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Alcalá de Henares*: 55-56.
- del Moral, B. 2005. Estudio tafonómico preliminar de los conodontos de la Formación Caliza de Cistideos (Ordovícico Superior) en la sección Piedra del Tormo (Cordillera Ibérica, Zaragoza, España). En: J.A. Gámez Vintaned, E. Liñán y J.I. Valenzuela Ríos (eds.): *Libro de resúmenes de las VI Jornadas Aragonesas de Paleontología, Ricla (Teruel)*: 109-118.
- del Moral, B., Sarmiento, G.N. y Bernárdez, E. 2003. Conodontos del Ordovícico Superior en Portilla de Luna, Provincia de León (Zona Cantábrica, Noroeste de España). En: M.V. Pardo Alonso y R. Gozalo (eds.): *Libro de resúmenes de las XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Morella (Castellón)*: 69.
- Dereims, A. 1898. Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. Thèse Science, Paris. 198 pp.
- Desbordes, B. y Maurin, A.F. 1974. Trois exemples d'études du Frasnien de l'Alberta, Canada. *Notes et mémoires (Total Compagnie Française des Pétroles)*, **11**: 293-336.
- Donoghue, P.C.J. 1998. Growth and patterning in the conodont skeleton. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, **353**: 633-666.
- Donoghue, P.C.J. 2001. Conodonts meet cladistics: recovering relationships and assessing the completeness of the conodont fossil record. *Palaeontology*, **44** (1): 65-93.
- Donoghue, P.C.J. y Aldridge, R.J. 2001. Origin of a mineralized skeleton. En: E. Ahlberg (ed.): *Major events in early vertebrate evolution: palaeontology, phylogeny, genetics and development*. Systematics Association, Special Volume Series, **61**: 85-105.
- Donoghue, P.C.J. y Purnell, M.A. 1999a. Growth, function, and the conodont fossil record. *Geology*, **27** (3): 251-254.
- Donoghue, P.C.J. y Purnell, M.A. 1999b. Mammal-like occlusion in conodonts. *Paleobiology*, **25** (1): 58-74.
- Donoghue, P.C.J., Forey, P.L. y Aldridge, R.J. 2000. Conodont affinity and chordate phylogeny. *Biological Reviews*, **75**: 191-251.
- Donoghue, P.C.J., Purnell, M.A. y Aldridge, R.J. 1998. Conodont anatomy, chordate phylogeny and vertebrate classification. *Lethaia*, **31** (3): 211-219.
- Doré, F., Dupret, L. y Le Gall, J. 1985. Tillites et tilloïdes du Massif Armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**: 85-96.
- Dow, V.E. 1960. Magnetic separation of conodonts. *Journal of Paleontology*, **34**: 738-743.
- Druce, E.C. 1973. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. En: F.H.T. Rhodes (ed.): *Conodont paleozoology*. Geological Society of America, Special Paper **141**: 191-237.
- Druce, E.C. y Jones, P.J. 1971. Cambro-Ordovician conodonts from the Burke River structural belt, Queensland. *Australian Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics Bulletin*, **110**: 1-159.
-

- Drygant D.M. 1974. Ob etapakh razvitiya konodontov v ordovike, silure I rennem devone Volyno-Podol'ya [Sobre las etapas de desarrollo de los conodontos, en el Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior de Volyn-Podolian]. *Paleontologicheskii Sbornik (L'vov)*, **11** (2): 85-90.
- Dubinina, S.V. 1991. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykun sections in Kazakhstan. En: C.R. Barnes y S.H. Williams (eds.): *Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada, Paper **90** (9): 107-124.
- Dubois, E.P. 1943. Evidence of the nature of conodonts. *Journal of Paleontology*, **17**: 155-159.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: W.E. Ham (ed.): *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **1**: 108-121.
- Dzik, J. 1976. Remarks on the evolution of the Ordovician conodonts. *Acta Palaeontologica Polonica*, **21**: 395-455.
- Dzik, J. 1983. Relationships between Ordovician Baltic and North American Midcontinent conodont faunas. *Fossils and Strata*, **15**: 59-85.
- Dzik, J. 1989. Conodont evolution in high latitudes of the Ordovician. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **117**: 1-28.
- Dzik, J. 1991. Evolution of oral apparatuses in the conodont chordates. *Acta Palaeontologica Polonica*, **36** (3): 265-323.
- Dzik, J. 1994. Conodonts of the Mójcza Limestone. En: J. Dzik, E. Olempska y A. Pisera. (eds.): *Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains*. *Acta Palaeontologica Polonica*, **53**: 43-128.
- Dzik, J. 1998. Evolution of the Late Ordovician high-latitude conodonts and dating of Gondwana glaciations. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2-3): 237-253.
- Dzik, J. y Drygant, D. 1986. The apparatus of panderodontic conodonts. *Lethaia*, **19**: 133-141.

## E

- Eichenberg, W. 1930. Conodonten aus dem Culm des Harzes. *Paläontologische Zeitschrift*, **12**: 177-182.
- Elias, R.J., Nowlan, G.S. y Bolton, T.E. 1988. Paleontology of the type section, Fort Garry Member, Red River Formation (Upper Ordovician), southern Manitoba. *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources Memoir*, **44**: 341-359.
- Ellison, S. 1944. The composition of conodonts. *Journal of Paleontology*, **18**: 133-140.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19** (4): 730-781.
-

- 
- Epstein, A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D. 1977. Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *U. S. Geological Survey, Professional Paper* **995**: 1-27.
- Ethington, R.L. 1959. Conodonts of the Ordovician Galena Formation. *Journal of Paleontology*, **33**: 257-292.
- Ethington, R.L. y Clark, D.L. 1971. Lower Ordovician conodonts in North America. *Geological Society of America, Memoir* **127**: 63-82.
- Ethington, R.L. y Furnish, W.M. 1959. Silurian and Devonian conodonts from Spanish Sahara. *Journal of Paleontology*, **36** (6): 1253-1290.
- Ethington, R.L. y Repetski, J.E. 1984. Paleobiogeographic distribution of Early Ordovician conodonts in central and western United States. En: D.L. Clark (ed.): *Conodont biofacies and provincialism*. Geological Society of America, Special Paper **196**: 89-101.
- Ethington, R.L. y Schumacher, D. 1969. Conodonts of the Copenhagen Formation (Middle Ordovician) in central Nevada. *Journal of Paleontology*, **43**: 440-484.

## F

- Fåhræus, L.E. 1966. Lower Viruan (Middle Ordovician) conodonts from the Gullhogen quarry, southern central Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning, serie C 610*, **60**: 1-40.
- Fåhræus, L.E. y Hunter, D.R. 1985a. The curvature-transition series: integral part of some simple cone apparatuses (Panderodontacea, Distacodontacea, Conodonta). *Acta Palaeontologica Polonica*, **30**: 177-189.
- Fåhræus, L.E. y Hunter, D.R. 1985b. Simple-cone conodonts taxa from the Cobbs Arm Limestone (Middle Ordovician), New World Island, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**: 1171-1182.
- Fåhræus, L.E. y Nowlan, G.S. 1978. Franconian (Late Cambrian) to early Champlainian (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland. *Journal of Paleontology*, **72**: 44-471.
- Fernández-López, S.R. 1982. La evolución tafonómica (un planteamiento neodarwinista). *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural (sección Geología)*, **79**: 243-254.
- Fernández-López, S.R. 1984. Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios Geológicos*, **40**: 215-224.
- Fernández-López, S.R. 1986. Sucesiones paleobiológicas y sucesiones registráticas (nuevos conceptos paleontológicos). *Revista Española de Paleontología*, **1**: 29-45.
- Fernández-López, S.R. 1987. Unidades registráticas, Biocronología y Geocronología. *Revista Española de Paleontología*, **2**: 65-85.
- Fernández-López, S.R. 1988. La Tafonomía: un subsistema conceptual dentro de la Paleontología. *Coloquios de Paleontología*, **41**: 9-34.
-

- Fernández-López, S.R. 1991. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Española de Paleontología*, **6**: 37-49.
- Fernández-López, S.R. 2000. *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. 167 pp. [Apuntes].
- Fernández-Nieto, C., Torres-Ruiz, J., Subías, Pérez, I., Fanlo González, I. y González López, J.M. 2003. Genesis of Mg-Fe carbonates from the Sierra Menera Magnesite-Siderite deposits, northeast Spain: Evidence from fluid inclusions, trace elements, rare earth elements, and stable isotope data. *Economic Geology*, **98**: 1413-1426.
- Ferretti, A. 1998. Late Ordovician conodonts from Prague Basin, Bohemia. *Acta Palaeontologica Polonica*, **58**: 123-139.
- Ferretti, A. y Barnes, C.R. 1997. Upper Ordovician conodonts from the Kalkbank Limestone of Thuringia, Germany. *Palaeontology*, **40** (1): 15-42.
- Ferretti, A. y Schönlaub, H.P. 2001. New conodont faunas from the Late Ordovician of the Central Carnic Alps, Austria. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **40** (1): 3-15.
- Ferretti, A. y Serpagli, E. 1991. First record of Ordovician conodonts from Southwestern Sardinia. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **97** (1): 27-34.
- Ferretti, A. y Serpagli, E. 1998. Late Ordovician conodont faunas from southern Sardinia, Italy: biostratigraphic and paleogeographic implications. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2-3): 215-236.
- Ferretti, A., Serpagli, E., Barca, S. y Leone, F. 1998. Late Ordovician conodonts from Umbrarutta between Donigala and Lago Mulargia. *Giornale di Geología* (Special Issue, ECOS VII-Sardinia Guide-book), **60**: 202-208.
- Flajs, G. y Schönlaub, H.P. 1976. Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **2**: 257-303.
- Flügel, E. 1972. Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie - und Bergbaustudenten in Oesterreich*, **21** (2): 957-988.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks-analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin. 976 pp.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **43** (1): 1-38.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. En: W.E. Ham. (ed.): *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **1**: 62-84.
- Fortey, R.A. y Barnes, C.R. 1977. Early Ordovician conodont and trilobite communities of Spitsbergen: influence on biogeography. *Alcheringa*, **1**: 297-309.
- Fortey, R.A. y Cocks, L.R.M. 2005. Late Ordovician global warming: The Boda event. *Geology*, **33** (5): 405-408.
-

- Fortuin, A.R. 1984. Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **48**: 245-261.
- Freeman, E.F. 1982. Fossil bone recovery from sediment residues by the "interfacial method". *Palaeontology*, **25**: 471-484.
- Fuchs, A. 1990. Bemerkungen zu stratigraphie und charakter der ordovizischen conodontenfauna Thüringens [Remarks on the stratigraphy and character of the Ordovician conodont fauna of Thuringia]. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **1990** (4): 193-214.
- Fuganti, A. y Serpagli, E. 1968. Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of conodonts - Eastern Sierra Morena, South Spain. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **87**: 511-521.
- Furey-Greig, T. 1999. Late Ordovician conodonts from the olistostromal Wisemans Arm Formation (New England Region, Australia). En: R. Feist, J.A. Talent y A. Daurer (eds.): *North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes Stratigraphy and Biota (IGCP, International Geological Correlation Programme)*. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **54**: 303-321.
- Furnish, W.M. 1938. Conodonts from the Prairie du chien (Lower Ordovician) beds of the Upper Mississippian Valley. *Journal of Paleontology*, **12**: 318-340.

## G

- García Sansegundo, J., Lorenzo Álvarez, S. y Ortega Girones, E. 1987. Memoria explicativa de la Hoja 808 (Almadén) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2ª Serie). IGME, Madrid. 60 pp.
- García-Frank, A. y del Moral, B. 2005. Reemplazamiento mineral en los núcleos bioclásticos de partículas ferruginizadas: análisis preliminar. En: J. Martinell, R. Domènech y J.M. de Gibert (ed.): *Libro de resúmenes de la 4ª Reunión de Tafonomía y Fossilización (2nd International Meeting TAPHOS'05)*, Barcelona: 45-46.
- García-López, S. 1984. Terminología morfológica de conodontos compuestos y de plataforma. *Revista de Biología de la Universidad de Oviedo*, **2**: 95-105.
- Geitgey, J.E. y Carr, T.R. 1987. Temperature as a factor affecting conodont diversity and distribution: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 241-255. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Glaub, I. y Königshof, P. 1997. Microborings in conodonts. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **201**: 137-143.
- Glaub, I., Gektidis, M. y Vogel, K. 2002. Microborings from different North Atlantic shelf areas - variability of the euphotic zone extension and implications for paleo depth reconstructions. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **237**: 25-37.
- Glenister, A.T. 1957. The conodonts of the Ordovician Maquoketa Formation in Iowa. *Journal of Paleontology*, **31** (4): 715-736.

- Gómez, J.J., Fernández-López, S.R. y Goy, A. 2004. Cordillera Ibérica: Primera fase de post-rifting: Jurásico Inferior y Medio. En: J. A. Vera (ed.): *Geología de España*: 495-500. SGE-IGME, Madrid.
- González Lodeiro, F., Díez Balda, M.A. y Vegas, R. 2004. Las deformaciones prevariscas. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 83. SGE-IGME, Madrid.
- Gorter, J.D. 1984. Source potencial of the Horn Valley Siltstone Amadeus Basin. *APEA Journal*, **24**: 66-90.
- Graves, R.W. y Ellison, S. 1941. Ordovician conodonts of the Marathon Basin, Texas. *Missouri University, School of Mines and Metallurgy, Bulletin Technical Series*, **14** (2): 1-26.
- Gross, W. 1954. Zur conodonten-Frage. *Senckenbergiana lethaea*, **37**: 73-85.
- Guimerà, J., Mas, R. y Alonso, A. 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society, London*, **161**: 291-303.
- Gutiérrez-Marco, J.C. 1980. *Graptolitos ordovícicos del Sistema Ibérico*. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Tesis de Licenciatura (Inédito). 214 pp.
- Gutiérrez-Marco, J.C. 2001. Cistoideos rombíferos (Echinodermata) de la Caliza Urbana (Ordovícico Superior) de la Zona Centroibérica, España. *Coloquios de Paleontología*, **52**: 107-116.
- Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. 1987. Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior de la Zona Centroibérica meridional): elementos nuevos o poco conocidos. *Boletín Geológico y Minero de España*, **98** (5): 647-669.
- Gutiérrez-Marco, J.C. y Štorch, P. 1998. Graptolite biostratigraphy in the lower Silurian (Llandovery) shelf deposits of the Western Iberian Cordillera, Spain. *Geological Magazine*, **135**: 71-92.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Herranz Araújo, P., Pieren, A.P., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José, M.A., Barnolas, A. y Villas, E. 2004. El margen pasivo ordovícico-silúrico. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 473-475. SGE-IGME, Madrid.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. y Pieren Pidal, A.P. 2002. Ordovician. En: W. Gibbons y T. Moreno (eds.): *The Geology of Spain*: 31-49. The Geological Society, London.

## H

- Hadding, A. 1913. Undre dicellograptusskiffern i Skåne jämte några därmed ekvivalenta bildningar. *Lunds Universitets Arsskrift N. F. Avd. 2*, **9** (15): 1-90.
- Hafenrichter, M. 1979. Paläontologisch-ökologische und Lithofazielle Untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arbeiten aus dem Paläontologischen Institut Würzburg*, **3**: 1-139.
-

- 
- Hafenrichter, M. 1980. The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Sapin. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Adhandlungen*, **160** (1): 138-148.
- Hamar, G. 1964. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 17. Conodonts from the lower Middle Ordovician of Ringerike. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **44**: 243-292.
- Hamar, G. 1966. The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. 22. Preliminary report on conodonts from the Oslo-Asker and Ringerike districts. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **46**: 27-83.
- Hammann, W. 1976. Trilobites from the upper Caradocian of eastern Sierra Morena, Spain. *Senckenbergiana Lethaea*, **57** (1): 35-85.
- Hammann, W. 1992. The Ordovician trilobites from the Iberian Chains in the province of Aragón, NE-Spain, I: The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill Series). *Beringeria*, **6**: 1-219.
- Harley, J. 1861. On the Ludlow bone-bed and its crustacean remains. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, **17**: 542-552.
- Harris, A.G. 1981. Color and alteration; an index to organic metamorphism in conodont elements. En: R.A. Robison (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology - Part W - Miscelanea - Supplement 2 - Conodonta*: W56-W60. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA.
- Harris, A.G. y Sweet, W.C. 1989. Mechanical and chemical techniques for separating microfossils from rocks, sediment and residue matrix. En: R.M. Feldmann, R.E. Chapman y J.T. Hannibal (eds.): *Paleotechniques*. Paleontological Society Special Publication, **4**: 70-86.
- Harris, A.G., Bergström, S.M., Ethington, R.L. y Ross, R.J. 1979. Aspects of Middle and Upper Ordovician conodonts biostratigraphy of carbonate facies in Nevada and southeast California and comparison with some Appalachian successions. *Brigham Young University Geology Studies*, **26**: 7-44.
- Harris, A.G., Rexroad, C.B., Lierman, R.T. y Askin, R.A. 1990. Evaluation of a CAI anomaly, Putnam County, Central Indiana, U.S.A.: possibility of a Mississippi Valley-type hidrothermal system. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **118**: 253-266.
- Harris, M.T., Sheehan, P.M., Ainsaar, L., Hints, L., Männik, P., Nölvak, J. y Rubel, M. 2004. Upper Ordovician sequences of western Estonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **210** (2-4): 135-148
- Hartevelt, J.J.A. 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **45**: 167-236.
- Hass, W.H. 1941. Morphology of conodonts. *Journal of Paleontology*, **15** (1): 71-81.
- Hass, W.H. 1959. Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. *Professional Paper of the United States Geological Survey*, **294J**: 365-400.
- Hass, W.H. 1962. Conodonts. En: R.C. Moore (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W* (Miscelanea): W3-W69. The Geological Society of America and University of Kansas Press, USA.
-

- 
- Hay, W.W. y Sandberg, P.A. 1967. The scanning electron microscope, a major break through for micropaleontology. *Micropaleontology*, **13**: 407-418.
- Heckel, P.H. 1972. Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 7-18.
- Henke, W. 1926. Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). *Abn. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **39** (2): 183-204.
- Henningsmoen, G. 1948. The Tretaspis Series of the Kullatorp core. *Bulletin of the Geological Institut of University of Uppsala*, **32**: 374-432.
- Heredia, S. (en prensa). Primer registro de conodontes ashgillianos en la Precordillera Argentina. *Ameghiniana*.
- Herranz Araújo, P., Gutiérrez-Marco, J.C., Pieren Pidal, A.P., Robardet, M., San José Lancha, M.A., Rábano, I. y Sarmiento, G.N. 2003. The Ordovician succession from the western Iberian Ranges (NE Spain): a review with new data. En: G.L. Albanesi, M.S. Beresi y S.H. Peralta (eds.): *Ordovician from the Andes*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, **17**: 417-424.
- Herrero, C. y Canales, M.L. 2002. Taphonomic processes in selected Lower and Middle Jurassic Foraminifera from the Iberian range and Basque-Cantabrian Basin (Spain). *Journal of Foraminiferal Research*, **32**: 22-42.
- Hinde, G.J. 1879. On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Genesee-shale divisions of the Devonian in Canada and the United States. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, **35**: 3.
- Huckriede, R. 1958. Die Conodonten der Mediterranean Trias und ihre stratigraphischer Wert. *Paläontologische Zeitschrift*, **32**: 141-175.

## I

- Iglesias, M. y Robardet, M. 1980. El Silúrico de Galicia Media-Central. Su importancia en la paleogeografía Varisca. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **1**: 99-115.
- Igo, H. y Koike, T. 1966. Ordovician and Silurian conodonts from the Langkawi islands, Malaya, part I. *Geology and Palaeontology of southeast Asia*, **3**: 1-29.
- Igo, H. y Koike, T. 1968. Ordovician and Silurian conodonts from the Langkawi islands, Malaya, part II. *Geology and Palaeontology of southeast Asia*, **4**: 1-21.

## J

- Jaanusson, V. 1979. Karbonatnye postroyki v ordovike shvetsii [Carbonate mounds in the Ordovician of Sweden]. *Izvestiya Akademii Nauk Kazakhskoi CCP, seriya geologicheskaya*, **4**: 92-99.
- Janvier, P. 1995. Conodonts join the club. *Nature*, **374**: 761-762.

- Jeppsson, L. 1971. Elements arrangement in conodont apparatuses of *Hindeodella* type and in similar forms. *Lethaia*, **4**: 101-123.
- Jeppsson, L. 1979. Conodont element function. *Lethaia*, **12**: 153-171.
- Jeppsson, L. 1983. Silurian conodont faunas from Götland. *Fossils and Strata*, **15**: 121-144.
- Jeppsson, L. 1987. Litological and conodonts distribution evidence for episodes of anomalous oceanic conditions during the Silurian. En: R.J. Aldridge (ed.): *Palaeobiology of conodonts*: 129-145. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Jeppsson, L. 1989. Latest Silurian conodonts from Klonk, Czechoslovakia. *Geologica et Palaeontologica*, **23**: 21-37.
- Jeppsson, L. y Anehus, R. 1995. A buffered formic acid technique for conodont extraction. *Journal of Paleontology*, **69** (4): 790-794.
- Jeppsson, L., Fredholm, D. y Mattiasson, B. 1985. Acetic acid and phosphatic fossils - a warning. *Journal of Paleontology*, **59** (4): 952-956.
- Johnson, R.J.E., van der Pluijm, B.A. y Van der Voo, R. 1988. Paleoreconstruction of the Early Ordovician terranes in the Central mobile Belt of the Newfoundland Appalachians (Abstract). *Geological Society of America, Abstract with Programs*, **20**: A63.

## K

- Katzung, G. 1999. Records of the Late Ordovician glaciation from Thuringia, Germany. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **150** (3): 595-617.
- Kemp, A. 2002. Amino acid residues in conodont elements. *Journal of Paleontology*, **76** (3): 518-528.
- Kennedy, D.J. 1980. A restudy of conodonts described by Branson & Mehl, 1933, from the Jefferson City Formation, Lower Ordovician, Missouri. *Geologica et Palaeontologica*, **14**: 45-76.
- Kennedy, D.J., Barnes, C.R. y Uyeno, T.T. 1979. A Middle Ordovician conodont faunale from the Tetagouche Group, Camel Back Mountain, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16** (3): 540-551.
- Kent, D.V. y Van der Voo, R. 1990. Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. En: W. S. McKerrow y C. R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 49-56.
- Kettel, D. 1968. Zur geologie der östlichen Sierra Morena in grenzbereich der Provinzen Jaen-Ciudad Real und Albacete (Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **8**: 1-159.
- Khodalevich, A.N. y Tschernich, V.V. 1973. [New subfamily Belodellinae (conodonts)]. *Trudy Sverdlovskogo Gornogo Instituta*, **93**: 42-47.

- Klapper, G. y Barrick, J.E. 1983. Middle Devonian (Eifelian) conodonts from the Spillville Formation in northern Iowa and southern Minnesota. *Journal of Paleontology*, **57** (6): 1212-1243.
- Klapper, G. y Philip, G.M. 1971. Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. *Lethaia*, **4**: 429-452.
- Knüpfer, J. 1967. Zur fauna und Biostratigraphie des Ordovizimus (Gräfenenthaler Schichten) in Thüringen. *Freigerber Forschungshefte*, **C220**: 1-119.
- Kohut, J.J. 1969. Determination, statistical análisis, and interpretation of recurrent conodont groups in Middle and Upper Ordovician strata of the Cincinnati Region (Ohio, Kentucky, and Indiana). *Journal of Paleontology*, **42** (2): 392-412.
- Kolb, S. 1978. *Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S Cerveruela in den östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien)* [Cartografía geológica en la cuenca de Cerveruela en la zona occidental de la Cordillera Ibérica (NE-España)]. Diplomarbeit univ. Würzburg, (Inédito). 122 pp.
- Königshof, P. y Boncheva, I. 2005. Maturation patterns in Palaeozoic rocks of north-eastern Bulgaria based on conodont colour alteration index (CAI) data. *Bulletin of Geosciences*, **80** (3): 223-237.
- Königshof, P. y Glaub, I. 2004. Traces of microboring organisms in Palaeozoic conodont elements. *Geobios*, **37**: 416-424.
- Kopaska-Merkel, D.C. y Haywick, D.W. 2001. Carbonate mounds: sedimentation, organismal response, and diagenesis. *Sedimentary Geology*, **145** (3-4): 157-159.
- Kovács, S. y Árkai, P. 1987. Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 209-229. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Krause, F.F. 2001. Genesis and geometry of the Meiklejohn Peak lime mud-mound, Bare Mountain Quadrangle, Nevada, USA: Ordovician limestone with submarine frost heave structures - a possible response to gas clathrate hydrate evolution. *Sedimentary Geology*, **145**: 189-213.
- Krause, F.F., Scotese, C.R., Nieto, C., Sayegh, S.G., Hopkins, J.C. y Meyer, R.O. 2004. Paleozoic stromatolites and zebra carbonate mud-mounds: Global abundance and paleogeographic distribution. *Geology*, **32** (3): 181-184.

## L

- Landing, E. 1981. Conodont biostratigraphy and colour alteration of the Upper St. Charles and Lower Garden City formations, BearRiver Range, North Utah and South-East Idaho. *Open file report U. S. Geological Survey*: 1-29.
- Landing, E. 1983. Highgate Gorge: Upper Cambrian and Lower Ordovician continental slope deposition and biostratigraphy, north western Vermont. *Journal of Paleontology*, **57**: 1149-1187.

- 
- Landing, E., Barnes, C.R. y Stevens, R.K. 1986. Tempo of earliest Ordovician graptolite faunal succession; conodont-based correlations from the Tremadocian of Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23** (12): 1928-1949.
- Lange, F.G. 1968. Conodonten-Gruppenfunde aus Kalken des tieferen Oberdevon. *Geologica et Palaeontologica*, **2**: 37-57.
- Lavoie, D. 1995. A Late Ordovician high-energy temperate-water carbonate ramp, southern Quebec, Canada; Implications for Late Ordovician oceanography. *Sedimentology*, **42** (1): 95-116.
- Lavoie, D. y Asselin, E. 1998. Upper Ordovician facies in the Lac Saint-Jean outlier, Québec (eastern Canada): Palaeoenvironmental significance for Late Ordovician oceanography. *Sedimentology*, **45** (5): 817-832.
- Lecompte, M. 1937. Contribution à la connaissance des "récifs" du Dévonien de l'Ardenne: Sur la présence de structures conservées dans des efflorescences cristalline du type "stromatactis". *Bulletin du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique, B.*, **13-15**: 1-14.
- Lecompte, M. 1938. Quelques types de récifs Siluriens et Dévoniens de l'Amérique du Nord. Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels. *Bulletin du Museo Royal d'Histoire Naturelle de Belgique*, **39**: 1-51.
- Lees, A. 1964. The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) reefs of west-central Ireland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, **247**: 483-531.
- Lees, A. 1975. Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, **19**: 159-198.
- Lees, A. y Buller, A.T. 1972. Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, **13**: 1767-1773.
- Lees, A. y Miller, J. 1985. Facies variation in Waulsortian buildups, part 2: Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. *Geological Journal*, **20**: 159-180.
- Lees, A. y Miller, J. 1995. Waulsortian banks. En: C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. (eds.): *Carbonate mud-mounds: Their origin and evolution*: 191-271. Blackwell Science Ltd., Oxford.
- Legall, F.D., Barnes, C.R. y McQueen, R.W. 1982. Thermal maturation, burial history and hotspot development. Paleozoic strata of southern Ontario- Quebec, from conodont and acritach colour alteration studies. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **29**: 492-539.
- Lehnert, O., Bergström, S.M., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1999. First record of Lower Silurian conodonts from South America; biostratigraphic and palaeobiogeographic implications of Llandovery conodonts in the Precordillera of Argentina. *Geological Magazine*, **136** (2): 119-131.
- Lehnert, O., Bergström, S.M., Keller, M. y Bordonaro, O. 1998. Ordovician (Darrivilian-Caradocian) conodonts from the San Rafael Region, west-central Argentina: Biostratigraphic, paleoecologic, and paleogeographical implications. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2-3): 199-214.
-

- Lenz, A.C. y McCracken, A.D. 1982. The Ordovician-Silurian boundary, northern Canadian Cordillera, graptolite and conodont correlation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **11**: 70-78.
- Leone, F., Hammann, W., Laske, R., Serpagli, E. y Villas, E. 1991. Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **30** (2): 201-235.
- Leslie, S.A. 1997. Apparatus architecture of *Belodina* (Conodonta) - Interpretations based on fused clusters of *Belodina compressa* (Branson and Mehl, 1933) from the Middle Ordovician (Turinian) Plattin Limestone of Missouri and Iowa. *Journal of Paleontology*, **71** (5): 921-926.
- Leslie, S.A. 2000. Mohawkian (Upper Ordovician) conodonts of eastern North America and Baltoscandia. *Journal of Paleontology*, **74** (6): 1122-1147.
- Lindström, M. 1955. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-central Sweden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, **76** (4): 517-603.
- Lindström, M. 1959. Conodonts from the Crug Limestone (Ordovician, Wales). *Micropaleontology*, **5** (4): 427-452.
- Lindström, M. 1964. *Conodonts*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam. 196 pp.
- Lindström, M. 1970a. A suprageneric taxonomy of the conodonts. *Lethaia*, **3**: 427-445.
- Lindström, M. 1970b. Faunal provinces in the Ordovician North Atlantic areas. *Nature*, **225**: 1158-1159.
- Lindström, M. 1971. Lower Ordovician conodonts of Europe. *The Geological Society of America, Memoir* **127**: 21-61.
- Lindström, M. 1973. On the affinities of conodonts. En: F.H.T. Rhodes (ed.): *Conodont paleozoology*. Geological Society of America, Special Paper **141**: 85-102.
- Lindström, M. 1976. Conodont palaeogeography of the Ordovician. En: M.G. Basset (ed.): *The Ordovician System: proceedings of a Palaeontological Association symposium, Birmingham, September 1974*: 501-522. University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff.
- Lindström, M. y Pelhate, A. 1971. Présence de conodontes dans les calcaires de Rosan (Ordovicien Moyen a Supérieur, Massif Armoricaïn). *Mémoires du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, **73**: 89-91.
- Lindström, M., Racheboeuf, P.R. y Henry, J.L. 1974. Ordovician conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon, Massif Armoricaïn) and their stratigraphical significance. *Geologica et Palaeontologica*, **8** (2): 15-28.
- Löfgren, A. 1978. Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. *Fossils and Strata*, **13**: 1-129.
- Löfgren, A. 1997. Reinterpretation of the Lower Ordovician conodont apparatus *Paroistodus*. *Palaeontology*, **40**: 913-929.
-

- López Ciriano, A., Fanlo, I., Subias, I. y Fernández-Nieto, C. 1994. Los yacimientos de cobre de Fombuena (Zaragoza, Cordillera Ibérica Oriental): Geología, mineralogía y geoquímica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, **17**: 83-94.
- Lotze, F. 1929. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen des Gesellschaft Wissenschaften zu Göttingen Mathematisch-Physikalische Klasse Neue Folge*, **14** (2): 143-462.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, **6**: 78-92.
- Lotze, F. 1956. Über sardischen Bewegungenim Spanien und ihre Beziehungen zur assynthischen Faltung. *Geotektonische Symposium zu Ehren von Hans Stille*, Stuttgart: 128-139.
- Lowenstan, H.A. 1950. Niagaran reefs of the Great Lakes area. *Journal of Geology*, **58** (4): 430-487.

## M

- March Benlloch, M. y De Santisteban, C. 1993. Dolomitization as an eventual determining factor in the Colour Alteration Index (CAI). *Geobios*, **26** (5): 745-750.
- Marshall, J.D. y Middleton, P.D. 1990. Changes in marine isotopic composition in the Late Ordovician glaciation. *Journal of the Geological Society, London*, **147**: 1-4.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J., Sánchez Martínez, S. y Fernández-Suárez, J. 2004. Macizo Ibérico: Terrenos e historia acreccionaria. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 162-165. SGE-IGME, Madrid.
- Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaun, A. y González-Lodeiro, F. 1992. Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian zones of the Variscan fold-belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, **81** (2): 545-560.
- Matthews, S.C. 1973. Notes in open nomenclature and on synonymy lists. *Palaeontology*, **6** (4): 713-719.
- Maurin, A.F., Philip, J. y Brunel, P. 1981. Possible microbial accretions in Cenomanian mounds, SE France. En: C.L.V. Monty (ed.): *Phanerozoic Stromatolites, Case Histories*: 121-133. Springer-Verlag, Berlin.
- Mayr, U., Uyeno, T.T. y Barnes, C.R. 1978. Subsurface stratigraphy, conodont zonation, and organic metamorphism of the Lower Paleozoic succesion, Bjorne Peninsula, Ellesmere Island, District of Franklin. *Geological Survey of Canada, Paper* **78**: 393-398.
- McCracken, A.D. 1987. Description and correlation of Late Ordovician conodonts from *D. ornatus* and *P. pacificus* graptolite zones, Road River Group, northern Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24** (7): 1450-1464.
- McCracken, A.D. 2000. Middle and Late Ordovician conodonts from the Foxe Lowland of southern Baffin Island, Nunavut. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **557**: 159-216.

- McCracken, A.D. y Barnes, C.R. 1981. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Quebec, with special reference to Late Ordovician-Early Silurian chronostratigraphy and the systemis boundary. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **329**: 51-134.
- McCracken, A.D. y Barnes, C.R. 1982. Restudy of conodonts (Late Ordovician-Early Silurian) from the Edgewood Group, Clarksville, Missouri. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**: 1474-1485.
- McCracken, A.D. y Nowlan, G.S. 1989. Conodont paleontology and biostratigraphy of Ordovician carbonates and petroliferous carbonates on Southampton, Baddin, and Akpatok islands in the eastern Canadian Artic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 1880-1903.
- McCracken, A.D., Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. 1980. *Gamachignathus* a new multielemental conodont genus from the Latest Ordovician, Anticosti Island, Québec. *Geological Survey of Canada*, Paper **80** (1C): 103-112.
- McDougall, N., Brenchley, P.J., Rebelo, J.A. y Romano, M. 1987. Fans and fan deltas - precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geological Magazine*, **124**: 347-359.
- McGoff, H.J. 1991. The hydrodynamics of conodonts elements. *Lethaia*, **24**: 235-247.
- McKerrow, W.S. y Cocks, L.R.M. 1986. Oceans, islands arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the Iapetus Ocean. *Journal of the Geological Society*, **143**: 185-191.
- Melton, W.G. y Scott, H.W. 1973. Conodont-bearing animals from the Bear Gulch Limestone, Montana. En: F.H.T. Rhodes. (ed): *Conodont paleozoology*. Geological Society of America, Special Paper **141**: 31-65.
- Merrill, G.K. 1980. Ordovician conodonts from the Lland Island, Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **101**: 329-341.
- Merrill, G.K. 1985. Interfacial alternatives to the use of the dangerous heavy liquids in micropaleontology. *Journal of Paleontology*, **59**: 479-481.
- Merrill, G.K. 1987a. Cryogenic density separation of conodonts. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 63-66. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Merrill, G.K. 1987b. Improvements in interfacial methods for conodont separations: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 55-63. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Merrill, G.K. y Powell, R.J. 1980. Paleobiology of juvenile (nepionic?) conodonts from the Drum Limestone (Pennsylvanian, Missouri-Kansas City area) and its bearing on apparatus ontogeny. *Journal of Paleontology*, **54**: 1059-1074.
- Merrill, G.K., Swift, A., Ryley, C.C., Barnes, C.R., O'Brien, F.H.C., Varker, W.J., Stone, J., Saunders, R., Fredholm, D. y Jeppsson, L. 1987. Recent developments in conodont concentration techniques: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 54-76. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.

- 
- Middleton, P.D., Marshall, J.D. y Brenchley, P.J. 1991. Evidence for isotopic change associated with Late Ordovician glaciation, from brachiopods and marine cements of central Sweden. En: C.R. Barnes y S.H. Williams. (eds): *Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada, Paper **90** (9): 313-323.
- Miller, J. 1989. Microscopical techniques: I. Slices, slides, stains and peels. En: M. Tucker (ed.): *Techniques in Sedimentology*: 86-107. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne.
- Miller, J.F. 1969. Conodont fauna of the Notch Peak Limestone (Cambro-Ordovician), House Range, Utah. *Journal of Paleontology*, **42** (2): 413-439.
- Miller, J.F. 1980. Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts, with comments on their evolution. *University of Kansas, Paleontological Contributions*, **99**: 1-44.
- Miller, J.F. 1984. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism. En: D.L. Clark (ed.): *Conodont biofacies and provincialism*. Geological Society of America, Special Paper **196**: 43-68.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghiene, J.F., Dean, W.T., Günay, Y., Le Hérisse, A., Paris, F. y Robardet, M. 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova*, **15**: 249-257.
- Monty, C.L.V. 1995. The rise and nature of carbonate mud-mounds: An introductory actualistic approach. En: C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt (eds.): *Carbonate mud-mounds: Their origin and evolution*: 11-48. Blackwell Science Ltd., Oxford.
- Monty, C.L.V., Bernet-Rollande, M.C. y Maurin, A.F. 1982. Re-interpretation of the Frasnian classical reefs of the southern Ardennes, Belgium. *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, **105** (2): 339-341.
- Moore, R.C. y Sylverter-Bradley, P.C. 1957. First supplemental applications: Application for ruling of the International Commission directing that the classification and nomenclature of discrete conodonts be in terms of "parataxa". *Bulletin of Zoological Nomenclature*, **15** (secc. A, pt. 1/4, Doc. 1/2): 14-34.
- Moskalenko, T.A. 1973. Conodonts of the Middle and Upper Ordovician on the Siberian Platform. *Academy of Sciences of the URSS, Siberian Branch, Transactions of the Institute of Geology and Geophysics*, **137**: 1-143.
- Moskalenko, T.A. 1983. Conodonts and biostratigraphy in the Ordovician of the Siberian Platform. *Fossils and Strata*, **15**: 87-94.
- Müller, K.J. 1956. Taxonomy, nomenclature, orientation, and stratigraphic evaluation of conodonts. *Journal of Paleontology*, **30**: 1324-1340.
- Müller, K.J. 1962. Ein einfacher Behelf für die Lösungstechnik. *Paläontologische Zeitschrift*, **36**: 265-267.
- Müller, K.J. 1981. Internal structure. En: R. A. Robison (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology - Part W - Miscellanea - Supplement 2 - Conodonta*: W20-W41. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA.
-

Müller, K.J. y Nogami, Y. 1971. Über den Feinbau der Conodonten. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Geology and Mineralogy Series B*, **3**: 81-87.

Müller, K.J. y Nogami, Y. 1972. Entöken und Bohrspuren bei den Conodontophorida. *Paläontologische Zeitschrift*, **46** (172): 68-86.

Murray, S.I. y Stewart, I.R. 2001. Palaeogeographic significance of Ordovician conodonts from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Historical Biology*, **15**: 145-170.

## N

Nicoll, R.S. 1977. Conodont apparatuses in an Upper Devonian palaeoniscid fish from the Canning Basin, Western Australia. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, **2**: 217-228.

Nicoll, R.S. 1981. Conodont colour alteration adjacent to a volcanic plug, Canning Basin, Western Australia. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, **6**: 265-267.

Nicoll, R.S. 1987. Form and function of the Pa element in the conodont animal. En: R.J. Aldridge (ed.): *Palaeobiology of conodonts*: 77-90. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.

Nicoll, R.S. 1994. Seximembrate apparatus structure of the Late Cambrian coniform conodont *Teridontus nakamurai* from the Chatsworth Limestone, Georgina Basin, Queensland. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **15**: 367-379.

Nicoll, R.S. 1995. Conodont element morphology, apparatus reconstructions and element function: A new interpretation of conodont biology with taxonomic implications. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **182**: 247-262.

Nowlan, G.S. 1981. Some Ordovician conodont faunules from the Miramichi Anticlinorium, New Brunswick. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **345**: 1-35.

Nowlan, G.S. 1982. Conodonts and the position of the Ordovician-Silurian boundary at the eastern end of Anticosti Island, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19** (6): 1332-1335.

Nowlan, G.S. 1983. Biostratigraphic, paleogeographic, and tectonic implications of Late Ordovician conodonts from the Grog Brook Group, northwestern New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 651-671.

Nowlan, G.S. 2002. Stratigraphy and conodont biostratigraphy of Upper Ordovician strata in the subsurface of Alberta, Canada. *Special Papers in Paleontology*, **67**: 185-203.

Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. 1981. Late Ordovician conodonts from the Vaureal Formation, Anticosti Island, Quebec. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **329**: 1-99.

Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. 1987. Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. En: R. L. Austin. (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 187-201. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.

- Nowlan, G.S. y McCracken, A.D. 1988. Systematic Paleontology. En: G.S. Nowlan, A.D. McCracken y B.D.E. Chatterton. *Conodonts from the Ordovician-Silurian boundary strata, Whittaker Formation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. Geological Survey of Canada*, **373**: 1-99.
- Nowlan, G.S., McCracken, A.D. y McLeod, M.J. 1997. Tectonic and paleogeographic significance of Late Ordovician conodonts in the Canadian Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34** (11): 1521-1537.

## O

- Oliveira, J.T., Pereida, E., Piçarra, J.M., Young, T. y Romano, M. 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução. En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 359-375. Universidad de Extremadura.
- Orchard, M.J. 1980. Upper Ordovician conodonts from England and Wales. *Geologica et Palaeontologica*, **14**: 9-44.
- Orchard, M.J. 1987. Conodonts from western Canadian Chert: Their nature, distribution and stratigraphic application. En: R.L. Austin. (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 94-119. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Orndorff, R.C., Harris, A.G. y Schultz, A.P. 1988. Reevaluation of Conodont Color Alteration patterns in Ordovician rocks, East-Central Valley and Ridge and Western Blue Ridge Provinces, Tennessee. *U. S. Geological Survey Bulletin*, **1839**: D1-D10.
- Ortega Gironés, E. y González Lodeiro, F. 1986. La discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Breviora Geologica Asturica*, **3**: 27-32.
- Owens, R.O., Hamman, W.C. y Hamman, W.W. 1990. Proetide trilobites from the Cystoid Limestone (Ashgill) of NW Spain, and the suprageneric classification of related forms. *Paläontologische Zeitschrift*, **64** (3-4): 221-244.

## P

- Palero, F.J. 1991. *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la Región del Valle de Alcudia (Sector Meridional de la Zona Centroibérica)*. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Tesis Doctoral (Inédito). 827 pp.
- Palero, F.J. y Martín-Izard, A. 1988. Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Águila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, **11** (1): 179-189.
- Pander, C.H. 1856. *Monography der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements*. Akademie der Wissenschaften, St. Petersburg. 91 pp.
- Paris, F., Pelhate, A. y Weyant, M. 1981. Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, coupe de Lostmarch'h (Finistère, Massif Armoricain). Conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique et Mineralogique de Bretagne*, **13** (2): 15-35.

- Paris, F., Verniers, J., Al-Hajri, S. y Al-Tayyar, H. 1995. Biostratigraphy and palaeogeographic affinities of early Silurian Chitinozoans from central Saudi Arabia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **89**: 75-90.
- Pérez Mazarío, F., Rincón, R. y Hernando, S. 1992. Mejoras en la separación de minerales pesados usando politungstato sódico. *Geogaceta*, **11**: 54-56.
- Perroud, H. 1983. Palaeomagnetism of palaeozoic rocks from the Cabo de Peñas, Asturias, Spain. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **75**: 201-215.
- Perroud, H. y Van der Voo, R. 1985. Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars massif, Vendee province, France. *Journal of Geophysical Research*, **90**: 4611-4625.
- Perroud, H., Van der Voo, R. y Bonhommet, N. 1984. Palaeozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, **12**: 579-582.
- Pieren, A.P., Herranz Araújo, P., Gutiérrez-Marco, J.C., San José, M.A. y Robardet, M. 2004. Revisión litoestratigráfica de la sucesión ordovícica de la Rama Castellana del Sistema Ibérico. *Geo-Temas*, **6** (2): 199-202.
- Pietzner, H., Vahl, J., Werner, H. y Ziegler, W. 1968. Zur chemischen Zusammensetzung un Mikromorphologie der Conodonten. *Palaeontographica*, **128**: 115-152.
- Portero, J.M., Ancochea, E., Gallardo, J. y Pérez-González, A. 1988. Memoria de la Hoja Nº 784 (Ciudad Real) 1:50.000 de la Serie MAGNA. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). 101 pp.
- Pratt, B.R. 1982. Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. *Journal of Sedimentary Research*, **52** (4): 1203-1227.
- Pratt, B.R. 1995. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. En: C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B R. Pratt (eds.): *Carbonate mud-mounds: Their origin and evolution*: 49-123. Blackwell Science Ltd., Oxford.
- Pray, L.C. 1958. Fenestrate bryozoan core facies, Mississippian bioherms, southwestern United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, **28**: 261-273.
- Pulse, R.R. y Sweet, W.C. 1960. The american Upper Ordovician standard III. Conodonts from the Fairview and McMillan Formations of Ohio, Kentucky and Indiana. *Journal of Paleontology*, **34** (2): 237-264.
- Purnell, M.A. 1993. Feeding mechanisms in conodonts and the function of the earliest vertebrate hard tissues. *Geology*, **21**: 375-377.
- Purnell, M.A. y Bitter, P.H. von. 1992. Blade-shaped conodont elements functioned as cutting teeth. *Nature*, **359**: 629-631.
- Purnell, M.A. y Donoghue, P.C.J. 1998. Skeletal architecture, homologies and taphonomy of ozarkodinid conodonts. *Palaeontology*, **41** (1): 57-102.
- Purnell, M.A., Donoghue, P.C.J. y Aldridge, R.J. 2000. Orientation and anatomical notation in conodonts. *Journal of Paleontology*, **74** (1): 113-122.
- Pyle, L.J. y Barnes, C.R. 2002. *Taxonomy, evolution and biostratigraphy of conodonts from the Kechika Formation, Skoki Formation, and Road river Group (Upper*

*Cambrian to Lower Silurian), Northeastern British Columbia*. NRS Research Press, Canada. 227 pp.

## Q

- Quesada, C. 1990a. Precambrian successions in SW Iberia: Their relationship to Cadomian orogenic events. *En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (eds.): The Cadomian Orogeny*. Geological Society, London, Special Publications 51: 353-362.
- Quesada, C. 1990b. Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. *En: R.A. Strachan y G.K. Taylor (eds.): Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*: 109-133. Blakie, New York.
- Quesada, C. 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, **185**: 225-245.
- Quesada, C. 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico - una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico Superior y el Paleozoico). *En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.): Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 173-190. Universidad de Extremadura.

## R

- Rábano, I. 1984. Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: una visión bioestratigráfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **9**: 267-287.
- Rabien, A. 1954. Zur Taxionomie und Chronologie der oberdevonischer Ostracoden. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch zu Wiesbaden*, **9**: 1-268.
- Rasmussen, J.A. 1991. Conodont stratigraphy of the Lower Ordovician Huk Formation at Slemmestad, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **71**: 265-288.
- Rasmussen, J.A. 1998. A reinterpretation of the conodont Atlantic Realm in the late Early Ordovician (early Llanvirn). *En: H. Szaniawsky. (ed): Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI)*. *Acta Palaeontologica Polonica*, **58**: 67-77.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G. y Huebner, J.S. 1987. Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geological Society of America, Bulletin*, **99**: 471-479.
- Repetski, J.E. y Brown, W.R. 1982. On illustrating conodont type specimens using the Scanning Electron Microscope: New techniques and a recommendation. *Journal of Paleontology*, **56** (4): 908-911.
- Rhodes, F.H.T. 1952. A classification of Pennsylvanian conodont assemblages. *Journal of Paleontology*, **26**: 886-901.
- Rhodes, F.H.T. 1953a. Nomenclature of conodonts assemblages. *Journal of Paleontology*, **27**: 610-612.

- Rhodes, F.H.T. 1953b. Some British Lower Palaeozoic conodont faunas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, **237**: 261-334.
- Rhodes, F.H.T. 1955. The conodont fauna of the Keisley Limestone. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, **111**: 117-142.
- Rhodes, F.H.T. 1962. Recognition, interpretation, and taxonomic position of conodont assemblages. En: R.C. Moore (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W* (Miscelanea): W70-W83. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA.
- Richter, P. 1967. Stratigraphie und Tektonik in der Sierra in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **3**: 144.
- Richter, R. 1948. *Einführung in die Zoologische Nomenklatur*. Kramer, Frankfurt. 252 pp.
- Riding, R. 1977. Skeletal stromatolites. En: E. Flügel (ed.): *Fossil Algae, recent results and developments*: 57-60. Springer-Verlag, Berlin.
- Riding, R. 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: Concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, **58** (1-2): 163-231.
- Rios Aragües, S. y Claverias Muñoz, P. 1979. Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb, en el Ordoviciense superior del Extremo SE de la Meseta Hercínica Española. *Boletín Geológico y Minero*, **90** (1): 1-5.
- Rixon, A.E. 1976. *Fossil animal remains, their preparation and conservation*. Athlone Press of the University of London, London. 304 pp.
- Robardet, M. 1976. L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paleozoïque inférieur; Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la province de Seville (Espagne). *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles*, **283** (9): 999-1002.
- Robardet, M. 1981. Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. En: M.J. Hambrey y W.B. Harland (eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*: 585-598. Cambridge University Press, Reino Unido.
- Robardet, M. 2003. The Armorica "microplate": Fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **195**: 125-148.
- Robardet, M. y Doré, F. 1988. The Late Ordovician diamictic formations from the southwestern Europa: North-Gondwana glacio-marine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**: 19-31.
- Robardet, M., Paris, F. y Racheboeuf, P.R. 1990. Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. En: W. S. McKerrow y C. R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 411-419.
- Robert, J.F. 1980. *Étude géologique et métallogénique du Val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes*. Thèse a la Faculté des Sciences et des Techniques de L'Université de Franche-Comté, Besançon. 294 pp.
-

- Robison, R.A. (ed.). 1981. *Treatise on Invertebrate Paleontology - Part W - Miscellanea - Supplement 2 - Conodonta*. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA. 202 pp.
- Roca, E., Guimerà, J. y Salas, R. 1994. Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine*, **131**: 155-168.
- Rohon, J.V. y Zittel, K. A.V. 1886. Über Conodonten. *Sitzungsbericht königlich bayerische Akademie der Wissenschaften, mathematisch-physikalische Classe*, **1886**: 108-136.
- Rondeel, H.E., Weijermars, R. y Dorssen H.G.van. 1984. Reactivation of early reverse faults associated with oblique strike-slip faulting: A mechanism for crustal shortening (Macizo de Nevera, Sierra de Albarracín, Spain). *Geologie in Mijnbouw*, **63**: 387-398.
- Ross, R.J., Friedman, I. y Jaanusson, V. 1971. Genesis of the Middle Ordovician mudmounds, southern Nevada. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **3** (7): 779-781.
- Ross, R.J., Jaanusson, V. y Friedman, I. 1975. Lithology and origin of the Middle Ordovician mudmounds at Meiklejohn Peak, southern Nevada. *U. S. Geological Survey, Professional Paper* **87**: 10-48.
- Ross, R.J.Jr., Nolan, T.B. y Harris, A.G. 1980. The Upper Ordovician and Silurian Hanson Creek Formation of central Nevada. *U. S. Geological Survey, Professional Paper* **1126** (C): 1-22.

## S

- Saint Clair, D.W. 1935. The use of acetic acid to obtain insoluble residues. *Journal of Sedimentary Petrology*, **5**: 146-149.
- Salas, R. y Casas, A. 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**: 33-55.
- Saltzman, M.R. y Young, S.A. 2005. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia. *Geology*, **33** (2): 109-112.
- San José, M.A., Rábano, I., Herranz Araújo, P. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Centroibérica meridional. En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 505-521. Universidad de Extremadura.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopena, A. 2004. El rift mesozoico ibérico. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 484-522. SGE-IGME, Madrid.
- Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Muñoz, A. y Ramos, A. 1992. Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: Aplicaciones a un caso real en el borde de la cuenca triásica ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5**: 21-40.
- Sansom, I.J. y Smith, M.P. 2005. Late Ordovician vertebrates from the Bighorn Mountains of Wyoming, USA. *Palaeontology*, **48** (1): 31-48.

- Sansom, I.J., Armstrong, H.A. y Smith, M.P. 1994. The apparatus architecture of *Panderodus* and its implications for coniform conodont classification. *Palaeontology*, **37** (4): 781-799.
- Sansom, I.J., Smith, M.P., Armstrong, H.A. y Smith, M.M. 1992. Presence of the earliest vertebrate hard tissues in conodonts. *Science*, **256**: 1308-1311.
- Sanz López, J. 1988. *Informe bioestratigráfico del Ordovícico de la Hoja N°256 (Ripoll), del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España (Inédito).
- Sanz López, J. y Sarmiento, G.N. 1995. Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona). En: A. Obrador y E. Vicens (eds.): *Libro de resúmenes de las XI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Tremp (Lerida)*: 157-160.
- Sarmiento, G.N. 1990. Conodontos de la Zona *ordovicicus* (Ashgill) en la Caliza Urbana, Corral de Calatrava (Ciudad Real). *Geogaceta*, **7**: 54-56.
- Sarmiento, G.N. 1993. *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Tesis Doctoral (Inédito). 598 pp.
- Sarmiento, G.N. y Bultynck, P. 2003. Late Ordovician Conodonts from the Fosses Formation, Condroz Area, Belgium. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **73**: 5-9.
- Sarmiento, G.N. y García-López, S. 1996. El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: Limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **9** (1-2): 112-123.
- Sarmiento, G.N. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1999. Microfósiles ordovícicos en olistolitos carboníferos de la Cuenca del Guadiato, Adamuz (Córdoba). En: I. Rábano (ed.): *Actas de las XV Jornadas de Paleontología y Simposios de los Proyectos PIGC 393, 410 y 421*. Colección Temas Geológico-Mineros, **26**: 580-584.
- Sarmiento, G.N., del Moral, B. y Piçarra, J. M. 2001. Conodontos del Ordovícico Superior (Ashgill) en la Serra do Buçaco, Portugal. *Coloquios de Paleontología*, **52**: 95-105.
- Sarmiento, G.N., García-López, S. y Bastida, F. 1998. Conodont colour alteration indices (CAI) of Upper Ordovician limestones from the Iberian Peninsula. *Geologie in Mijnbouw*, **77** (1): 77-91.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. 1995a. A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain. En: J.D. Cooper, M.L. Droser y S.C. Finney (eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, **77**: 61-64.
- Sarmiento, G.N., Sanz López, J. y Barnolas, A. 1995b. Conodontos del Ashgill en las Calizas de Madremanya, Les Gavarres (Girona). En: A. Obrador y E. Vicens. (eds.): *Libro de resúmenes de las XI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Tremp (Lerida)*: 161-163.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Robardet, M. 1999. Conodontos ordovícicos del noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe

- entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **12** (3-4): 477-500.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Hacar Rodríguez, M.P., Robardet, M. y Rábano, I. 1992. Hallazgos de conodontos en lutitas con cantos calizos del Sinclinorio de Truchas (Ordovícico Superior, NO de España). *Publicaciones del Museo Geológico de Extremadura*, **2**: 131-132.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M. y Piçarra, J.M. 2000a. Conodontos de la Formación Ferrodosa (Ashgill), Serra do Buçaco, Zona Centroibérica portuguesa. En: J.B. Diez y A.C. Balbino (eds.): *Libro de resúmenes de las XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y I Congreso Ibérico de Paleontología, Evora (Portugal)*: 282-283.
- Sarmiento, G.N., Leyva, F., Gutiérrez-Marco, J.C. y del Moral, B. 2000b. Conodontos de la Caliza Urbana (Ashgill) de Sierra Morena oriental (Zona Centroibérica). En: J.B. Diez y A.C. Balbino (eds.): *Libro de resúmenes de las XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y I Congreso Ibérico de Paleontología, Evora (Portugal)*: 280-281.
- Sarmiento, G.N., Robardet, M. y Gutiérrez-Marco, J.C. 2000c. Conodontos del Caradoc (Ordovícico Superior) del Macizo Hespérico. En: J.B. Diez y A.C. Balbino (eds.): *Libro de resúmenes de las XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y I Congreso Ibérico de Paleontología, Evora (Portugal)*: 286-287.
- Satterfield, I.R. 1971. Conodonts and stratigraphy of the Girardeau Limestone (Ordovician) of southeast Missouri and southwest Illinois. *Journal of Paleontology*, **45**: 265-273.
- Savage, N.M. 1988. The use of sodium polytungstate for conodont separations. *Journal of Micropalaeontology*, **7** (1): 39-40.
- Savage, N.M. 1990. Conodonts of the Caradocian (Late Ordovician) age from the Cliefden Caves Limestone, Southeastern Australia. *Journal of Paleontology*, **64** (5): 821-831.
- Savage, N.M. y Basset, M.G. 1985. Caradoc-Ashgill conodont faunas from Wales and the Welsh Borderland. *Palaeontology*, **28** (4): 679-713.
- Savage, N.M., Lindorfer, M.A. y McMillen, D.A. 1990. Amino acids from Ordovician conodonts. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **118**: 267-275.
- Schmidt, H. 1934. Conodonten-Funde in ursprünglichem Zusammenhang. *Paläontologische Zeitschrift*, **16**: 76-85.
- Schmidt, H. 1950. Nachträge zur Deutung der Conodonten. *Decheniana*, **104**: 11-19.
- Schmidt, H. y Müller, K.J. 1964. Weitere Funde von Conodonten-Gruppen aus dem oberen Karbon des Sauerlandes. *Paläontologische Zeitschrift*, **38**: 105-135.
- Schönlaub, H.P. 1969. Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **112**: 265-320.
- Schüller, A. 1961. Die Druck-Temperatur und Energiefelder der Metamorphose. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **96**: 250-290.

- Schwarzacher, W. 1961. Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Northwestern Ireland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **45**: 1481-1503.
- Scotese, C.R. y McKerrow, W.S. 1990. Revised world maps and introduction. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 1-21.
- Scotese, C.R. y McKerrow, W.S. 1991. Ordovician plate tectonic reconstructions: En: C.R. Barnes y S.H. Williams (eds.): *Advances in Ordovician Geology*. The Geological Survey of Canada, **90** (9): 271-282.
- Scott, H.W. 1934. The zoological relationships of the conodonts. *Journal of Paleontology*, **8**: 448-455.
- Scott, H.W. 1942. Conodont assemblages from the Head Formation, Montana. *Journal of Paleontology*, **16**: 293-300.
- Scott, H.W. 1973. New Conodontochochordata from the Bear Gulch Limestone (Namurian, Montana). *Publications of the Michigan State University, Paleontology Service*, **1**: 81-100.
- Seddon, G. 1970. Frasnian conodonts from the Sadler Ridge-Bugle Gap area, Canning Basin, Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, **16** (2): 723-742.
- Seddon, G. y Sweet, W.C. 1971. An ecologic model for conodonts. *Journal of Paleontology*, **45** (5): 869-880.
- Sergeeva, S.P. 1963. [A new Early Ordovician conodont genus of the family Prioniodinidae]. *Paläontologische Zeitschrift*, **4**: 138-140. (Original en ruso).
- Sergeeva, S.P. 1964. [Significado estratigráfico de los conodontos del Ordovícico inferior en el distrito de Leningrado]. *Leningr Univ. Bulletin Geol Geogr. ser.*, **12**: 56-60. (Original en ruso).
- Serpagli, E. 1967. I Conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **63**: 1-111.
- Serpagli, E. 1974. Lower Ordovician conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **13** (1-2): 17-98.
- Sheehan, P.M. y Coorough, P.J. 1990. Brachiopod zoogeography across the Ordovician-Silurian extinction event. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 181-187.
- Shergold, J.H. y Sdzuy, K. 1991. Late Cambrian trilobites from the Iberian Mountains, Zaragoza Province, Spain. *Beringeria*, **4**: 193-235.
- Simancas, J.F., Pérez-Estaún, A., Arenas, R., Azor, A., Ayarza, P., Bastida, F., Bea, F., Carbonell, R., Díaz García, F., González Lodeiro, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R. y Martínez Poyatos, D. 2004. Evolución tectónica del Macizo Ibérico. En: J.A. Vera (ed.): *Geología de España*: 224-230. SGE-IGME, Madrid.
- Sinclair, G.W. 1953. The naming of conodonts assemblages. *Journal of Paleontology*, **27**: 489-490.
-

- 
- Smith, J. 1907. On the occurrence of conodonts in the Arenig-Llandeilo formations of the Southern Uplands of Scotland. *Transactions of the Natural History Society of Glasgow*, **7**: 235-252.
- Smith, M.P., Briggs, D.E.G. y Aldridge, R.J. 1987. A conodont animal from the Lower Silurian of Wisconsin, U.S.A. En: R.J. Aldridge (ed.): *Palaeobiology of conodonts*: 91-104. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Smith, M.P., Donoghue, P.C.J. y Sansom, I.J. 2002. The spatial and temporal diversification of Early Palaeozoic vertebrates. En: J.A. Crame y A.W. Owen (eds.): *Palaeobiogeography and biodiversity change: the Ordovician and Mesozoic-Cenozoic radiations*. Geological Society, London, Special Publications, **194**: 69-83.
- Sparling, D.R. 1981. Middle Devonian conodont apparatuses with seven types of elements. *Journal of Paleontology*, **55**: 295-306.
- Spjeldnæs, N. 1981. Lower Palaeozoic palaeoclimatology. En: C.H. Holland (ed.): *Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica*: 199-256. John Wiley & Sons, Reino Unido.
- Stauffer, C.R. 1935. Conodonts of the Glenwood beds. *Geological Society of America Bulletin*, **46**: 125-168.
- Stauffer, C.R. 1940. Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. *Journal of Paleontology*, **14**: 417-435.
- Stone, J. 1987. Review of investigative techniques used in the study of conodonts. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 1-33. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Stone, J. y Saunders, R. 1987. Magnetohydrostatic separation of conodonts from residues. En: R.L. Austin (ed.): *Conodonts: Investigative techniques and applications*: 69-74. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.
- Štorch, P. 1990. Upper Ordovician-Lower Silurian sequences of the Bohemian Massif, Central Europe. *Geological Magazine*, **127** (3): 225-239.
- Stouge, S. 1984. Conodonts of the Middle Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland. *Fossils and Strata*, **16**: 1-145.
- Stouge, S. y Bagnoli, G. 1988. Early Ordovician conodonts from Cow Head Peninsula, western Newfoundland. *Palaeontographia Italica*, **75**: 89-179.
- Stouge, S. y Bagnoli, G. 1990. Lower Ordovician (Volkhovian-Kundan) conodonts from Hagudden, northern Öland, Sweden. *Palaeontographia Italica*, **77**: 1-54.
- Stouge, S. y Bagnoli, G. 1998. The suprageneric classification of some Ordovician prioniodontic conodonts. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2-3): 145-158.
- Sweet, W.C. 1970. Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. En: B. Kummel y C. Teichert (eds.): *Stratigraphic boundary problems, Permian and Triassic of West Pakistan*. University of Kansas, Department of Geology, Special Publications **4**: 207-275.
-

- Sweet, W.C. 1979. Late Ordovician conodonts and biostratigraphy of the western Midcontinent Province. En: C.A. Sadberg y D.L. Clark (eds.): *Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains*. Brigham Young University Geology Studies, **26**: 1-190.
- Sweet, W.C. 1981. Macromorphology of elements and apparatuses. En: R.A. Robison (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology - Part W - Miscellanea - Supplement 2 - Conodonta*: W5-W20. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA.
- Sweet, W.C. 1988. *The Conodonta: Morphology, taxonomy, paleoecology and evolutionary history of a long-extinct animal phylum*. Clarendon Press, Oxford, New York. 212 pp.
- Sweet, W.C. 2000. Conodonts and biostratigraphy of Upper Ordovician strata along a shelf to basin transect in Central Nevada. *Journal of Paleontology*, **74** (6): 1148-1160.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. 1962. Conodonts from the Pratt Ferry Formation (Middle Ordovician) of Alabama. *Journal of Paleontology*, **36**: 1214-1252.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. 1966. Ordovician conodonts from Penobscot, Maine. *Journal of Paleontology*, **40**: 151-154.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. 1972. Multielemental taxonomy and Ordovician conodonts. *Geologica et Palaeontologica*, **1**: 29-42.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. 1984. Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Geological Society of America*, Special Paper **196**: 69-87.
- Sweet, W.C. y Schönlaub, H.P. 1975. Conodonts of the genus *Oulodus* Branson & Mehl, 1933. *Geologica et Palaeontologica*, **9**: 41-59.
- Sweet, W.C., Ethington, R.L. y Barnes, C.R. 1971. North American Middle and Upper Ordovician conodonts faunas. *Geological Society of America*, *Memoir*, **127**: 163-193.
- Sweet, W.C., Thompson, T.L. y Satterfield, I.R. 1975. Conodont stratigraphy of the Cape Limestone (Maysvillian) of eastern Missouri. *Report of the Investigations-Missouri Geological Survey*, **57** (1): 1-60.
- Sweet, W.C., Turco, C.A., Warner, E. y Wilkie, L. C. 1959. The American Upper Ordovician Standard 1. Eden conodonts from the Cincinnati region of Ohio and Kentucky. *Journal of Paleontology*, **33**: 1029-1068.
- Szaniawski, H. 1982. Chaetognath grasping spines recognized among Cambrian protoconodonts. *Journal of Paleontology*, **56** (3): 806-810.
- Szaniawski, H. 1983. Structure of protoconodonts. *Fossils and Strata*, **15**: 21-27.
- Szaniawski, H. 1987. Preliminary structural comparisons of protoconodont, paraconodont and euconodont elements. En: R.J. Aldridge (ed.): *Palaeobiology of conodonts*: 35-47. Ellis Horwood Limited, Gran Bretaña.

# T

- Tamain, G. 1967. El Centenillo, zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles*, **265** (5): 389-392.
- Tamain, G. 1972. *Recherches geologiques et minières dans Sierra Morena Orientale, Espagne*. These du 3<sup>eme</sup> cycle. Université d'Orsay. Paris.
- Teichmüller, M. 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. En: M. Frey (ed.): *Low temperature metamorphism*: 114-161. Chapman and Hall, New York.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Briden, J.C. y Sturt, B.A. 1990. A review of Palaeozoic palaeomagnetic data from Europe and their palaeogeographical implications. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 25-41.
- Tourneur, F., Vanguetaine, M., Butler, M., Mamet, B., Mouravieff, N., Poty, E. y Preat, A. 1993. A preliminary study of Ashgill carbonate beds from the lower part of the Fosses Formation (Condroz, Belgium). En: T.C. Pharaoh, S.G. Molyneux, R.J. Merriman, M.K. Lee y J. Verniers (eds.): *Special issue on the Caledonides of the Anglo-Brabant Massif*. Geological Magazine, **130** (5): 673-679.
- Tull, S.J. 1988. *Conodont micropaleontology of the Morris Bugt Group (Middle Ordovician-Early Silurian), North Greenland*. Ph. D. Thesis (Inédito). 367 pp.
- Turner, B.R., Makhlof, I.M. y Armstrong, H.A. 2005. Late Ordovician (Ashgillian) glacial deposits in southern Jordan. *Sedimentary Geology*, **181**: 73-91.

# U

- Ulrich, E.O. y Bassler, R.S. 1926. A classification of the toothlike fossil, conodonts, with descriptions of America Devonian and Mississippian species. *Proceedings of the United States Natural Museum*, **68**: 1-63.
- Uyeno, T.T. 1990. Biostratigraphy and conodont faunas of Upper Ordovician through Middle Devonian rocks, eastern Arctic Archipelago. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **401**: 1-210.
- Uyeno, T.T. y Klapper, G. 1980. Summary of conodonts biostratigraphy of the Blue Fiord and Bird Fiord Formations (Lower-Middle Devonian) and the type and adjacent areas, southe-western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. *Geological Survey of Canada, Paper 80* (1C): 81-93.

# V

- Vacas, J.M. y Martínez Catalán, J.R. 1987. El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Studia Geologica Salamanticensia*, **24**: 151-175.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Bulh, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. y

- Strauss, H. 1990.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 59-88.
- Vennin, E., Álvaro, J.J. y Villas, E. 1998. High-latitude pelmatozoan-bryozoan mud-mounds from the late Ordovician northern Gondwana platform. *Geological Journal*, **33**: 121-140.
- Vera, J.A. (ed.).2004. Geología de España. SGE-IGME, Madrid. 890 pp.
- Viira, V. 1970. Konodonty Varanguskoj pachki (Verchnij Tremadok Estonii) [Conodontos del Miembro Varangu (Tremadoc superior de Estonia)]. *Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Keemia- Geoloogia*, **19**: 224-233.
- Viira, V. 1974. Konodonty Ordovika Priblatiki [Conodontos ordovícicos de la Región Báltica]. *Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Geoloogia Instituudi*: 1-142.
- Vilas, L., Alonso, A., Arias, C., García, A., Mas, R., Rincón, R. y Meléndez, N. 1983. The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*, **10**: 245-254.
- Villas, E. 1983. Las formaciones del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas y su fauna de braquiópodos. *Estudios Geológicos*, **39**: 359-377.
- Villas, E. 1985. Braquiópodos del Ordovícico Medio y Superior de las Cadena Ibéricas Orientales. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **1**: 1-156.
- Villas, E. 2005. Paleogeografía y paleoclimatología del Ordovícico. En: J.A. Gámez Vintaned, E. Liñan y J.I. Valenzuela Ríos (eds.): *Libro de resúmenes de las VI Jornadas Aragonesas de Paleontología, Ricla (Teruel)*: 85-94.
- Villas, E., Vennin, E., Álvaro, J.J., Hammann, W., Herrera, Z.A. y Piovano, E.L. 2002. The Late Ordovician carbonate sedimentation as a major triggering factor of the Hirnantian glaciation. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **173** (6): 569-578.
- Villena, J. 1976. Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, **87** (4): 329-354.
- Vrielynck, B. 1982. Préparation des conodontes par manipulation en milieu liquide. *Geobios*, **15** (1): 97-100.
- ## W
- Wallace, M.W. 1987. The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatactis mudstones and associated lithologies. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57** (4): 695-700.
- Walliser, O.H. 1964. Conodonten des Silurs. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden*, **41**: 1-106.
- Wang, C-Y y Wang, Z-H. 1983. Review of conodont biostratigraphy in China. *Fossils and strata*, **15**: 29-33.
- Wang, Yu-X. 1981. High frequency dielectrical separations of microfossils. *Lethaia*, **14**: 261-268.
-

- Webby, B.D., Cooper, R.A., Bergström, S.M. y Paris, F. 2004. Stratigraphic framework and time slices. En: B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser e I.G. Percival (eds.): *The great Ordovician biodiversification event*: 41-47. Columbia University Press, New York.
- Webers, G.F. 1966. The Middle and Upper Ordovician conodont faunas of Minnesota. *Minnesota Geological Survey, Special Publication Series 4*: 1-123.
- Weyant, M. 1968. Conodontes ordoviciens de Lîle Hoved (Archipel Arctique Canadien). *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, **9**: 21-66.
- Weyant, M., Dore, F., Le Gall, J. y Poncet, J. 1977. Un épisode calcaire ashgillien dans l'est du Massif armoricain; incidence sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **284**: 1147-1149.
- Wilde, P. 1991. Oceanography in the Ordovician. En: C. R. Barnes y S. H. Williams (eds.): *Advances in Ordovician geology. Geological Survey of Canada, Paper 90* (9): 283-298.
- Wilson, J.L. 1975. *Carbonate facies in geological History*. Springer-Verlag, Berlin. 471 pp.
- Witzke, B.J. 1990. Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic Palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica: En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese. (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 57-73.
- Wolf, R. 1980. The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part I: The Lower Ordovician sequence of Celtiberia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Abhandlungen*, **160** (1): 118-137.
- Wood, R. 2001. Are reefs and mud mounds really so different?. *Sedimentary Geology*, **145**: 161-171.
- Wright, J. 1990. Conodont geochemistry: A key to the Paleozoic. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **118**: 277-305.
- Wright, V.P. 1992. A revised classification of limestone. *Sedimentary Geology*, **76**: 177-185.

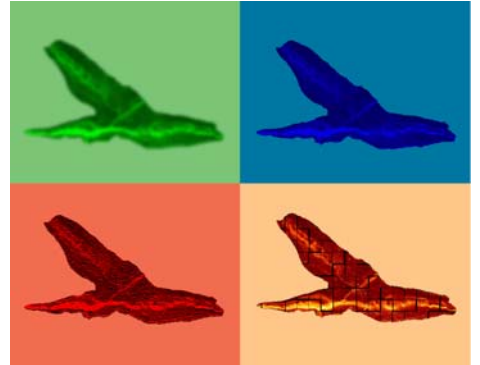
## Y

- Young, T.P. 1985. *The stratigraphy of the Upper Ordovician of central Portugal*. Ph. D. Thesis University of Sheffield. 441 pp.
- Young, T.P. 1990. Ordovician sedimentary facies and faunas of Southwest Europe: palaeogeographic and tectonic implications. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese. (eds.): *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir **12**: 421-430.
- Yue Li, Kershaw, S. y Xinan Mu. 2004. Ordovician reef systems and settings in South China before the Late Ordovician mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **205**: 235-254.

**Z**

- Zeff, M.L. y Perkins, R.D. 1979. Microbial alteration of Bahamian deep-sea carbonates. *Sedimentology*, **26**: 175-201.
- Zhang, S. y Barnes, C.R. 2007. Late Ordovician to early Silurian conodont faunas from the Kolyma Terrane, Omulev Mountains, northeast Russia, and their paleobiogeographic affinity. *Journal of Paleontology*, **81** (3): 490-512.
- Zhen, Y.Y. y Percival, I.G. 2003. Ordovician conodont biogeography - reconsidered. *Lethaia*, **36**: 357-370.
- Zhen, Y.Y. y Webby, B.D. 1995. Upper Ordovician conodonts from the Cliefden Caves Limestone Group, central New South Wales, Australia. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **182**: 265-305.
- Zhen, Y.Y., Percival, I.G. y Farrell, J.R. 2003. Late Ordovician allochthonous limestones in Late Silurian Barnby Hills Shale, Central Western New South Wales. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, **124**: 29-51.
- Zhen, Y.Y., Webby, B.D. y Barnes, C.R. 1999. Upper Ordovician conodonts from the Bowan Park Succession, Central New South Wales, Australia. *Geobios*, **32** (1): 73-104.
- Ziegler, W. (ed.). 1977. *Catalogue of Conodonts 3*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 574 pp.
- Ziegler, W. 1958. Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen und der Grenze Mittel/Oberdevons und in der Adorfstufe. *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch zu Wiesbaden*, **87**: 7-77.
- Ziegler, W. 1962. Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforsch zu Wiesbaden*, **38**: 1-166.
- Ziegler, W. y Lindström, M. 1981. Chemical and mineralogical properties. En: R.A. Robison (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology - Part W - Miscellanea - Supplement 2 - Conodonta*: W52-W56. The Geological Society of America and the University of Kansas Press, USA.
- Ziegler, W., Lindström, M. y McTavish, R. 1971. Monochloroacetic acid and conodonts: A warning. *Nature*, **230**: 584-585.

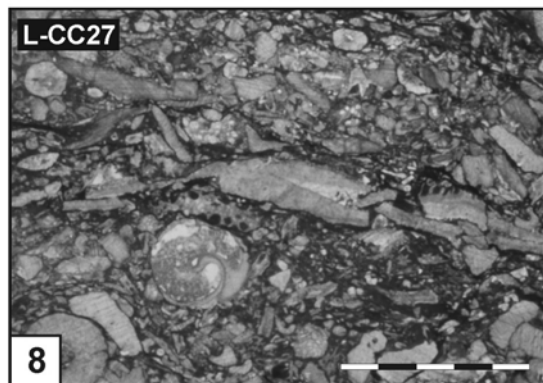
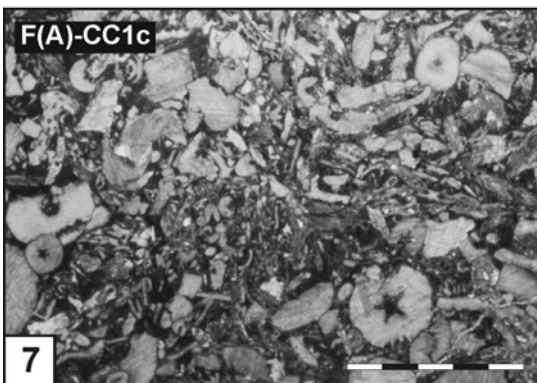
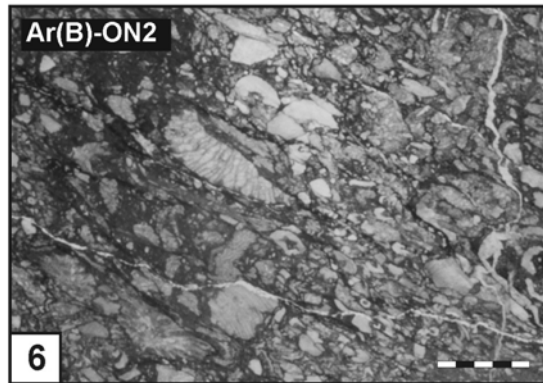
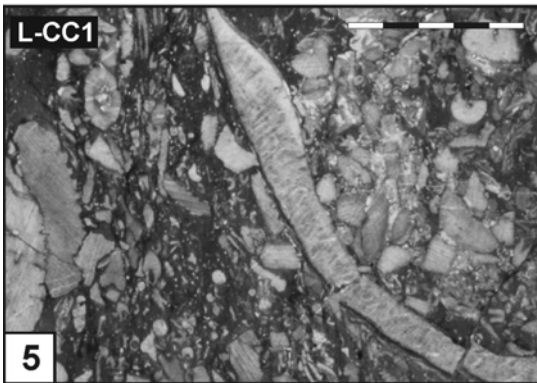
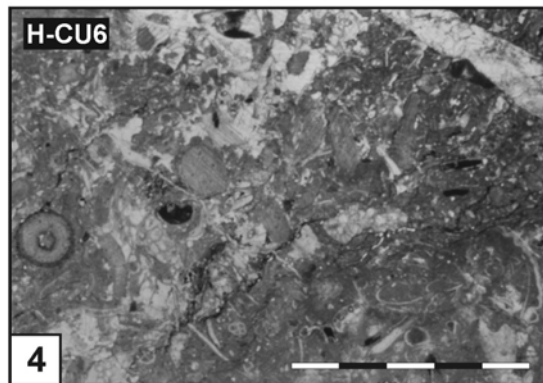
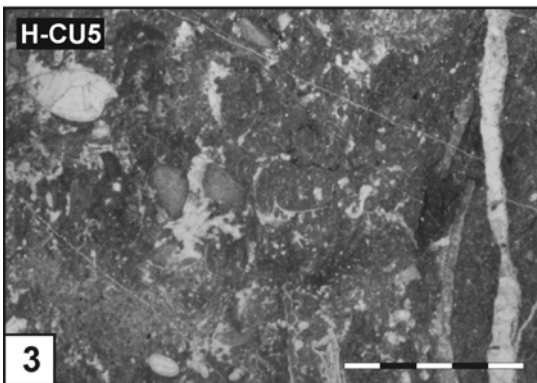
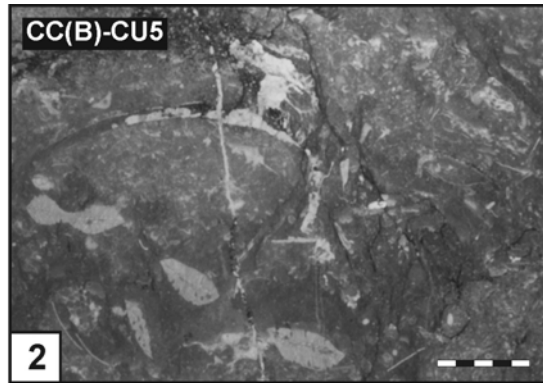
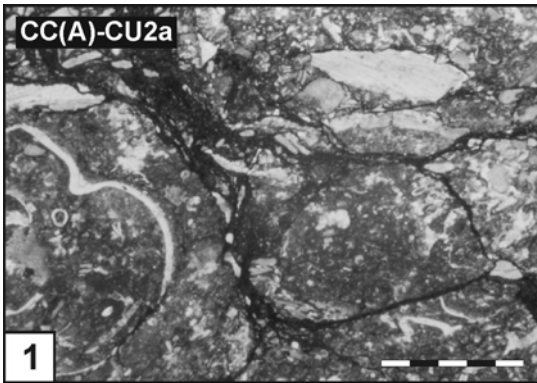
# LÁMINAS



## LÁMINA 1

- 1.- *Wackestone* bioclástico. En esta muestra se observan placas de equinodermos, fragmentos de trilobites y juntas estilolíticas sinuosas. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección A de Corral de Calatrava.
- 2.- *Wackestone* bioclástico. La fotografía muestra una valva de braquiópodo (parcialmente disuelta y cementada) y briozoos inmersos en una matriz parcialmente recristalizada. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección B de Corral de Calatrava.
- 3.- *Wackestone* bioclástico. En la esquina superior izquierda aparece un braquiópodo articulado, con cavidad interna cementada, también se aprecian placas de equinodermos parcialmente micritizadas y cemento calcítico secundario rellenando tanto grietas post-sedimentarias como la porosidad interpartículas generada por disolución. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección de Huertezuelas.
- 4.- *Wackestone* bioclástico. Las placas y artejos de equinodermos aparecen parcialmente micritizadas, este hecho se observa claramente en el artejo situado en el margen izquierdo. En la esquina inferior derecha se aprecian algunas valvas desarticuladas de ostrácodos. Las grietas y poros están rellenos de cemento calcítico. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección de Huertezuelas.
- 5.- *Wackestone/packstone* bioclástico. En primer término aparece una valva de braquiópodo fragmentada, que en la parte superior presenta “colonizaciones” atribuidas a briozoos incrustantes. Sin embargo, la mayor parte de los aloquímicos corresponden a osículos de equinodermos. La compactación a la que ha estado sometido el material queda claramente reflejada en la existencia de contactos suturados entre los clastos situados en el borde izquierdo. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Ocino), sección de Luesma.
- 6.- *Wackestone/packstone* bioclástico. Los bioclastos corresponden placas y artejos de equinodermos. Nótese que la aparente orientación de los clastos se debe a los efectos de la compactación, manifestada también por la existencia de juntas estilolíticas cuya dirección coincide con la de los restos elongados. Procedencia: Formación Ojos Negros, sección B de Aragoncillo.
- 7.- *Packstone* bioclástico. Como muchas de las muestras analizadas, también podría clasificarse como un *packstone* de equinodermos, puesto que la proporción de restos correspondientes a estos fósiles es muy elevada en comparación con otros grupos representados, como los briozoos. El grado de empaquetamiento de los clastos es muy alto, dándose entre algunos de ellos contactos suturados. El artejo de mayor tamaño, que aparece en la esquina inferior derecha, muestra evidencias de bioerosión. En el margen opuesto, el izquierdo, uno de los artejos presenta signos de corrosión. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro La Peña), sección A de Fombuena.
- 8.- *Packstone* bioclástico. Esta fotografía es otro ejemplo de aparente orientación de los clastos, mayoritariamente placas y artejos de equinodermos. No obstante, la abundancia de contactos suturados entre los granos permite atribuir la orientación al proceso de compactación. En la sección de gasterópodo se aprecia el relleno de la cavidad interpartícula, tanto por material sedimentario como por cemento. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebosilla), sección de Luesma.

# LÁMINA 1



La escala gráfica representa 5 milímetros.

## LÁMINA 2

**1.-** *Packstone* bioclástico. La variedad de aloquímicos presentes en esta muestra es mayor que en los ejemplos ilustrados en la Lámina 1. Se pueden observar placas y artejos de equinodermos, segmentos de trilobites, fragmentos de colonias de briozoos y valvas de ostrácodos. La presencia de juntas estilolíticas es un indicador de compactación. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección B de Corral de Calatrava.

**2.-** *Packstone* bioclástico. En el margen superior se observa el corte longitudinal realizado a un fragmento pluricolumnar de crinoideo. También es apreciable la abundancia de cementaciones. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección B de Corral de Calatrava.

**3.-** *Packstone/grainstone* bioclástico. Se observa un bandeo textural, ya que los márgenes derecho e izquierdo presentan micrita, mientras en el sector central lo que aparece es cemento calcítico. Los bioclastos más abundantes son las placas y artejos de equinodermos. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebosilla), sección de Luesma.

**4.-** *Grainstone* bioclástico. Se trata de un material clasto-soportado en el que el componente ortoquímico corresponde a cemento calcítico. Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebosilla), sección de Luesma.

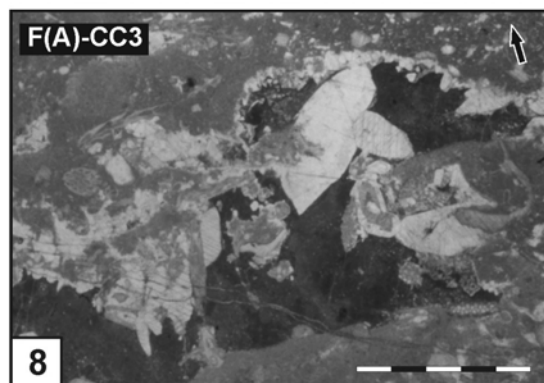
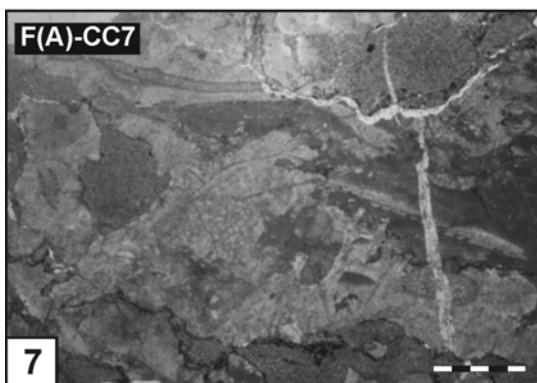
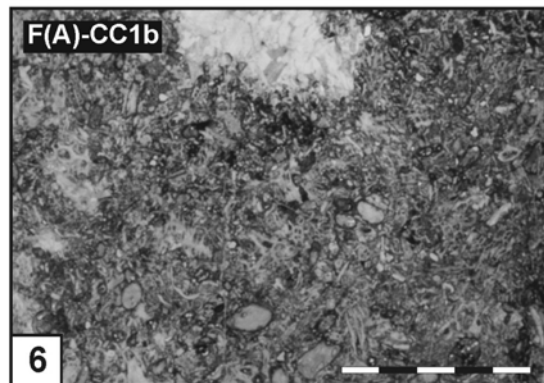
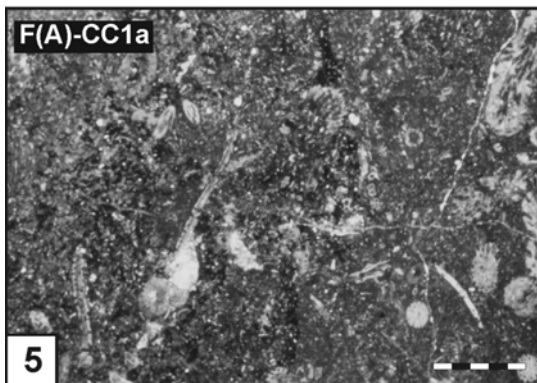
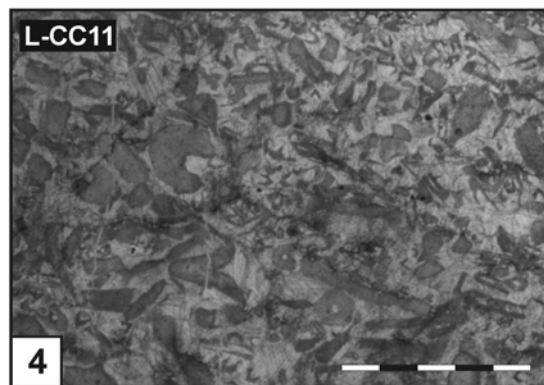
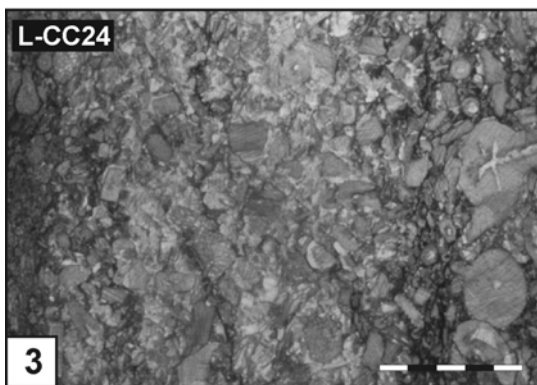
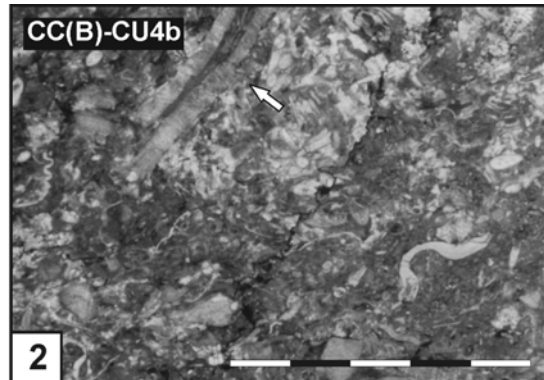
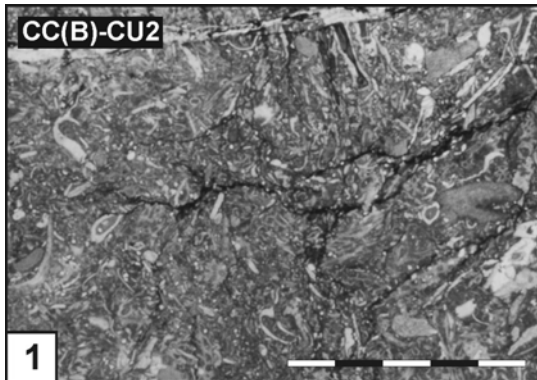
**5.-** *Packstone* oolítico. Las partículas ferruginizadas aparecen concentradas en la mitad izquierda de la fotografía, donde además la matriz presenta tonos más oscuros. La mitad derecha, en la que se observan restos de colonias de briozoos bien conservadas se ha interpretado como un *packstone* bioclástico, ya que carece de oolitos. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro La Peña), sección A de Fombuena.

**6.-** *Packstone* oolítico. En la muestra se aprecia con mayor detalle la conservación de las partículas ferruginizadas, con característicos tonos anaranjados. Los bioclastos presentes aparecen con un alto grado de fragmentación, por lo que su reconocimiento resulta difícil. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro La Peña), sección A de Fombuena.

**7.-** *Rudstone*. Se trata de una brecha calcárea constituida por intraclastos de caliza de tamaño mayor de dos milímetros, en los que se reconocen restos de colonias de briozoos. La matriz corresponde a micrita, que en algunas zonas aparece recristalizada y con tonalidades anaranjadas, producidas por la dolomitización. Las fracturas post-sedimentarias están rellenas con cemento calcítico. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**8.-** *Boundstone*. Cavidad de gran tamaño desarrollada en una matriz micrítica, tapizada con cemento calcítico tipo “barroco” y rellena de micrita dolomitizada. En los bordes de las paredes aparecen algunos briozoos incrustantes. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

## LÁMINA 2



La escala gráfica representa 5 milímetros y la flecha, en la figura 8, señala la posición del techo del nivel.

### LÁMINA 3

**1.- Boundstone.** En la fotografía se observan placas y artejos de crinoides con evidencias de colonización y corrosión (en la esquina inferior izquierda). En el margen derecho se aprecia un braquiópodo articulado con un relleno geopetal concordante con la estratificación. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**2.- Boundstone.** En el centro de la figura se observa un ejemplo de “efecto paraguas”, bajo una valva de braquiópodo, y de crecimiento sintaxial de cemento calcítico, a favor del artejo de equinodermo que aparece en el interior de una cavidad. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**3.- Boundstone.** En la parte inferior de la fotografía se puede observar una cavidad rellena de micrita dolomitizada, cuyo techo aparece tapizado por una colonia de briozoos incrustante y cemento calcítico de tipo “barroco”. En la parte superior, incluidos en la matriz, aparecen segmentos de trilobites. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**4.- Boundstone.** Cavidades de tipo estromatactis. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

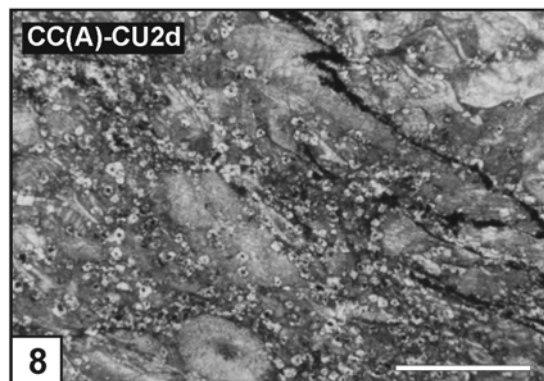
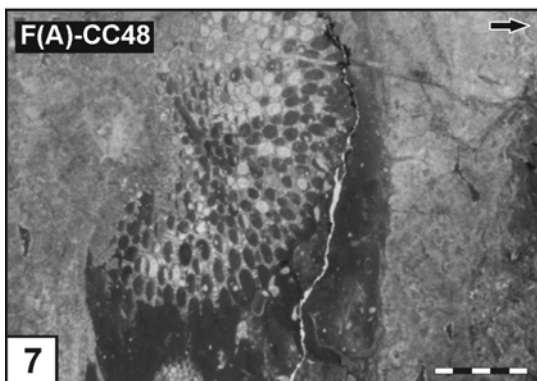
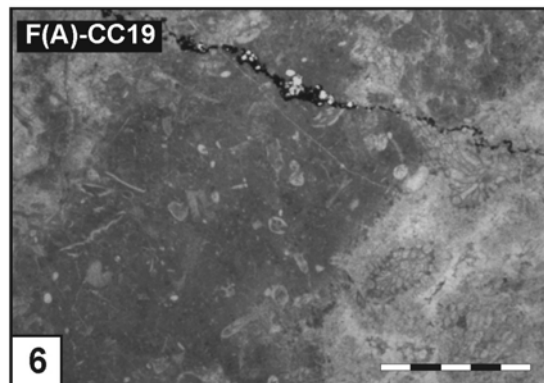
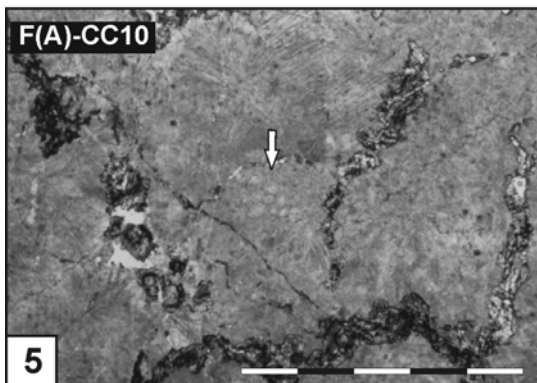
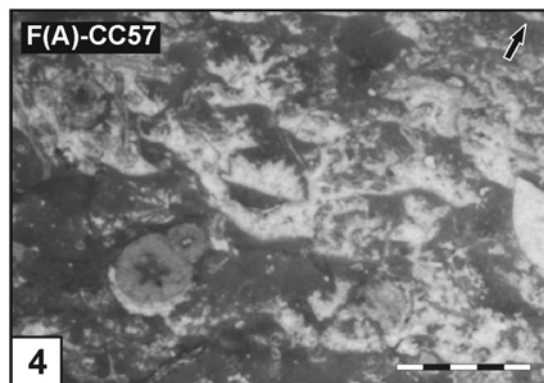
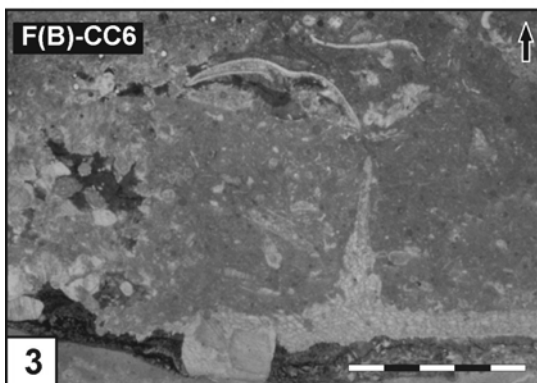
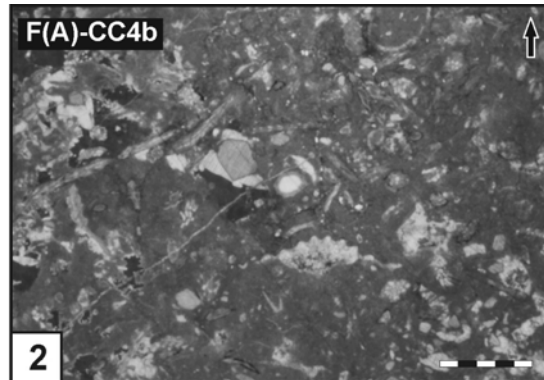
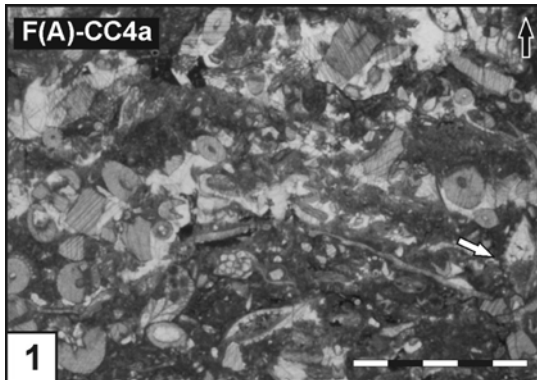
**5.- Cementstone.** Cementos radioaxiales de calcita, en los que aún se aprecian “fantasmas” de briozoos. Las fracturas post-sedimentarias aparecen rellenas de dolomita. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**6.- Alternancia de textura cementstone, en la esquina inferior derecha y boundstone.** Obsérvese como los cementos se desarrollan a favor de la estructura de los briozoos. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**7.- Alternancia de textura boundstone y cementstone.** Las zoecias de la colonia de briozoos presentan rellenos sedimentarios y cementaciones. Procedencia: Formación Caliza de Cistoideos (Miembro Rebollarejo), sección A de Fombuena.

**8.- Packstone bioclástico.** Se trata de un packstone de equinodermos, con abundantes cristales de dolomita, correspondiendo petrológicamente a una caliza dolomítica. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección A de Corral de Calatrava.

## LÁMINA 3

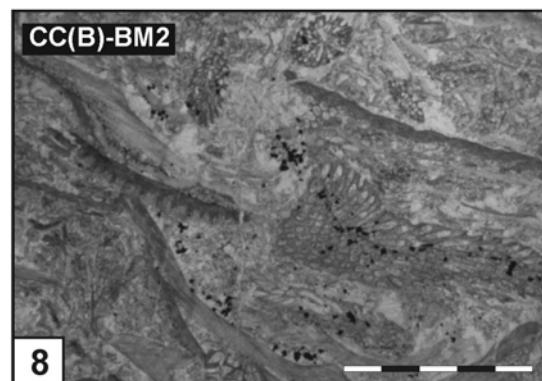
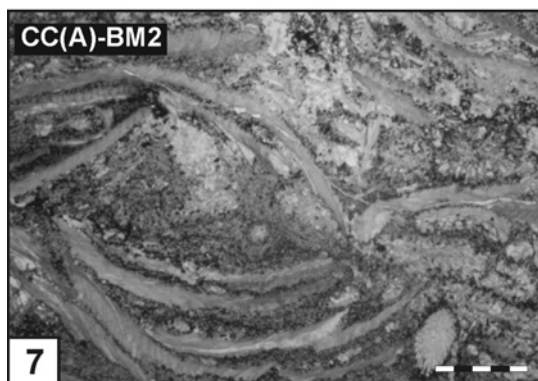
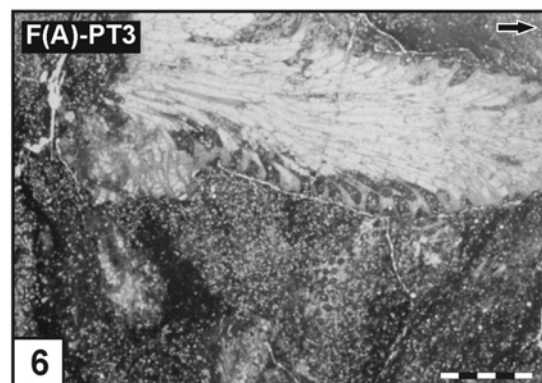
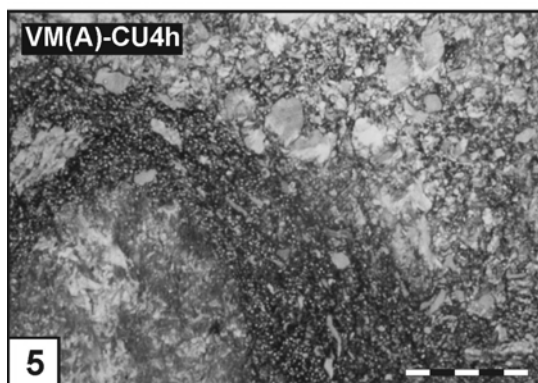
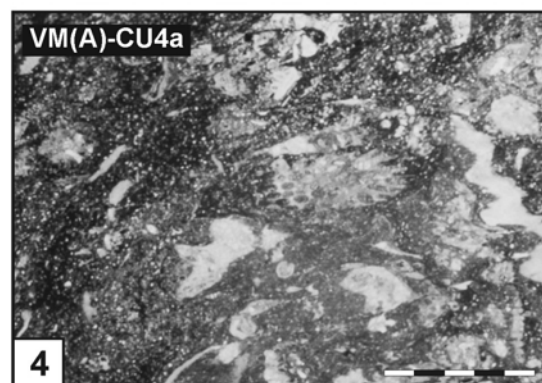
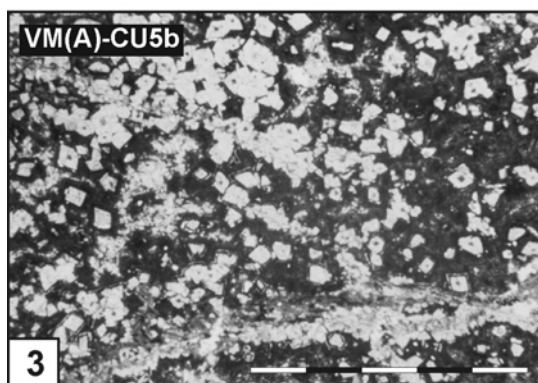
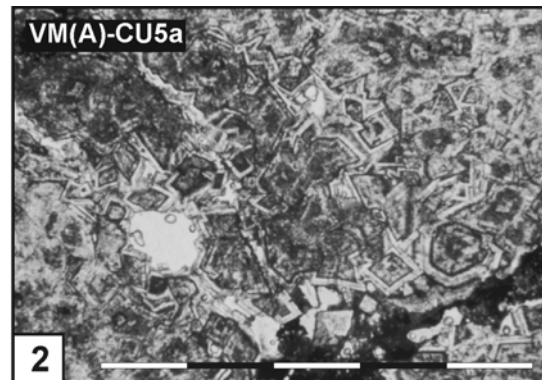
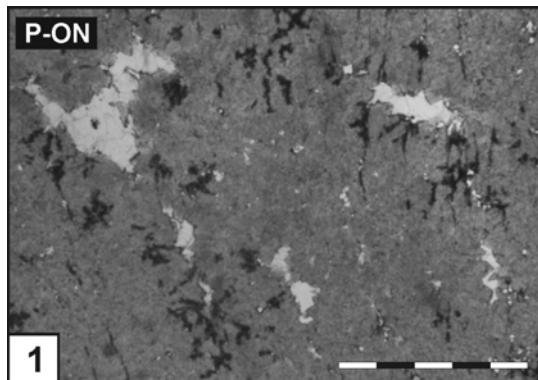


La escala gráfica representa 5 milímetros y la flecha, cuando aparece en el margen superior derecho, señala la posición del techo del nivel.

#### LÁMINA 4

- 1.-** *Sparstone*. Caliza dolomitizada. Procedencia: Formación Ojos Negros, sección de Pardos.
- 2.-** *Sparstone*. Caliza dolomitizada. Nótese que los cristales de dolomita aparecen zonados. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección A de Viso del Marqués.
- 3.-** *Sparstone*. Caliza dolomitizada. En función del estado de conservación del material, este sufrió posteriormente dedolomitización. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección A de Viso del Marqués.
- 4.-** Caliza arenosa. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección A de Viso del Marqués.
- 5.-** Caliza arenosa. Procedencia: “Caliza Urbana”, sección A de Viso del Marqués.
- 6.-** Arenisca calcárea con briozoos. Procedencia: Formación Fombuena (Miembro Piedra del Tormo), sección A de Fombuena.
- 7.-** Arenisca calcárea con braquiópodos. Procedencia: “Bancos Mixtos”, sección A de Corral de Calatrava.
- 8.-** Arenisca calcárea con briozoos y braquiópodos. Procedencia: “Bancos Mixtos”, sección B de Corral de Calatrava.

## LÁMINA 4



La escala gráfica representa 5 milímetros y la flecha, en la figura 6, señala la posición del techo del nivel.

**LÁMINA 5**

**Figura 1.-** Abrasión (**ab**) de los dentículos y parte de la superficie del proceso anterior, fragmento de elemento Pa de *Icriodella superba* Rhodes, 1953; vista oral; ejemplar MGM-4369-O [Ch(B)-O8-M]; Checa, Guadalajara.

**Figura 2.-** Corrosión (**c**) de la pared del elemento y fragmentación de los procesos posterior y lateral interno; elemento Pb derecho de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; vista lateral externa; ejemplar MGM-4140-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 3.-** Corrosión (**c**) de la pared del elemento y fragmentación distal de los procesos anterior, posterior y lateral externo; elemento Pb derecho de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; vista oral; ejemplar MGM-4139-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 4a.-** Corrosión (**c**) en el margen basal del elemento y perforaciones atribuidas a bioerosión (**b**); elemento acodiforme izquierdo de *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral interna; ejemplar MGM-4069-O [F(A)-CC55-B]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 4b.-** Detalle de las perforaciones.

**Figura 5a.-** Disolución (**d**) y fracturación de la cavidad basal; elemento acodiforme izquierdo de *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral interna; ejemplar MGM-4187-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Figura 5b.-** Detalle de la superficie afectada por la disolución.

**Figura 6a.-** Disolución (**d**) diferencial en la zona apical de la cúspide y los dentículos y fragmentación del ápice de la cúspide, dentículos y los procesos anterior y posteriores; elemento Sa de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; vista lateral; ejemplar MGM-4072-O [F(A)-CC53-C]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 6b.-** Detalle del dentículo de mayor tamaño, en el que se aprecia la abrasión (**ab**) del extremo apical fracturado.

**Figura 6c.-** Detalle de la cúspide.

**Figura 7a.-** Disolución (**d**) parcial del margen basal del ejemplar y fragmentación del ápice de la cúspide; elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho de *Panderodus gracilis* Branson y Mehl, 1933; vista lateral externa; ejemplar MGM-4055-O [F(A)-CC57-B]; Fombuena, Zaragoza.

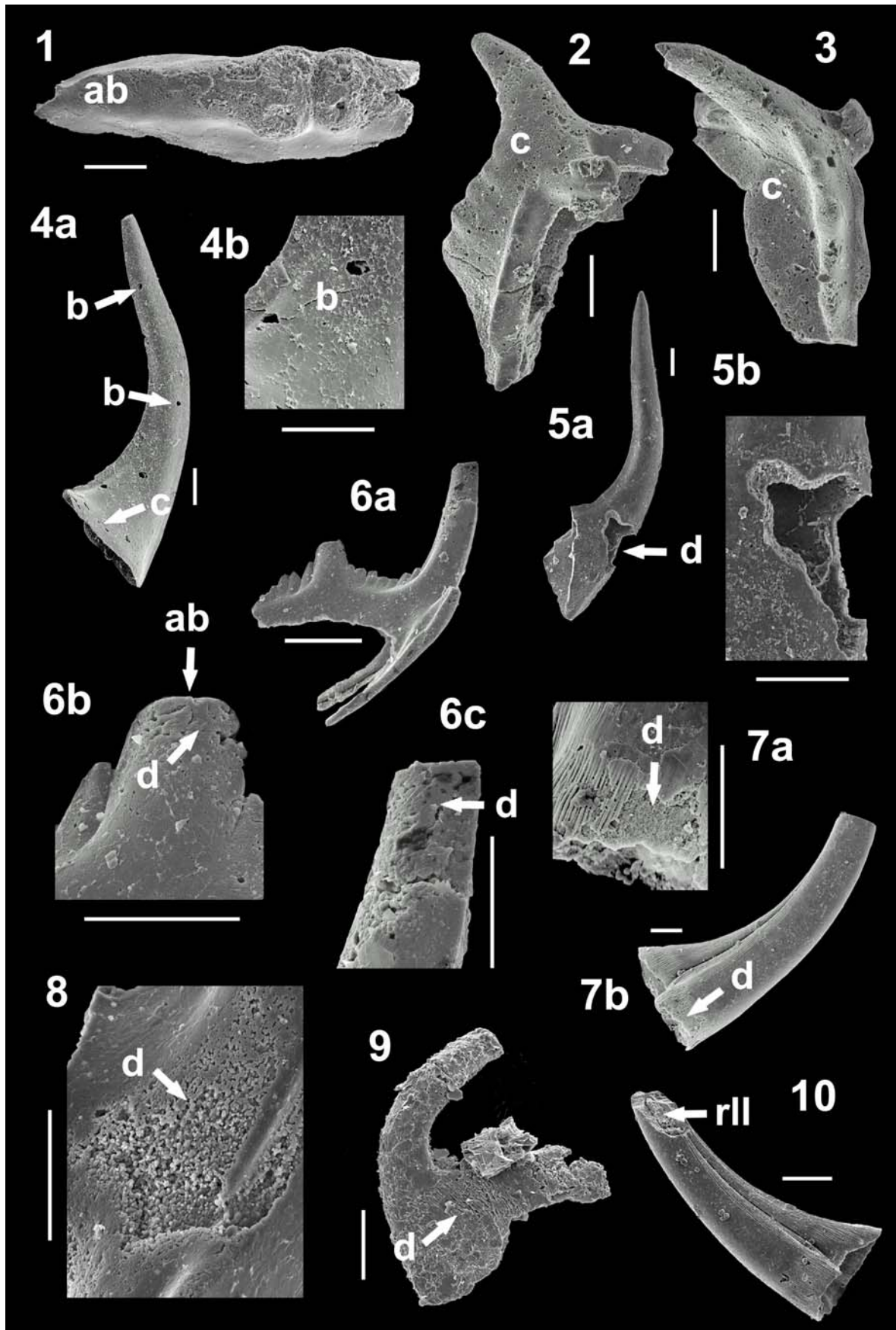
**Figura 7b.-** Detalle de la zona afectada por la disolución.

**Figura 8.-** Disolución (**d**) de la superficie de la pared del ejemplar MGM-4569-O [F(A)-CC58-Q] (Lám. 33, fig. 2); Fombuena, Zaragoza.

**Figura 9.-** Disolución (**d**) de la superficie de la pared y fragmentación del ápice de la cúspide y el proceso posterior; elemento Sc derecho de *Hamarodus europaeus* (Serpagli, 1967); vista lateral interna; ejemplar MGM-4466-O [PP-CU5-O]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.

**Figura 10.-** Relleno sedimentario (**rl**) en el extremo apical de la cavidad basal con material arcilloso, fragmentación del ápice de la cúspide, y disolución parcial del margen basal; elemento arcuatiforme-asimiliforme izquierdo de *Panderodus gracilis* Branson y Mehl, 1933; vista lateral externa; ejemplar MGM-4232-O [F(A)-CC53-J]; Fombuena, Zaragoza.

## LÁMINA 5



La escala gráfica representa 100 micras (en las fotografías de detalle 50 micras).

**LÁMINA 6**

**Figura 1.-** Relleno sedimentario (**rl**) de la cavidad basal y fracturación de los procesos; elemento pectiniforme derecho? de *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967; vista lateral; ejemplar MGM-4325-O [F(A)-CC4a-M]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 2a.-** Recrecimiento mineral de calcita (**rm**) sobre la pared del ejemplar; elemento distacodiforme izquierdo de *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral externa; ejemplar MGM-4394-O [F(A)-CC48-N]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 2b.-** Detalle del recrecimiento y por debajo de él, la pared inalterada del elemento.

**Figura 3a.-** Cementación (**cm**) y deformación continua del extremo distal de la cúspide; fragmento de cúspide de *Scabbardella* sp.; vista lateral; ejemplar MGM-4230-O [VSC-CU2-J]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

**Figura 3b.-** Detalle del cemento.

**Figura 4.-** Cementación (**cm**) que da lugar al característico patrón en cebra y fragmentación del ápice de la cúspide; elemento drepanodiforme de *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral interna; ejemplar MGM-3996-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**Figura 5a.-** Recristalización (**rx**) de la pared del elemento y fragmentación de los ápices de la cúspide y los dentículos y de los cuatro procesos; elemento Sd de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; vista lateral; ejemplar MGM-4210-O [H-CU7-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**Figura 5b.** Detalle de la zona apical de la cúspide.

**Figura 6.-** Recristalización (**rx**) de la pared y fragmentación de los procesos anterior y posterior; elemento Sc derecho de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; vista lateral interna; ejemplar MGM-4242-O [PP-CU5-J]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.

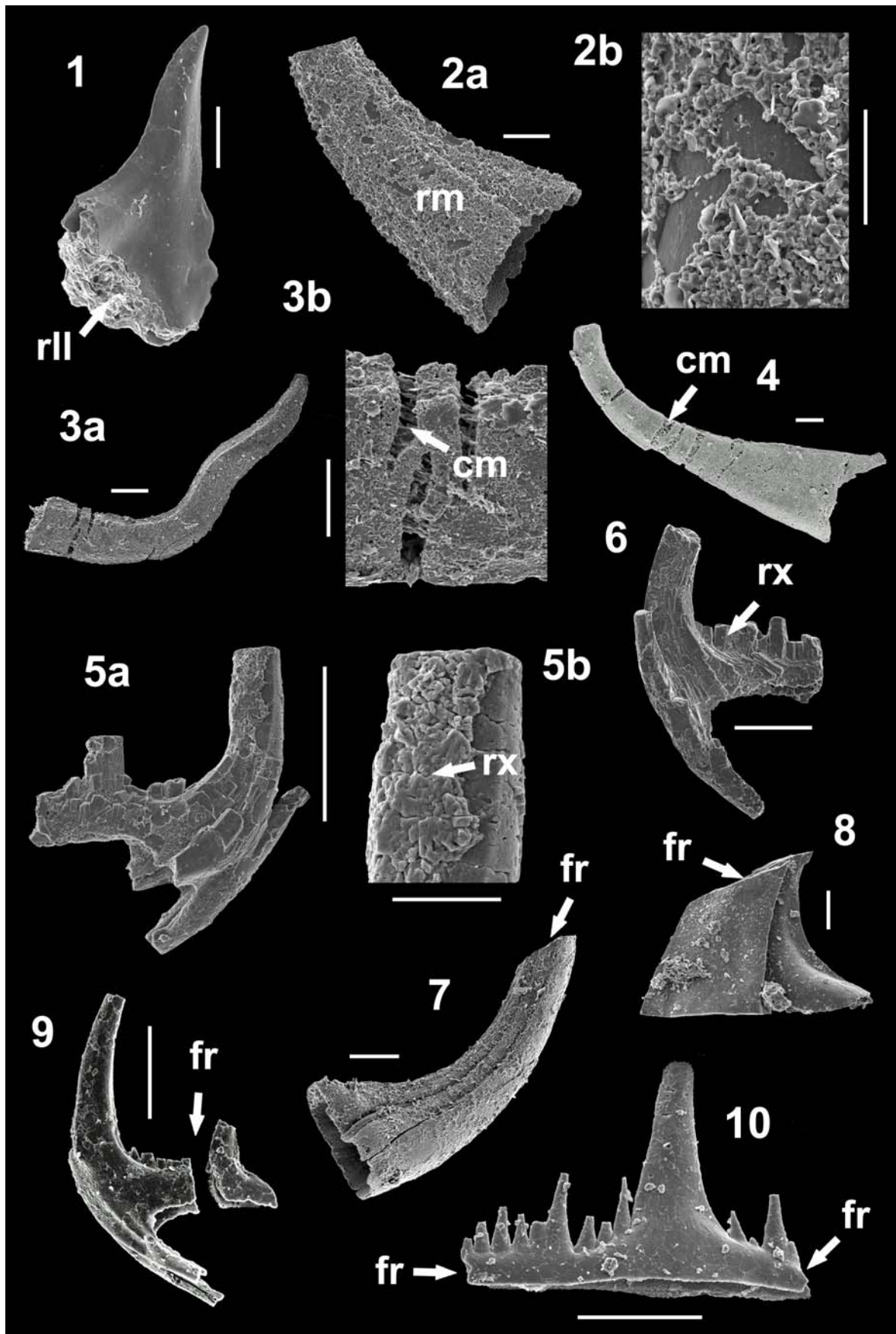
**Figura 7.-** Fragmentación del extremo apical de la cúspide (**fr**) y fisuración del flanco lateral; elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho de *Panderodus gracilis* Branson y Mehl, 1933; vista lateral externa; ejemplar MGM-4237-O [F(B)-CC6-J]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 8.-** Fragmentación (**fr**) de la cúspide; elemento distacodiforme? de *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral externa; ejemplar MGM-4192-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Figura 9.-** Fragmentación (**fr**) producida durante el montaje del ejemplar para fotografiarlo con microscopio electrónico de barrido (MEB), la fragmentación de los ápices de la cúspide y los dentículos y de los procesos no fue inducida por el tratamiento; elemento Sa de *Amorphognathus* sp. A; vista lateral; ejemplar MGM-4088-O [F(A)-CC29-C]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 10.-** Fragmentación (**fr**) de los extremos anterior y posterior; elemento hindeodelliforme; vista lateral; ejemplar MGM-4331-O [F(A)-CC8-M]; Fombuena, Zaragoza.

## LÁMINA 6



La escala gráfica representa 100 micras (en las fotografías de detalle 50 micras).

**LÁMINA 7**

**Figura 1.-** Fracturación (**fr**) de los procesos anterior, posterior y lateral externo y fisuración (**fs**) del ápice de la cúspide; elemento ambalodiforme derecho indeterminado; ejemplar MGM-4628-O [Ch(B)-O8-S]; Checa, Guadalajara.

**Figura 2.-** Escamación (**es**) en el margen anterior, fisuración (**fs**) del margen apical de la cúspide y fracturación del ápice de la cúspide y de los procesos; elemento S de *Sagittodontina* sp.; vista lateral interna; ejemplar MGM-3995-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**Figura 3a-** Aparición de fisuras (**fs**) en la cúspide del elemento paralelas a la fractura del ápice de la misma y fragmentación de los procesos anterior, posterior y lateral externo; elemento Sb derecho de *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967; vista lateral externa; ejemplar MGM-40889-O [F(A)-CC6-D]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 3b.-** Detalle de las fisuras.

**Figura 4.-** Colapso de la cavidad basal (**cc**) y fragmentación del ápice de la cúspide; elemento acodiforme? derecho de *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral externa; ejemplar MGM-4203-O [H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**Figura 5.-** Colapso de la cavidad basal (**cc**) y deformación continua (**dc**) de la cúspide; elemento coniforme indeterminado; vista lateral; ejemplar MGM-4166-O [VM(B)-BM8-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

**Figura 6.-** Deformación continua (**dc**) en la porción media del elemento y fragmentación de los procesos; elemento ramiforme indeterminado; vista oblicua; ejemplar MGM-4629-O [VM(C)-CU29-S]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

**Figura 7.-** Deformación continua (**dc**) de la porción media del ejemplar; elemento distacodiforme? derecho de *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948); vista anterior oblicua; ejemplar MGM-4225-O [VSC-CU1-J]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

**Figura 8a.-** Deformación continua (**dc**) que da lugar a una torsión no-original del espécimen; elemento acodiforme? derecho de *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948); vista posterior; ejemplar MGM-4606-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Figura 8b.-** Vista posterior oblicua.

**Figura 9.-** Deformación continua (**dc**) de la cúspide y el margen basal del proceso posterior; elemento Pb derecho de *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* Branson y Mehl, 1933; vista anterior oblicua; ejemplar MGM-4546-O [VSC-CU2-P]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

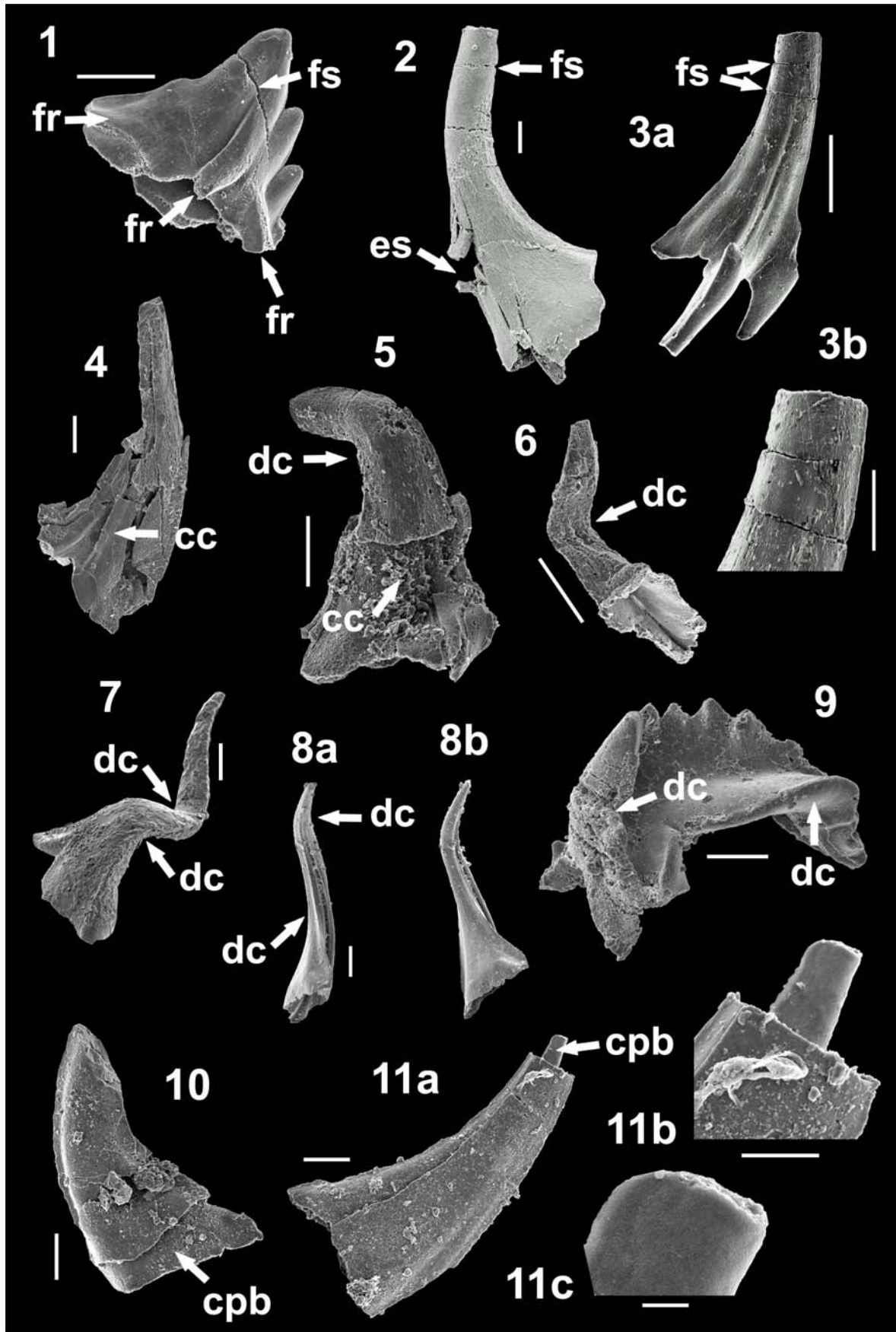
**Figura 10-** Ejemplo de conservación del cuerpo basal (**cpb**); elemento coniforme indeterminado; vista lateral; ejemplar MGM-4487-O [CC(A)-CU2d-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Figura 11a.-** Ejemplo de conservación del cuerpo basal (**cpb**); elemento distacodiforme derecho de *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948); vista lateral externa; ejemplar MGM-4611-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Figura 11b.-** Detalle del extremo apical.

**Figura 11c.-** Detalle de la textura del cuerpo basal, la escala gráfica representa en este caso 10 micras.

## LÁMINA 7



La escala gráfica representa 100 micras (en las fotografías de detalle 50 micras).

**LÁMINA 8**  
**ÍNDICE DEL COLOR DE ALTERACIÓN DE LOS CONODONTOS (CAI)**

**Figuras 1 y 2.-** Grado CAI=3.

**Figuras 3 y 4.-** Grado CAI=3,5.

**Figuras 5-7.-** Grado CAI=4.

**Figuras 8-10.-** Grado CAI=4,5.

**Figuras 11-13.-** Grado CAI=5,5. Observéese que la pared de los elementos ya presenta una textura sacaroidea.

**Figuras 14 y 15.-** Grado CAI=6.

**Figuras 16 y 17.-** Grado CAI anómalo. Los ejemplares proceden de niveles que acusan procesos de dolomitización. Presentan pátinas superficiales blanquecinas, y la superficie de la pared aparece granulada.

**Figuras 18 y 19-** Grado CAI anómalo. Los ejemplares proceden de muestras de Viso del Marqués, a diferencia de las figuras 16 y 17, los materiales no aparecen dolomitizados, sin embargo, la pared de los elementos se ha vuelto opaca y aparece recristalizada, incluso en el caso del elemento 18 con tinciones metálicas.

**LÁMINA 8**



## LÁMINA 9

**Figura 1.-** *Ansella?* sp., elemento Sb?; vista lateral; ejemplar MGM-4676-O [VSC-CU1-U]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

### **Figuras 2-4.-** *Walliserodus?* sp.

**2.-** Elemento coniforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4673-O [VSC-CU1-U]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

**3.-** Elemento coniforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4684-O [CC(A)-CU3a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**4.-** Elemento coniforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4674-O [VSC-CU1-U]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

### **Figuras 5-16.-** *Hamarodus europaeus* (Serpagli, 1967)

**5.-** Elemento P derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4076-O [F(A)-CC49-C]; Fombuena, Zaragoza.

**6.-** Elemento P derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4353-O [F(A)-CC33-M]; Fombuena, Zaragoza.

**7.-** Elemento P derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4504-O [H-CU8-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**8.-** Elemento P izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4424-O [F(A)-CC55-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.

**9.-** Elemento M izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4484-O [CC(A)-CU2d-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**10.-** Elemento P derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4508-O [H-CU8-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**11.-** Elemento M derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4502-O [H-CU6-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**12.-** Elemento M izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4464-O [T-CU2-O]; Terrinches, Ciudad Real.

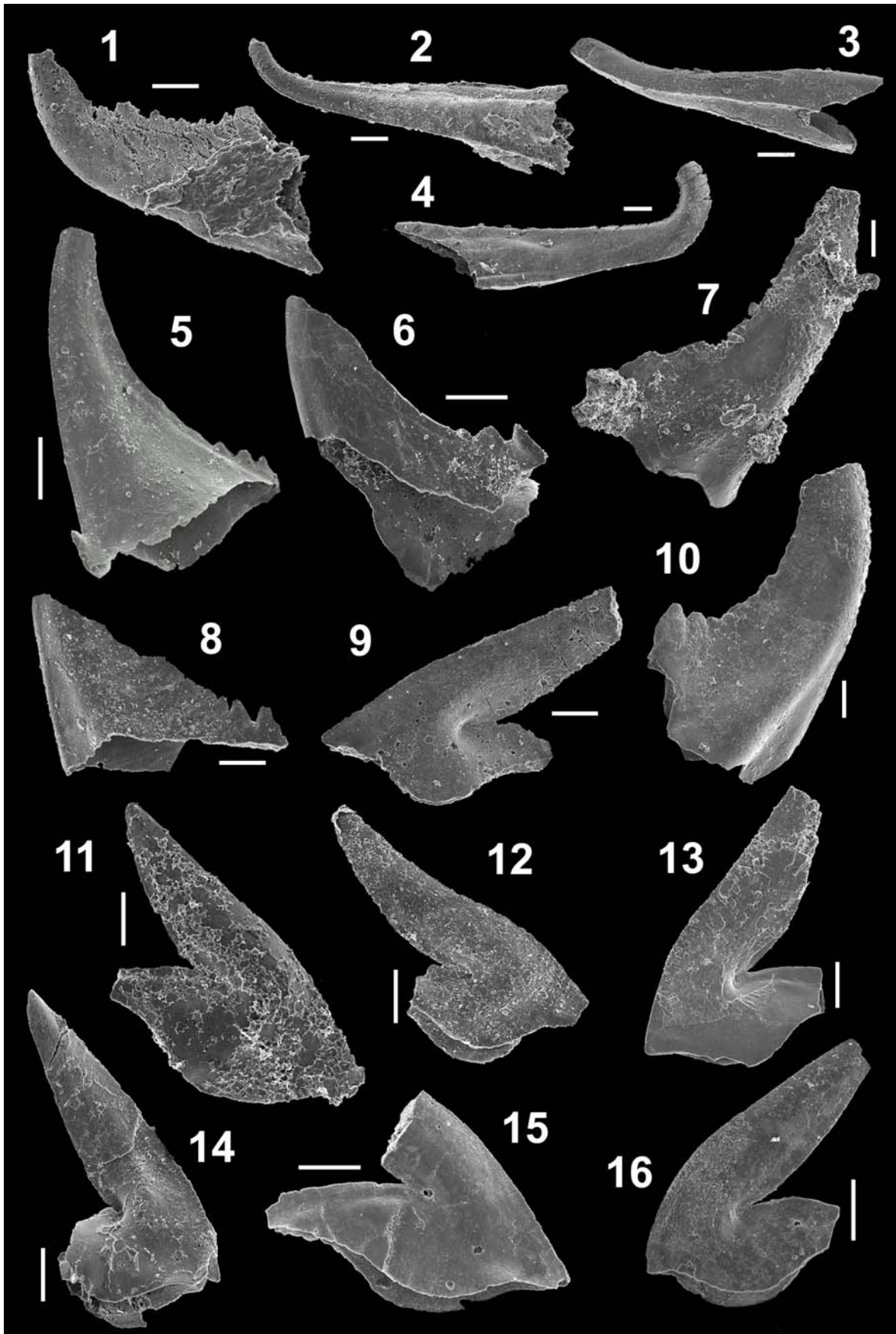
**13.-** Elemento M izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4500-O [H-CU6-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

**14.-** Elemento M izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4485-O [CC(A)-CU2d-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**15.-** Elemento M izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4348-O [F(A)-CC31-M]; Fombuena, Zaragoza.

**16.-** Elemento M derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4390-O [F(A)-CC47-N]; Fombuena, Ciudad Real.

LÁMINA 9



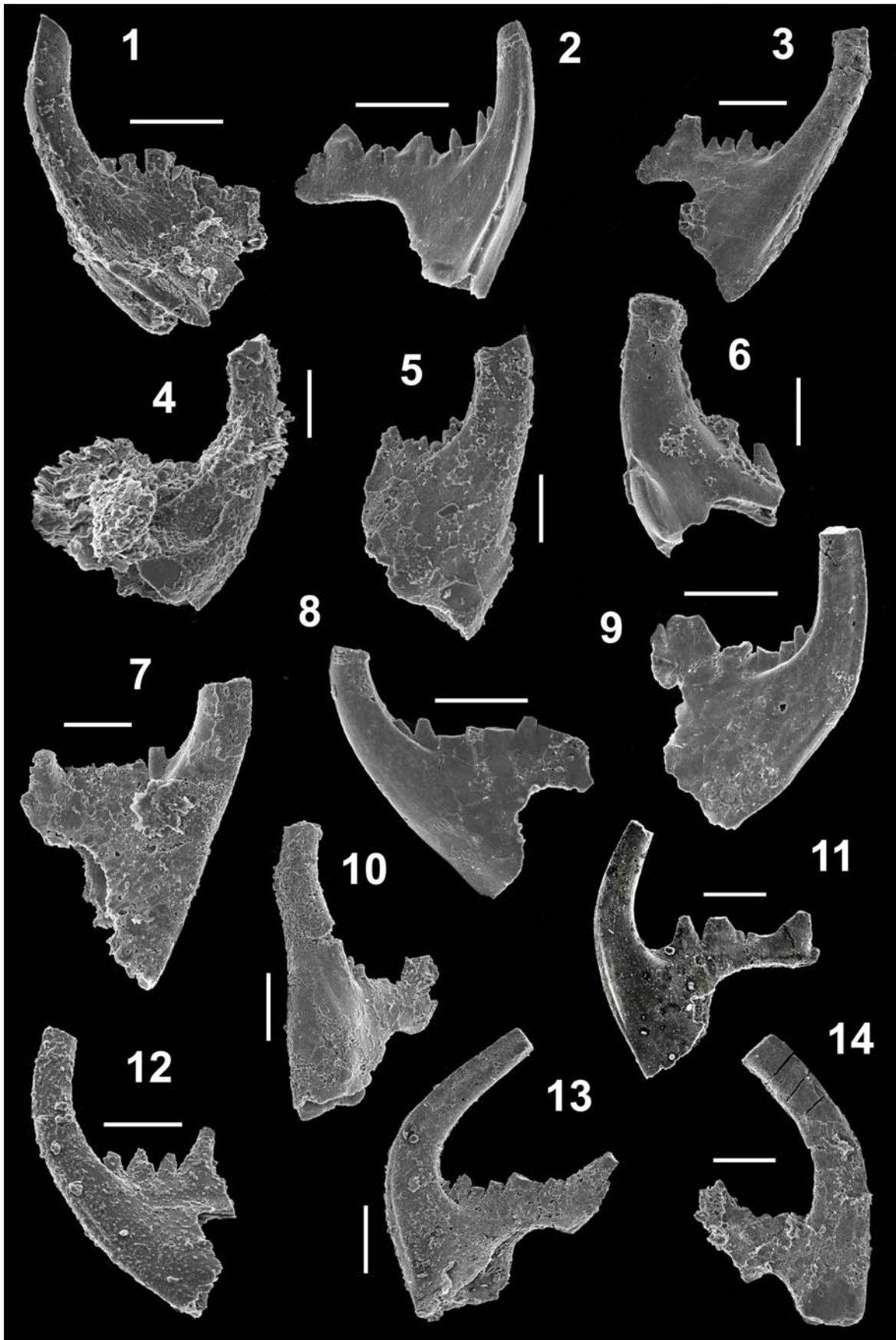
La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 10

### **Figuras 1-14.- *Hamarodus europaeus* (Serpagli, 1967)**

- 1.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4499-O [H-CU6-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4350-O [F(A)-CC35-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Sb? izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4245-O [PP-CU5-J]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento Sb? derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4501-O [H-CU6-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento Sb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4483-O [CC(A)-CU3a-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento Sb derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4481-O [CC(B)-CU3-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4468-O [VSC-CU2-O]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4377-O [F(A)-CC42-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento Sc derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4347-O [F(A)-CC31-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento Sc izquierdo; vista oblicua; ejemplar MGM-4465-O [PP-CU2-O]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4085-O [F(A)-CC55-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4254-O [H-CU7-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4223-O [VSC-CU1-J]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4473-O [CC(B)-CU5-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**LÁMINA 10**



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 11

### Figuras 1-4.- *Hamarodus?* sp.

1.- *Hamarodus?* sp.; elemento P derecho, vista lateral interna; ejemplar MGM-4325-O [F(A)-CC33-M]; Fombuena, Zaragoza

2.- *Hamarodus?* sp.; elemento M izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4126-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.

3.- *Hamarodus?* sp.; elemento Sd?, vista lateral; ejemplar MGM-4241-O [PP-CU2-J]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.

4.- *Hamarodus?* sp.; elemento Sc? izquierdo, vista lateral interna; ejemplar MGM-4363-O [F(A)-CC41-M]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 5.-** *Besselodus?* sp.; elemento a, vista lateral; ejemplar MGM-4564-O [F(A)-CC38-Q]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 6.-** *Protopanderodus* sp.; vista lateral interna?; ejemplar MGM-4545-O [VSC-CU2-P]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

**Figura 7a.-** *Pseudooneotodus* cf. *humilis* Orchard, 1980; vista oral; ejemplar MGM-4246-O [VSC-CU2-K]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

**Figura 7b.-** vista lateral.

**Figura 8.-** *Pseudooneotodus* sp. A; vista oral; ejemplar MGM-4025-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 9a.-** *Pseudooneotodus* sp.; vista oral; ejemplar MGM-4413-O [F(A)-CC51-N]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 9b.-** vista lateral oblicua.

### Figuras 10-12.- *Drepanoistodus* sp.

10.- *Drepanoistodus* sp.; elemento drepanoistodiforme derecho; vista oblicua externa; ejemplar MGM-4491-O [H-CU3-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

11.- *Drepanoistodus* sp.; elemento drepanoistodiforme izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4509-O [F(A)-CC5b-F]; Fombuena, Zaragoza.

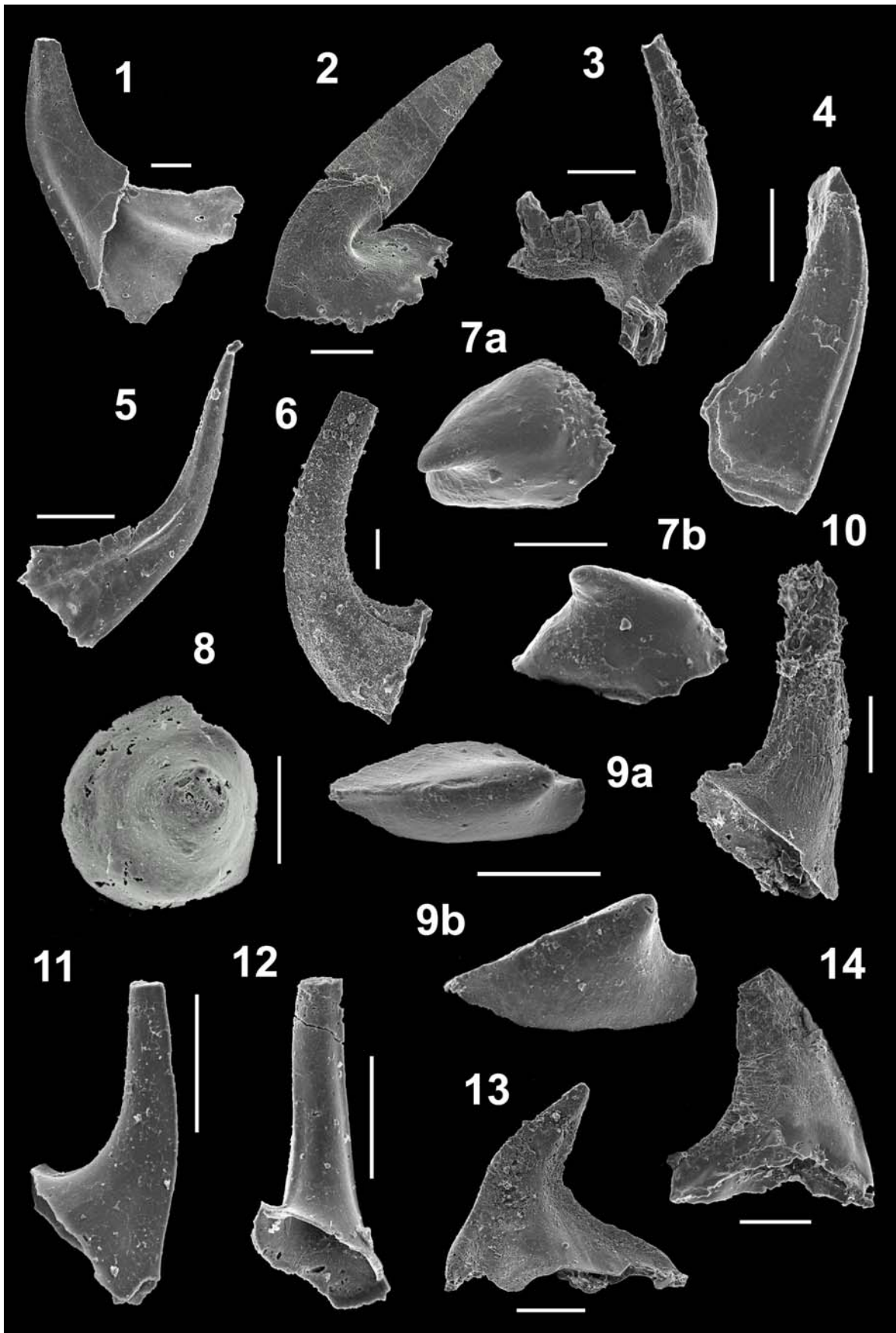
12.- *Drepanoistodus* sp.; elemento drepanoistodiforme izquierdo; vista oblicua interna; ejemplar MGM-4560-O [F(A)-CC33-Q]; Fombuena, Zaragoza.

### Figuras 13 y 14.- *Nordiodus italicus* Serpagli, 1967

13.- *Nordiodus italicus* Serpagli, 1967; elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4230-O [VM(C)-CU32-J]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

14.- *Nordiodus italicus* Serpagli, 1967; elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4316-O [VM(C)-CU29-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

LÁMINA 11



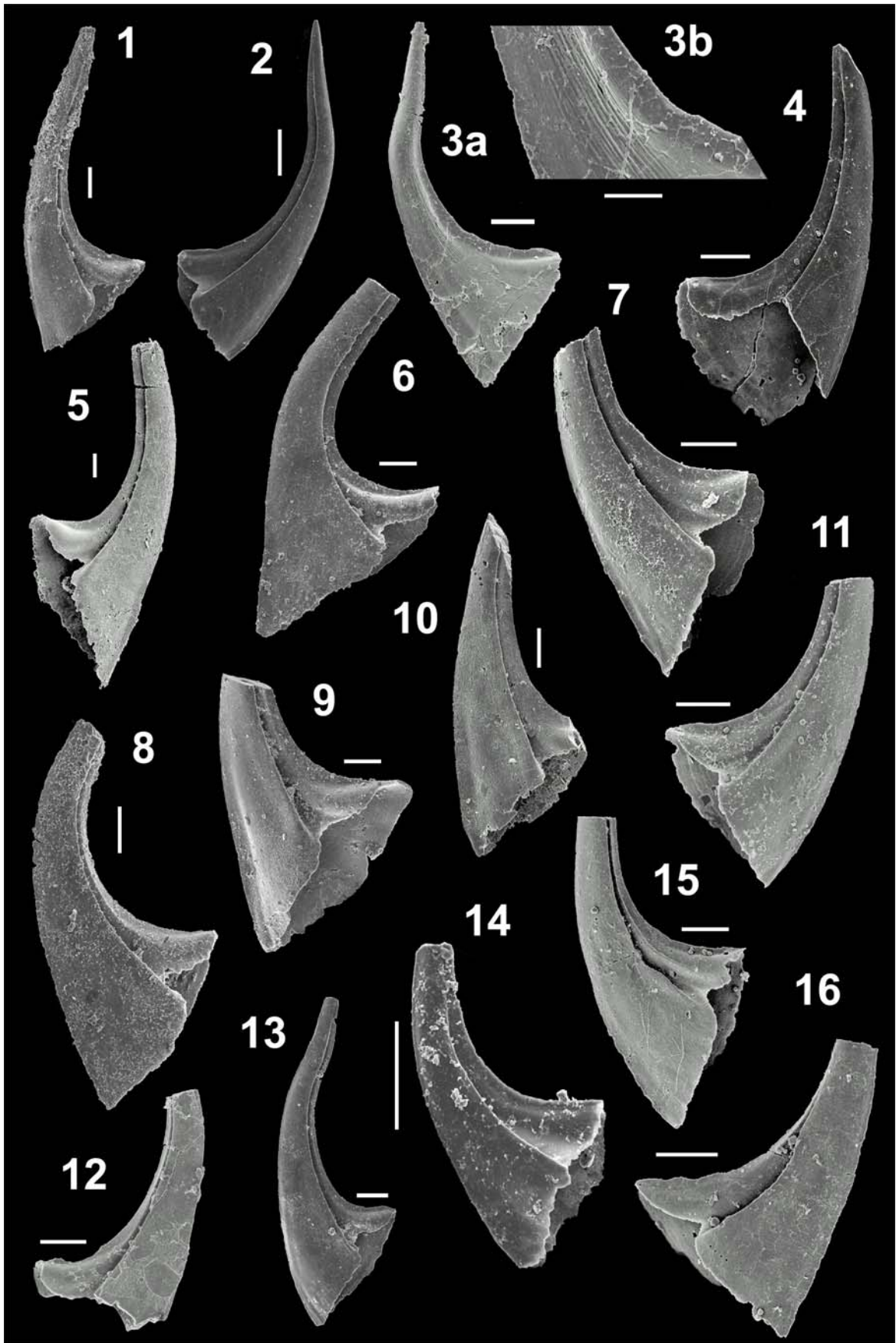
La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 12

### **Figuras 1-16.-** *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948)

- 1.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4189-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento acodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4407-O [F(A)-CC51-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento acodiforme derecho; ejemplar MGM-4068-O [F(A)-CC55-B]; Fombuena, Zaragoza.
  - 3a.-** vista lateral interna.
  - 3b.-** detalle de la estriación longitudinal.
- 4.-** Elemento acodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4117-O [F(A)-CC49-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento acodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-3934-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4190-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4114-O [F(A)-CC49-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4281-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4191-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 10.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4129-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento acodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4013-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento acodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4016-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4605-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4342-O [F(A)-CC27-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento acodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4057-O [F(A)-CC57-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Elemento acodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4056-O [F(A)-CC57-B]; Fombuena, Zaragoza.

LÁMINA 12



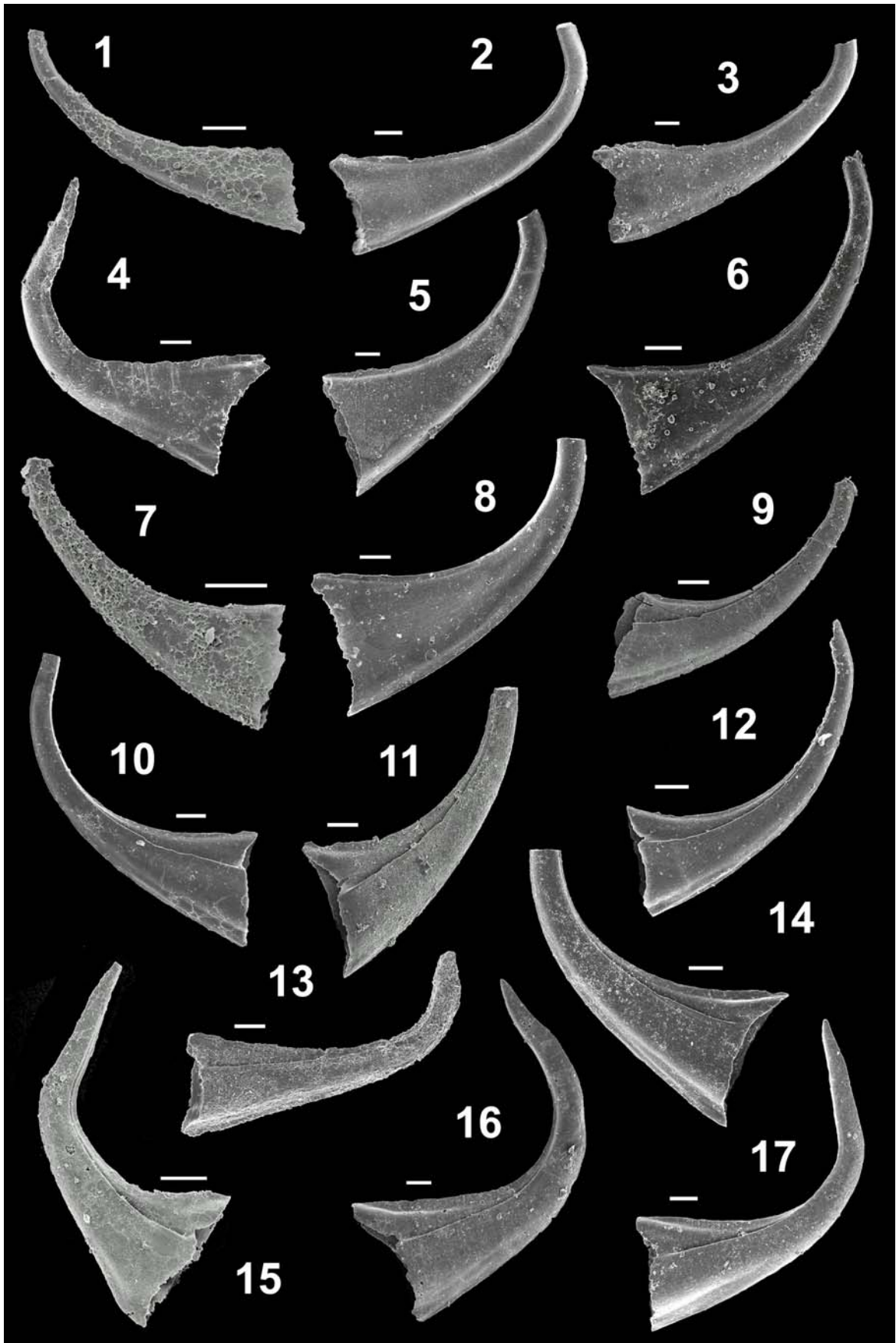
La escala gráfica representa 100 micras.

### LÁMINA 13

#### **Figuras 1-17.-** *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948)

- 1.-** Elemento drepanodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4011-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento drepanodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4218-O [T-CU2-I]; Terrinches, Ciudad Real.
- 3.-** Elemento drepanodiforme izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4607-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento drepanodiforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4214-O [CC(A)-CU3b-I]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento drepanodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4608-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento drepanodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4113-O [F(A)-CC49-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento drepanodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4064-O [F(A)-CC56-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.-** Elemento drepanodiforme izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4429-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento distacodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4123-O [F(B)-CC5-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento distacodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4432-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento distacodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4127-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento distacodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4428-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento distacodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4216-O [VSC-CU2-I]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento distacodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4433-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento distacodiforme? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-3993-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 16.-** Elemento distacodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4610-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 17.-** Elemento distacodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4215-O [CC(B)-CU5-I]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**LÁMINA 13**



La escala gráfica representa 100 micras.

**LÁMINA 14****Figuras 1-3.-** *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen, 1948)

- 1.-** Elemento drepanodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4042-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento drepanodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4644-O [H-CU6-T]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 3.-** Elemento distacodiforme? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4643-O [H-CU6-T]; Huertezuelas, Ciudad Real.

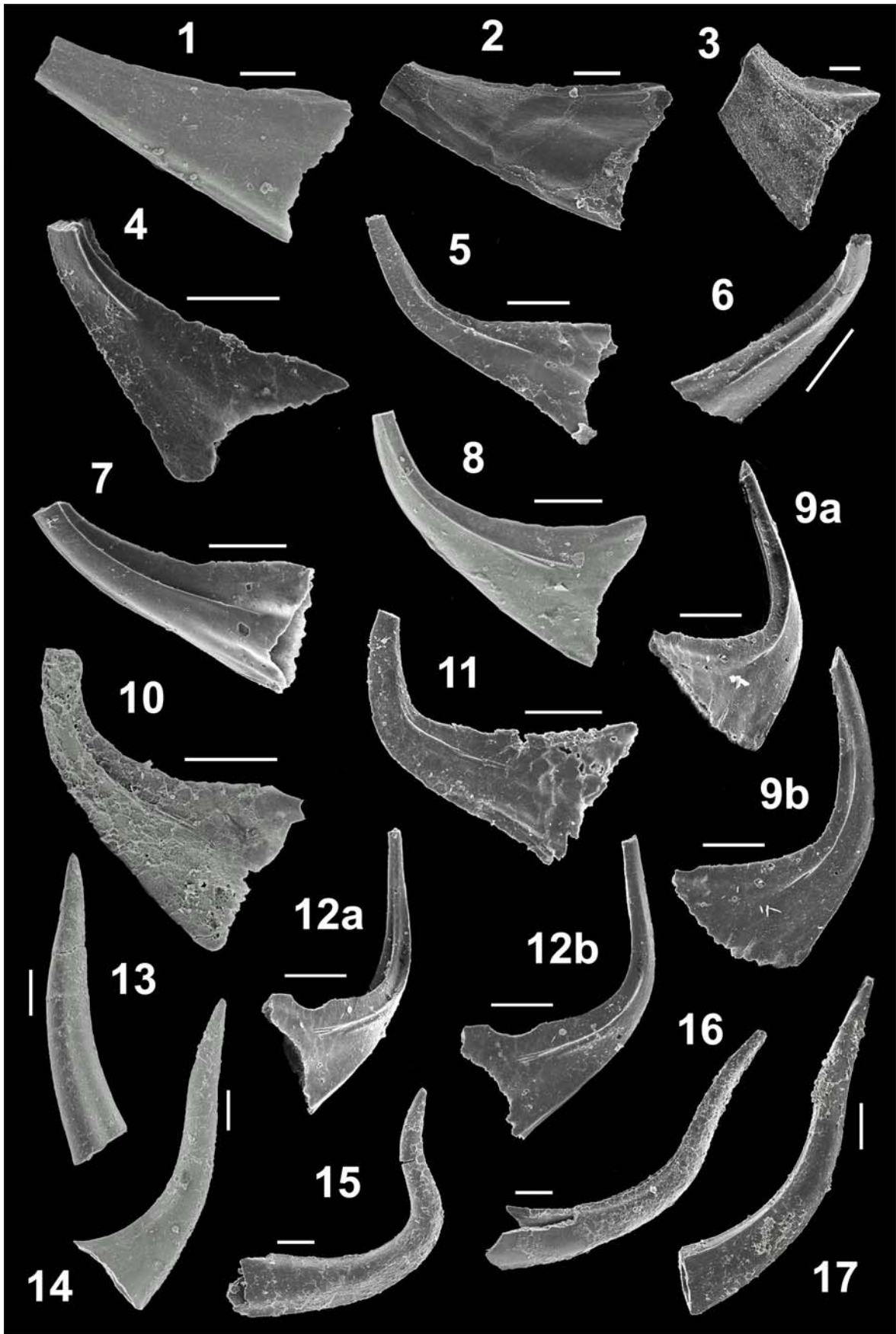
**Figuras 4-12.-** *Scabbardella* sp. A Nowlan y McCracken, 1988

- 4.-** Elemento c?; vista lateral; ejemplar MGM-4402-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento c?; vista lateral; ejemplar MGM-4425-O [F(A)-CC55-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento c?; vista lateral; ejemplar MGM-4419-O [F(A)-CC53-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento c? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4444-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.-** Elemento c?; vista lateral; ejemplar MGM-4022-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 9a.-** Elemento c?; vista oblicua; ejemplar MGM-4427-O F(B)-CC55-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 9b.-** Vista lateral.
- 10.-** Elemento c?; vista lateral; ejemplar MGM-4062-O [F(A)-CC56-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento c?; vista lateral; ejemplar MGM-4565-O [F(B)-CC38-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 12a.-** Elemento c?; vista oblicua; ejemplar MGM-4426-O [F(A)-CC55-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 12b.-** Vista lateral.

**Figuras 13-17.-** *Scabbardella* sp.

- 13.-** Fragmento apical de cúspide; vista lateral; ejemplar MGM-4043-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 14.-** Fragmento apical de cúspide; vista lateral; ejemplar MGM-4014-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Fragmento apical de cúspide; vista lateral; ejemplar MGM-4647-O [H-CU6-T]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 16.-** Fragmento apical de cúspide; vista lateral; ejemplar MGM-4646-O [H-CU6-T]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 17.-** Fragmento apical de cúspide; vista lateral; ejemplar MGM-4115-O [F(A)-CC49-E]; Fombuena, Zaragoza.

LÁMINA 14



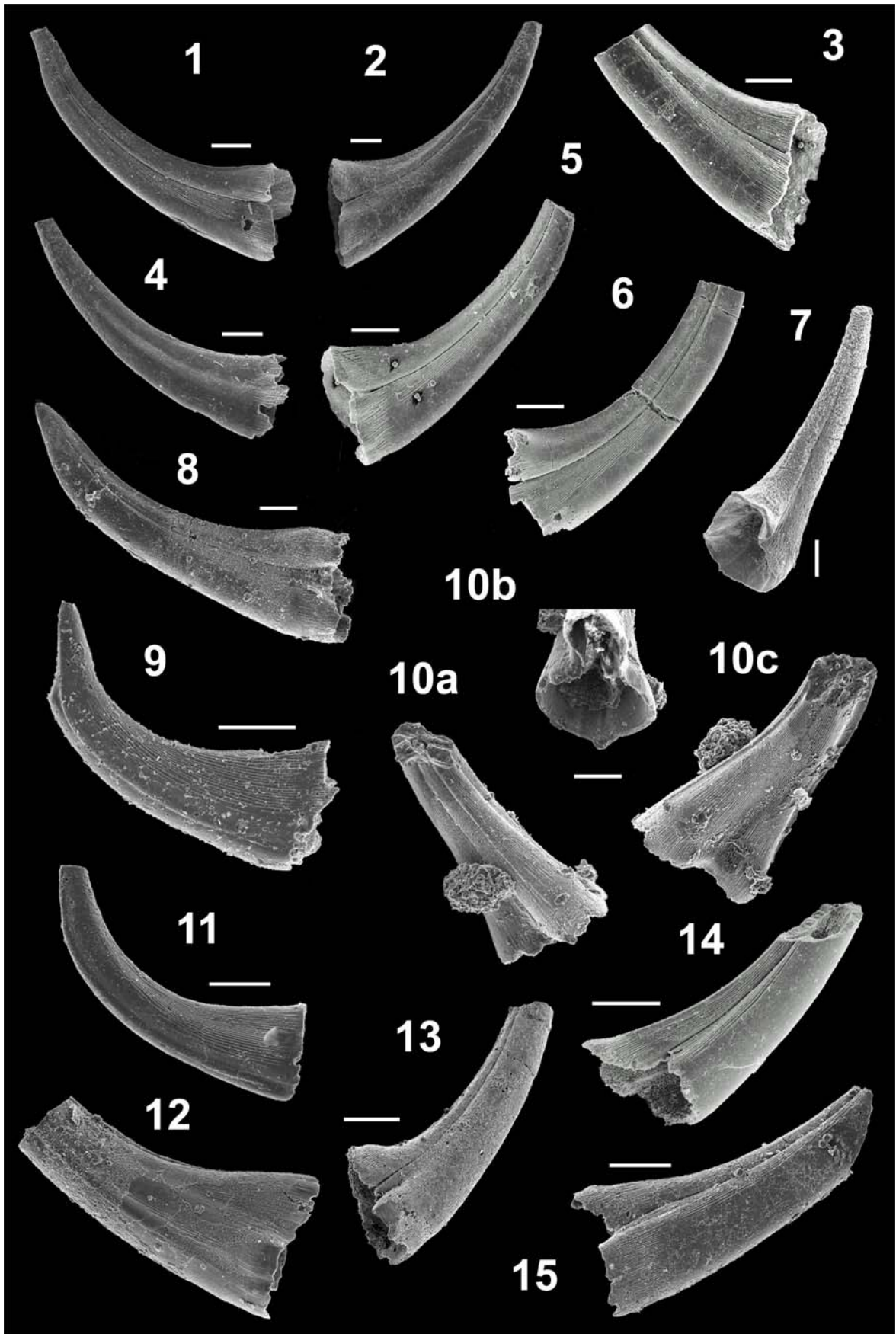
La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 15

**Figuras 1-15.-** *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl, 1933) s.l.

- 1.-** Elemento falciforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4380-O [F(A)-CC45-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento falciforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4406-O [F(A)-CC51-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento falciforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4106-O [F(A)-CC23-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento falciforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4383-O [F(A)-CC45-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento falciforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4034-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento falciforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4118-O [F(B)-CC3-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento falciforme? derecho; vista lateral-oblicua externa; ejemplar MGM-4619-O [T-CU8-R]; Terrinches, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento falciforme? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4258-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento arcuatiforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4362-O [F(A)-CC41-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 10a.-** Elemento arcuatiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4601-O [H-CU5-R]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 10b.-** Vista aboral, detalle de la sección transversal de la cavidad basal.
- 10c.-** Vista lateral-oblicua interna.
- 11.-** Elemento arcuatiforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4405-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento asimiliforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4658-O [CC(B)-CU3-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento asimiliforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4235-O [F(B)-CC6-J]; Fombuena, Zaragoza.
- 14.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4039-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4233-O [F(A)-CC53-J]; Fombuena, Zaragoza.

LÁMINA 15



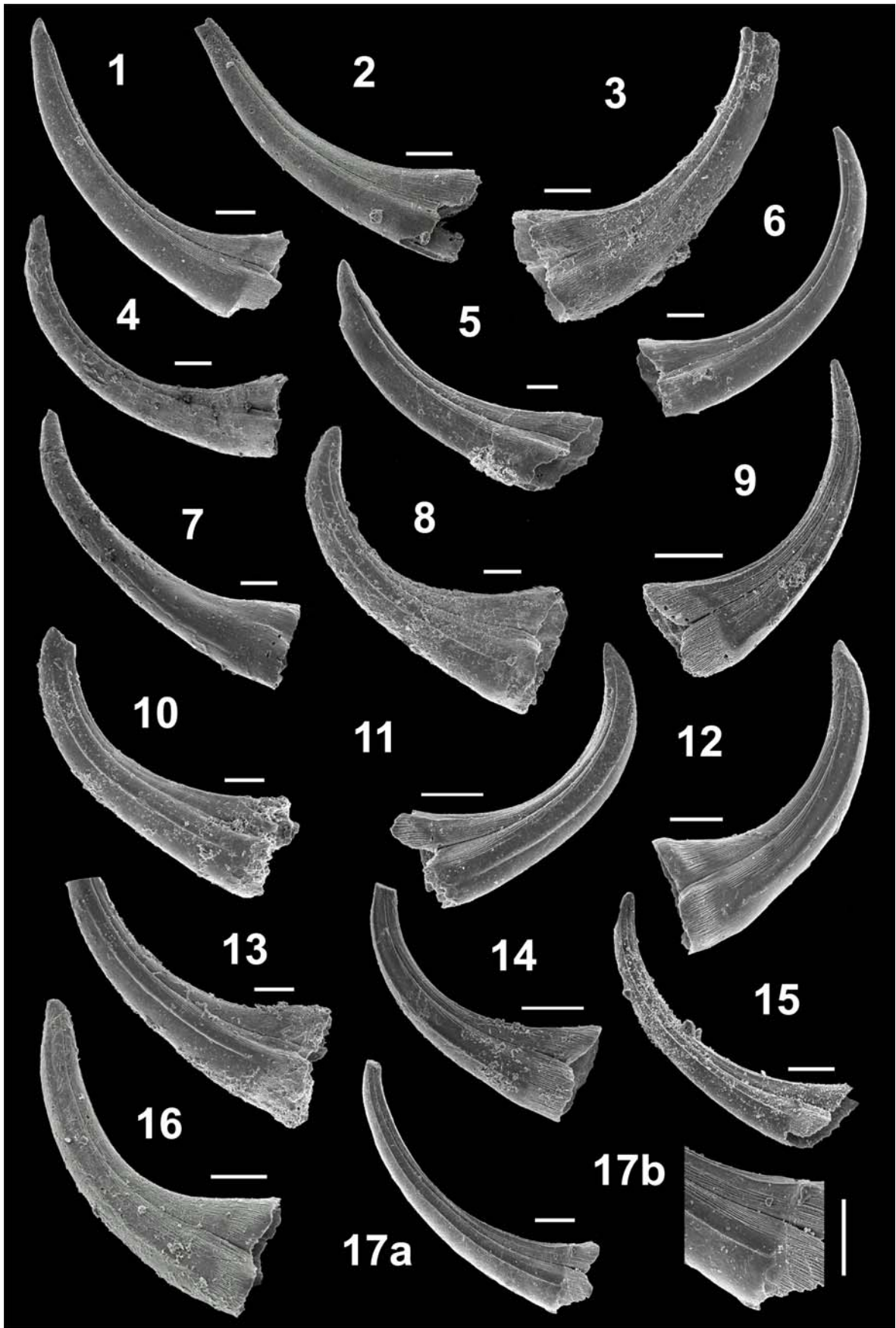
La escala gráfica representa 100 micras (en la fotografía de detalle 50 micras).

**LÁMINA 16**

**Figuras 1-17.-** *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl, 1933) s.l.

- 1.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4229-O [F(A)-CC58-J]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4233-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4262-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4240-O [VSC-CU2-J]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4391-O [F(A)-CC47-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4434-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento similiforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4222-O [VSC-CU1-J]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4260-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento similiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4227-O [F(A)-CC49-J]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4257-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento similiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4381-O [F(A)-CC45-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento similiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4435-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4256-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4404-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4389-O [F(A)-CC45-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4131-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 17a.-** Elemento similiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4228-O [F(A)-CC49-J]; Fombuena, Zaragoza.
- 17b.-** Detalle de la microornamentación.

LÁMINA 16



La escala gráfica representa 100 micras (en la fotografía de detalle 50 micras).

**LÁMINA 17****Figuras 1-4.- *Panderodus* cf. *gracilis* Branson y Mehl, 1933**

- 1.- Elemento arcuatiforme-asimiliforme; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4305-O [VM(A)-CU5e-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 2.- Elemento falciforme?; vista posterior; ejemplar MGM-4620-O [L-CC11-S]; Luesma, Zaragoza.
- 3.- Elemento arcuatiforme-asimiliforme; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4309-O [VM(A)-CU5d-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 4.- Elemento falciforme?; vista lateral oblicua; ejemplar MGM-4313-O [VM(C)-CU39-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

**Figuras 5-6.- *Panderodus panderi?* (Stauffer, 1940)**

- 5.- Elemento similiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4633-O [CC(A)-CU2a-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.- Elemento arcuatiforme-asimiliforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4634-O [CC(A)-CU2a-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Figuras 7-8.- *Panderodus* n. sp. A**

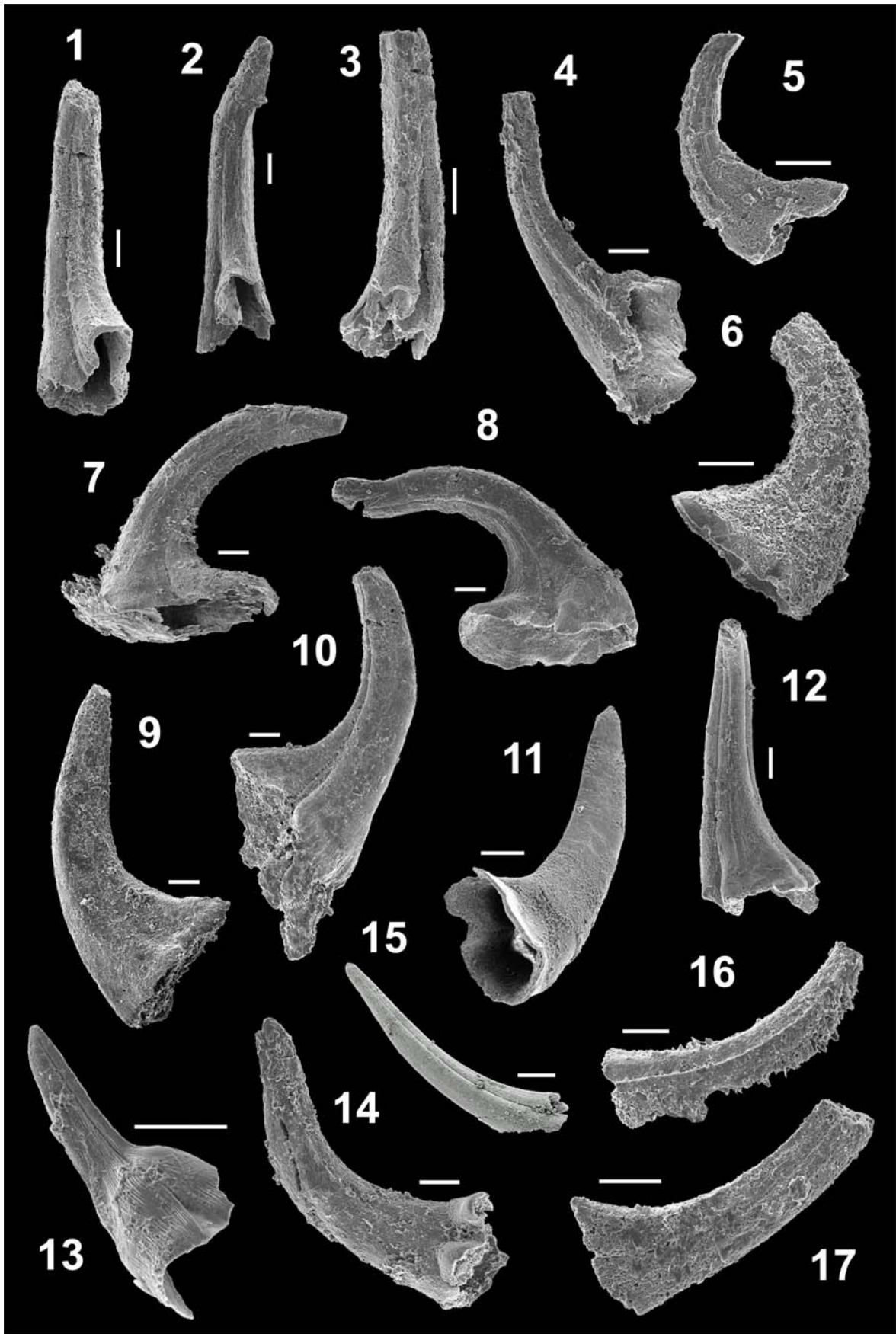
- 7.- Elemento falciforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4311-O [VM(C)-CU39-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 8.- Elemento falciforme izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4318-O [VM(C)-CU29-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

**Figuras 9-15.- *Panderodus* spp.**

- 9.- Elemento falciforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4517-O [VM(A)-CU4c-P]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 10.- Elemento falciforme izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4306-O [VM(B)-CU2-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 11.- Elemento falciforme derecho; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4630-O [Al(B)-CU-S]; Aldeaquemada, Jaén.
- 12.- Elemento similiforme; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4631-O [CC(A)-CU3b-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 13.- Elemento patológico?; vista lateral; ejemplar MGM-4418-O [F(A)-CC53-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 14.- Elemento arcuatiforme-asimiliforme; vista lateral interna; ejemplar MGM-4320-O [VM(C)-CU29-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 15.- Fragmento apical de cúspide; vista lateral; ejemplar MGM-4028-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.

**Figuras 16-17.- *Panderodus?* sp.**

- 16.- Vista lateral; ejemplar MGM-4304-O [VM(B)-CU8-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 17.- Vista lateral; ejemplar MGM-4303-O [VM(B)-CU8-L]; Viso del Marqués, Ciudad Real.



## LÁMINA 18

Reconstrucción del aparato de *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933 *sensu* Sweet (in Robison, 1981)

Elementos pareados:

Izquierdos:

**Pa<sub>i</sub>**- ejemplar MGM-4045-O [F(A)-CC58-B]; vista oral; Fombuena, Zaragoza.

**Pb<sub>i</sub>**- ejemplar MGM-4141-O [F(A)-CC58-Ñ]; vista lateral externa; Fombuena, Zaragoza.

**M<sub>i</sub>**- ejemplar MGM-4094-O [CC(B)-CU5-O]; vista posterior; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**Sb<sub>i</sub>**- ejemplar MGM-4355-O [F(A)-CC56-B]; vista lateral externa; Fombuena, Zaragoza.

**Sc<sub>i</sub>**- ejemplar MGM-4384-O [F(A)-CC45-N]; vista lateral interna; Fombuena, Zaragoza.

Derechos:

**Pa<sub>d</sub>**- ejemplar MGM-4417-O [F(A)-CC53-Ñ]; vista oral; Fombuena, Zaragoza.

**Pb<sub>d</sub>**- ejemplar MGM-4440-O [F(B)-CC6-F]; vista lateral externa; Fombuena, Zaragoza.

**M<sub>d</sub>**- ejemplar MGM-4474-O [F(A)-CC49-D]; vista posterior; Fombuena, Zaragoza.

**Sb<sub>d</sub>**- ejemplar MGM-4059-O [F(A)-CC56-B]; vista lateral externa; Fombuena, Zaragoza.

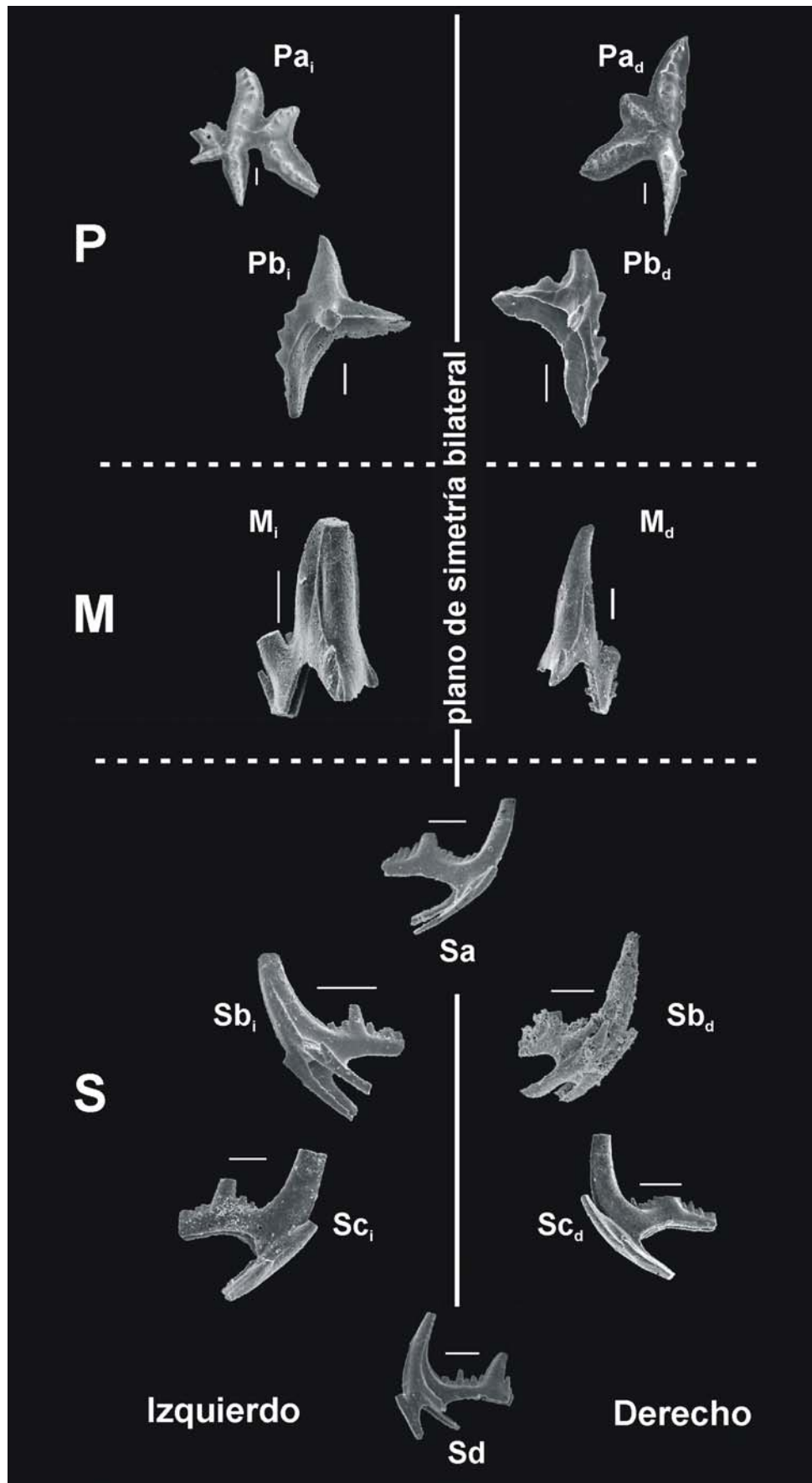
**Sc<sub>d</sub>**- ejemplar MGM-4148-O [F(B)-CC6-F]; vista lateral interna; Fombuena, Zaragoza.

Elementos no pareados:

**Sa**- ejemplar MGM-4072-O [F(A)-CC53-C]; vista lateral; Fombuena, Zaragoza.

**Sd**- ejemplar MGM-4410-O [F(A)-CC51-N]; vista lateral; Fombuena, Zaragoza.

## LÁMINA 18

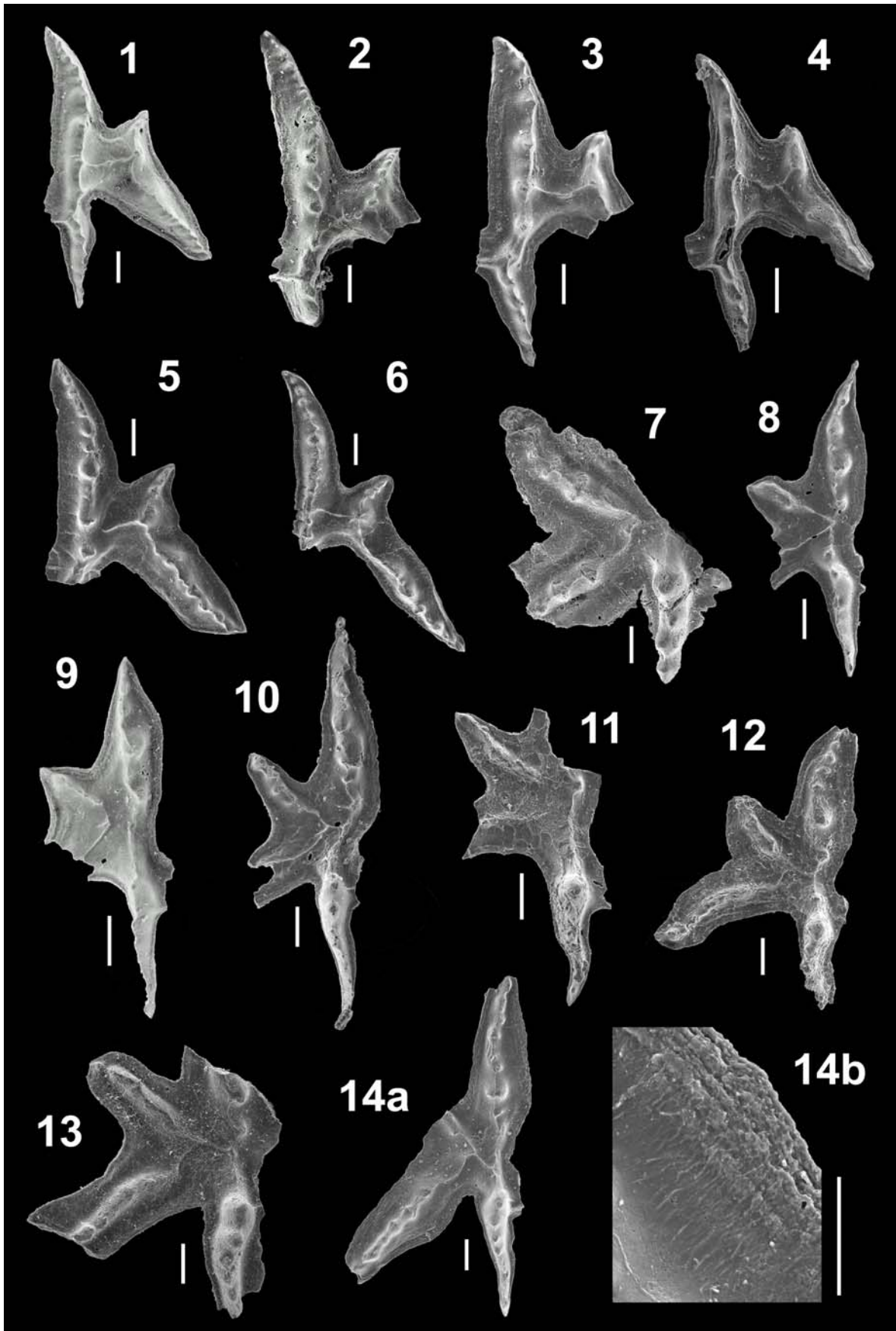


## LÁMINA 19

### **Figuras 1-14.-** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 1.-** Elemento Pa izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4038-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento Pa izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4111-O [F(A)-CC38-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Pa izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4458-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Pa izquierdo, vista oral; ejemplar MGM-4395-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento Pa izquierdo, vista oral; ejemplar MGM-4457-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento Pa izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4403-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento Pa derecho; vista oral; ejemplar MGM-4337-O [F(A)-CC25]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4452-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4012-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4365-O [F(B)-O3-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4453-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4416-O [F(A)-CC53-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4378-O [F(A)-CC43-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 14a.-** Elemento Pa derecho, vista oral; ejemplar MGM-4579-O [F(A)-CC38-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 14b.-** Detalle del margen basal del proceso posterior.

**LÁMINA 19**



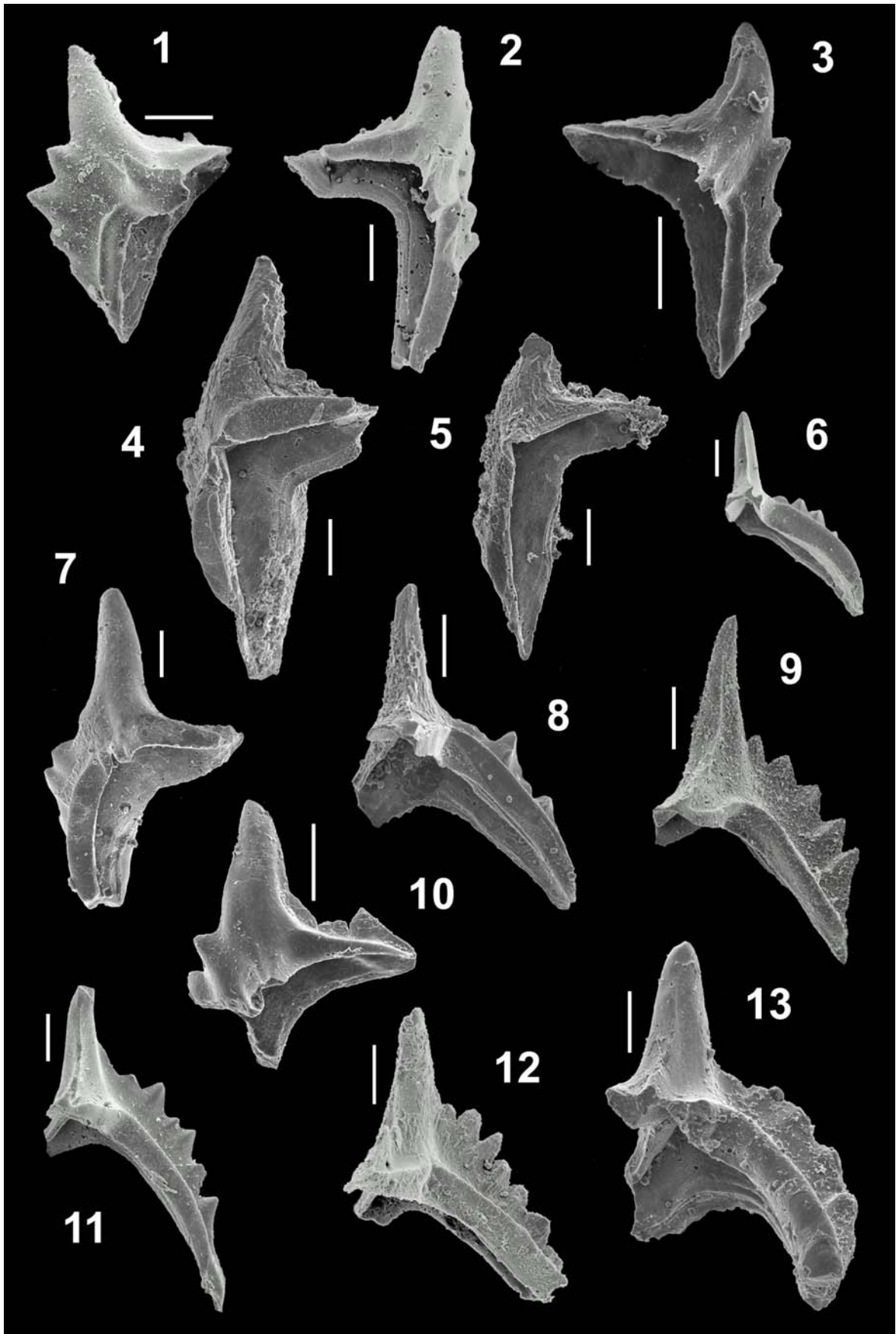
La escala gráfica representa 100 micras (en la fotografía de detalle 50 micras).

## LÁMINA 20

### **Figuras 1-13.-** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 1.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4035-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4050-O [F(A)-CC57-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4399-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4298-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4299-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento Pb izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4023-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4287-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Pb izquierdo; vista postero-lateral interior oblicua; ejemplar MGM-4296-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento Pb izquierdo; vista postero-lateral interior oblicua; ejemplar MGM-4078-O [F(A)-CC49-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4456-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento Pb izquierdo; vista postero-lateral interior oblicua; ejemplar MGM-4070-O [F(A)-CC5b-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento Pb izquierdo; vista postero-lateral interior oblicua; ejemplar MGM-3992-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento Pb izquierdo; vista postero-lateral interior oblicua; ejemplar MGM-4297-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real; deformado tafonómicamente.

**LÁMINA 20**



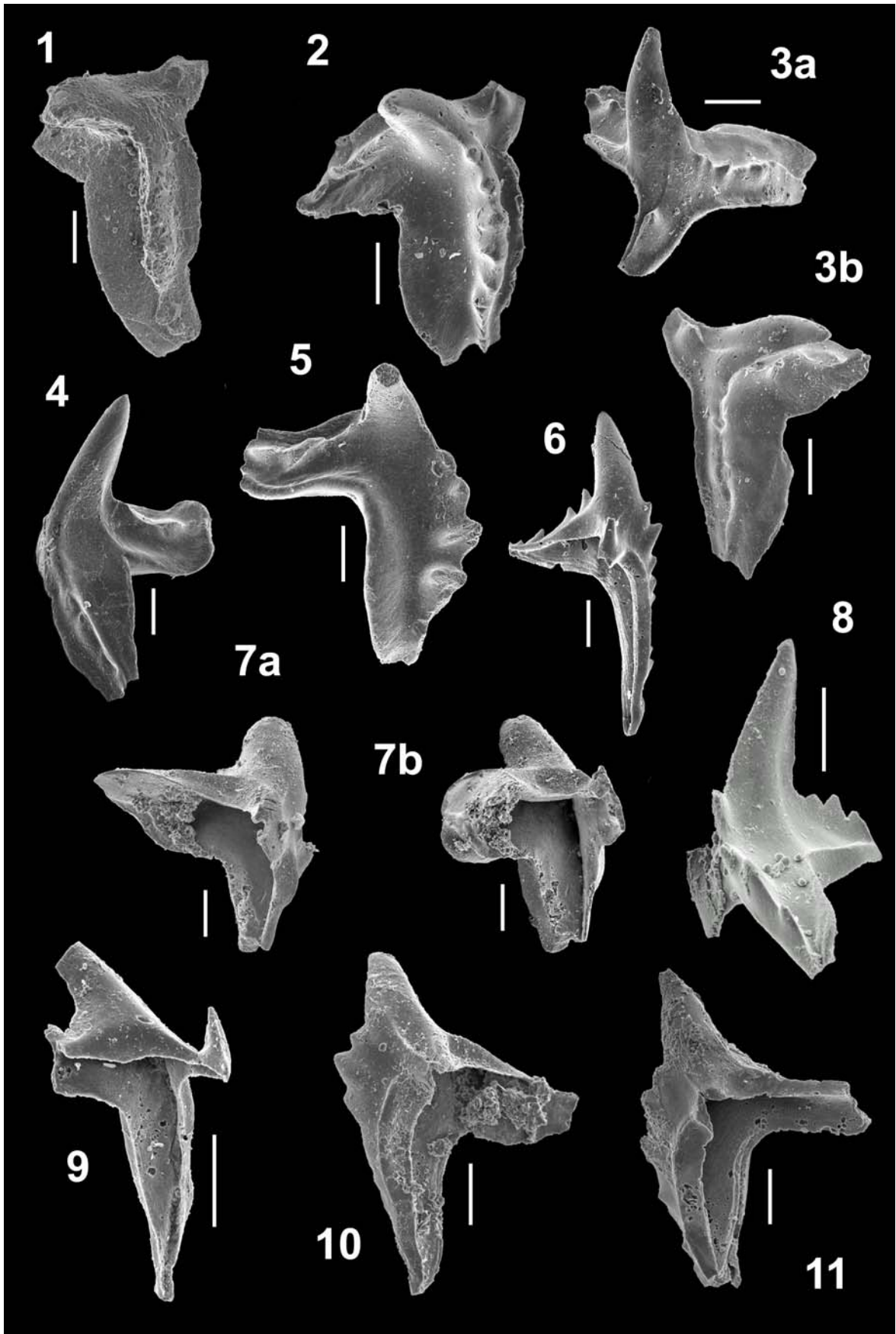
La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 21

### **Figuras 1-11.**- *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 1.-** Elemento Pb izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4288-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento Pb izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4437-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 3a.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4617-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 3b.-** Vista oral (x180).
- 4.-** Elemento Pb derecho; vista lateral interna oblicua; ejemplar MGM-4393-O [F(A)-CC47-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4627-O [Ch(B)-O5-S]; Checa, Guadalajara.
- 6.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4438-O [F(A)-CC58]; Fombuena, Zaragoza.
- 7a.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4613-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7b.-** Vista aboral oblicua.
- 8.-** Elemento Pb derecho; vista anterior oblicua; ejemplar MGM-4036-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento Pb derecho; vista aboral oblicua; ejemplar MGM-4439-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4300-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa oblicua; ejemplar MGM-4212-O [H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.

LÁMINA 21



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 22

### **Figuras 1-12.-** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

**1a.-** Elemento Pb-a izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4635-O [CC(B)-CU4b-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**1b.-** Vista lateral interna oblicua.

**2a.-** Elemento Pb-a izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4614-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**2b.-** Vista lateral interna oblicua.

**3.-** Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4507-O [H-CU8-O], Huertezuelas, Ciudad Real.

**4.-** Elemento M izquierdo; vista anterior oblicua; ejemplar MGM-4096-O [F(A)-CC58-D]; Fombuena, Zaragoza.

**5.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4092-O [F(A)-CC5b-D]; Fombuena, Zaragoza.

**6.-** Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4143-O [F(B)-CC6-D]; Fombuena, Zaragoza.

**7.-** Elemento M izquierdo; vista lateral interna oblicua; ejemplar MGM-4185-O [F(B)-O1-H]; Fombuena, Zaragoza.

**8.-** Elemento M derecho; vista lateral interna oblicua; ejemplar MGM-4505-O [H-CU8-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

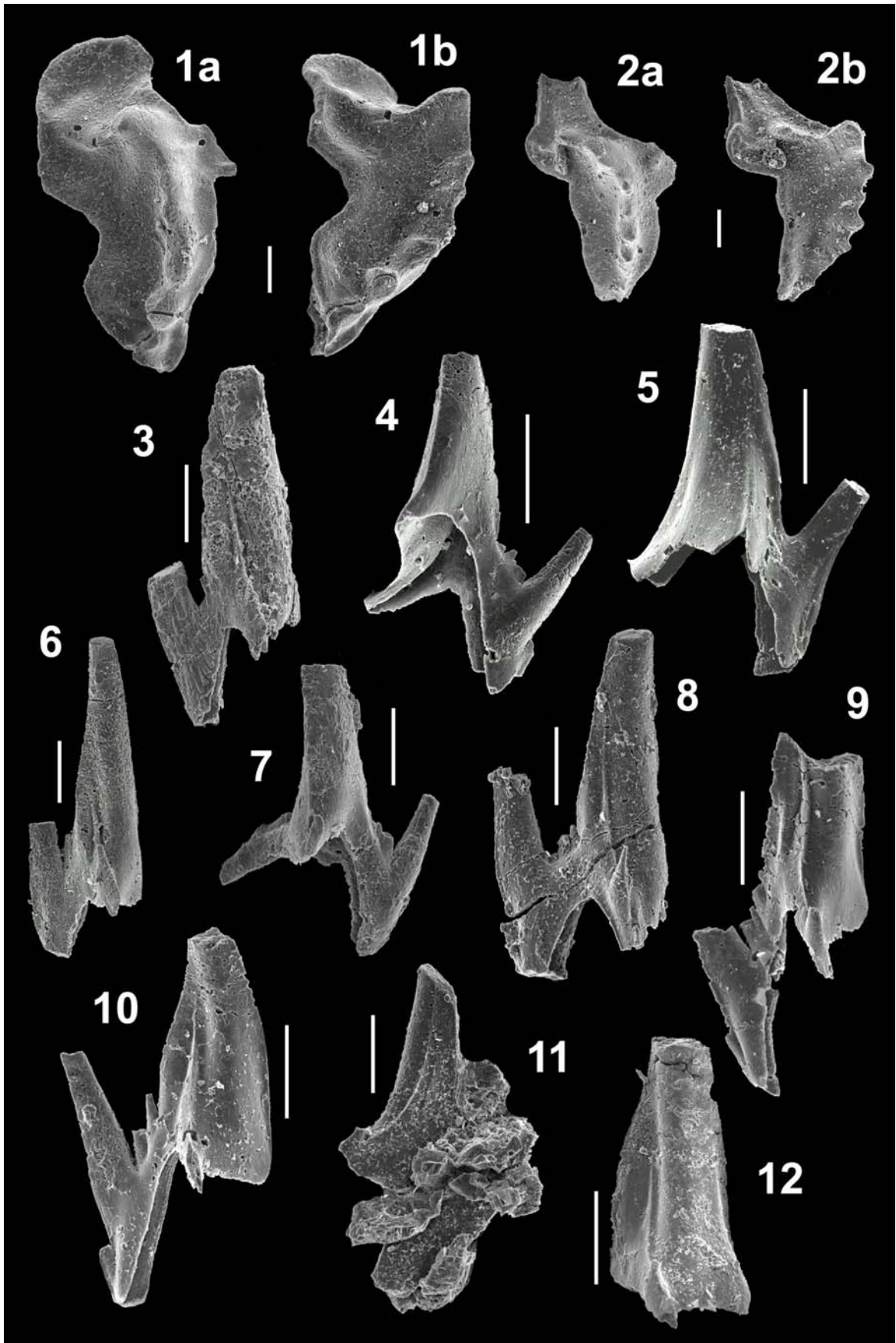
**9.-** Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4364-O [F(A)-CC41-M]; Fombuena, Zaragoza.

**10.-** Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4379-O [F(A)-CC45-N]; Fombuena, Zaragoza.

**11.-** Elemento M izquierdo; vista anterior oblicua; ejemplar MGM-4553-O [T-CU8-P]; Terrinches, Ciudad Real.

**12.-** Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4008-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.

LÁMINA 22



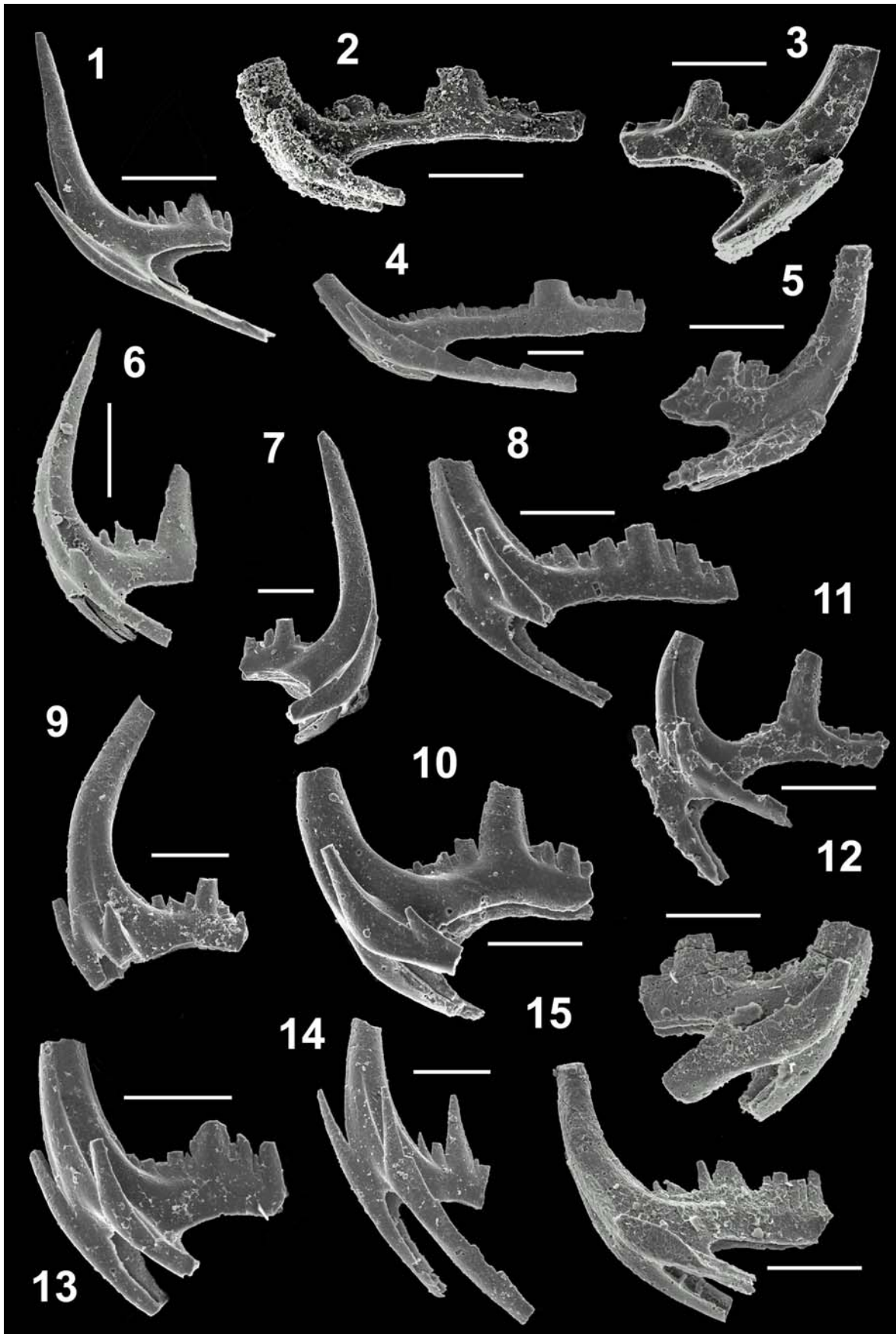
La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 23

### **Figuras 1-15.-** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 1.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4108-O [F(A)-CC38-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4097-O [F(A)-CC58-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4087-O [F(A)-CC29-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4074-O [F(A)-CC21-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento Sa, vista lateral; ejemplar MGM-4291-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real
- 6.-** Elemento Sa-b, vista lateral; ejemplar MGM-4044-O [F(A)-CC58-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento Sa-b, vista lateral; ejemplar MGM-4357-O [F(A)-CC33-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4412-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4339-O [F(A)-CC27-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4463-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4374-O [F(A)-CC42-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento Sb derecho, vista lateral externa; ejemplar MGM-4149-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4462-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 14.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4572-O [F(A)-CC58-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento Sb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4147-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.

**LÁMINA 23**



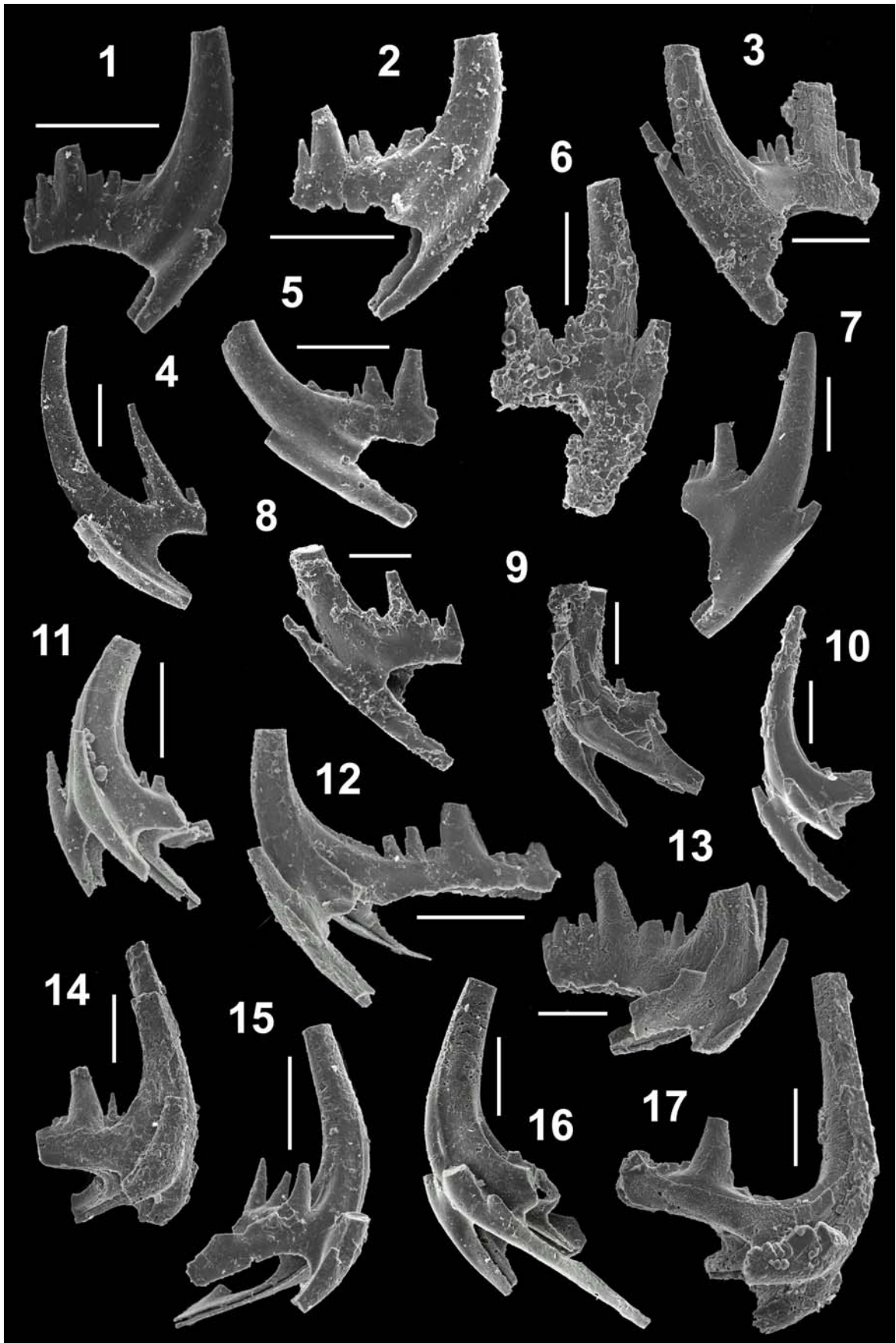
La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 24

### **Figuras 1-17.-** *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 1.-** Elemento Sc derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4396-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento Sc derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4559-O [F(A)-CC33-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4294-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4386-O [F(A)-CC45-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4625-O [Ch(B)-O5-S]; Checa, Guadalajara.
- 6.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4270-O [H]-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento Sc derecho, vista lateral externa; ejemplar MGM-4255-O [H-CU7-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Sc derecho, vista lateral interna; ejemplar MGM-4420-O [F(A)-CC53-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4522-O [H-CU6-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 10.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4421-O [F(A)-CC53-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4010-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4080-O [F(A)-CC49-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4150-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 14.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4243-O [PP-CU5-J]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.
- 15.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4397-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4110-O [F(A)-CC38-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 17.-** Elemento Sd, vista lateral; ejemplar MGM-4279-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.

LÁMINA 24



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 25

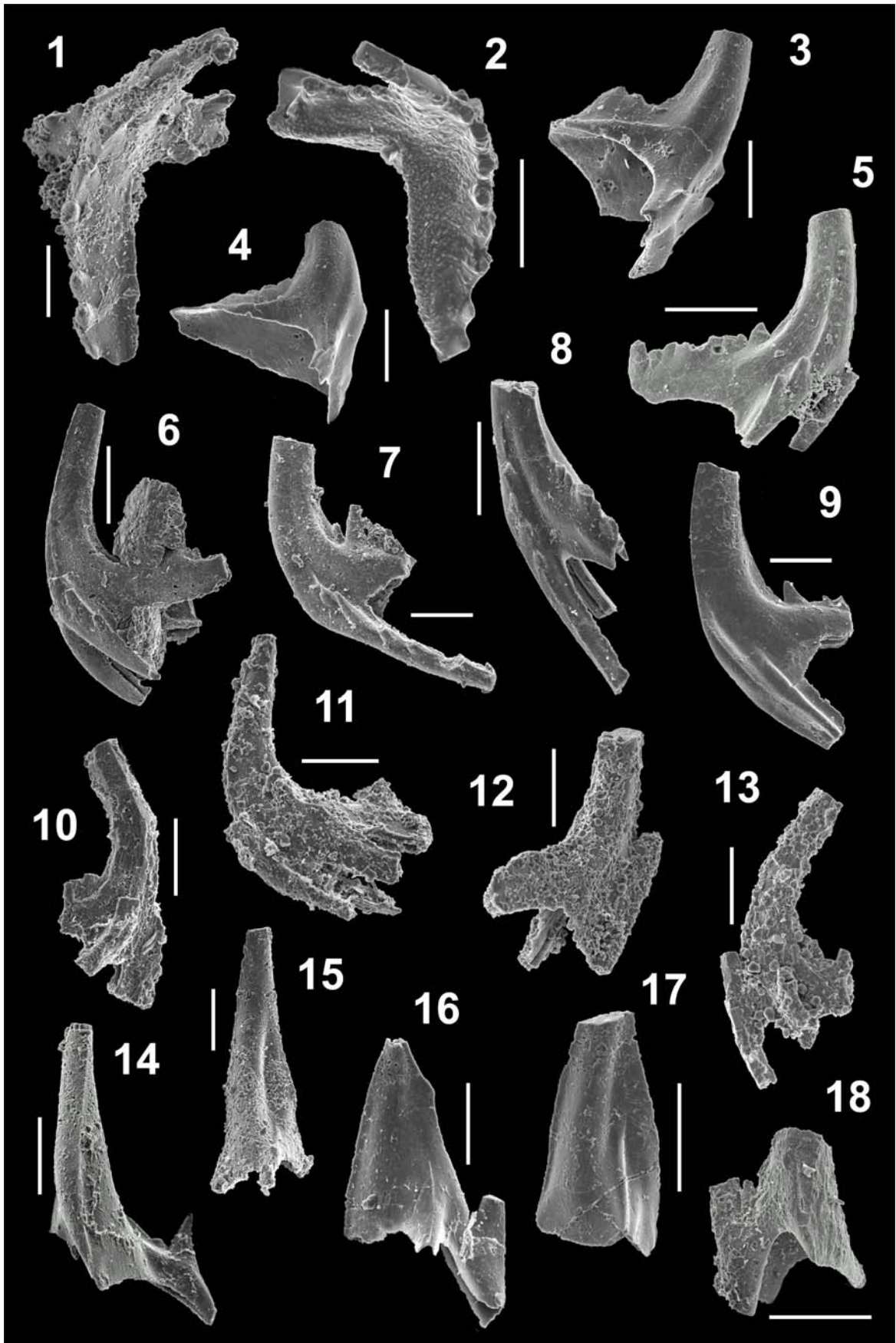
### **Figuras 1-2.-** *Amorphognathus* aff. *ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 1.-** Elemento Pb derecho; vista oral; ejemplar MGM-4272-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento Pb izquierdo; vista oral; ejemplar MGM-4283-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.

### **Figuras 3-18.-** *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* Branson y Mehl, 1933

- 3.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4455-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4358-O [F(A)-CC39-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento Sb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4052-O [F(A)-CC57-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento Sd; vista lateral; ejemplar MGM-4244-O [PP-CU5-J]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento Sb? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4195-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Sb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4409-O [F(A)-CC51-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4334-O [F(A)-CC17-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento Sb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4478-O [CC(B)-CU4b-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento Sd; vista lateral; ejemplar MGM-4278-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 12.-** Elemento Sa; vista lateral; ejemplar MGM-4290-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento Sb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4293-O [H-CU6-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento M izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4095-O [F(A)-CC49-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4359-O [F(A)-CC39-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4345-O [F(A)-CC31-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 17.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4448-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 18.-** Elemento M derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4144-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.

LÁMINA 25



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 26

### **Figuras 1-11.-** *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953)

- 1.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4271-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4274-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 3.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4275-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4160-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4552-O [T-CU7-P]; Terrinches, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4597-O [CC(A)-CU2d-Q]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4533-O [CC(B)-CU4b-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Pb derecho; vista oral; ejemplar MGM-4669-O [CC(A)-CU2a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4595-O [CC(A)-CU2d-Q]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 10.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4594-O [CC(A)-CU2b-Q]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4524-O [CC(A)-CU2c-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

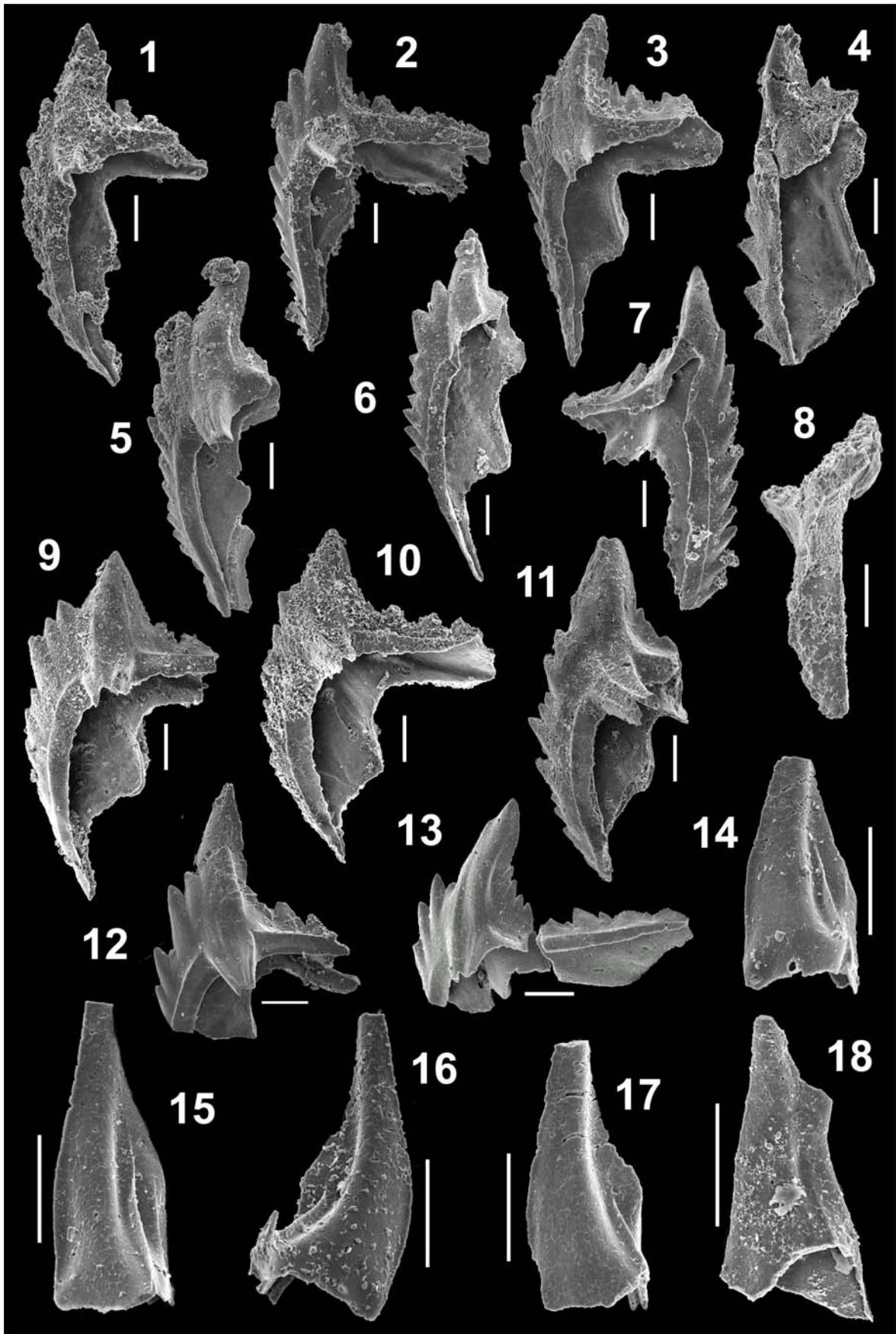
### **Figuras 12-13.-** *Amorphognathus cf. superbus* (Rhodes, 1953)

- 12-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4267-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4075-O [F(A)-CC21-C]; Fombuena, Zaragoza.

### **Figuras 14-18.-** *Amorphognathus aff. lindstroemi* Serpagli, 1967

- 14.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4449-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4414-O [F(A)-CC49-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4360-O [F(A)-CC39-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 17.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4338-O [F(A)-CC25-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 18.-** Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4661-O [CC(B)-CU4a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

LÁMINA 26



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 27

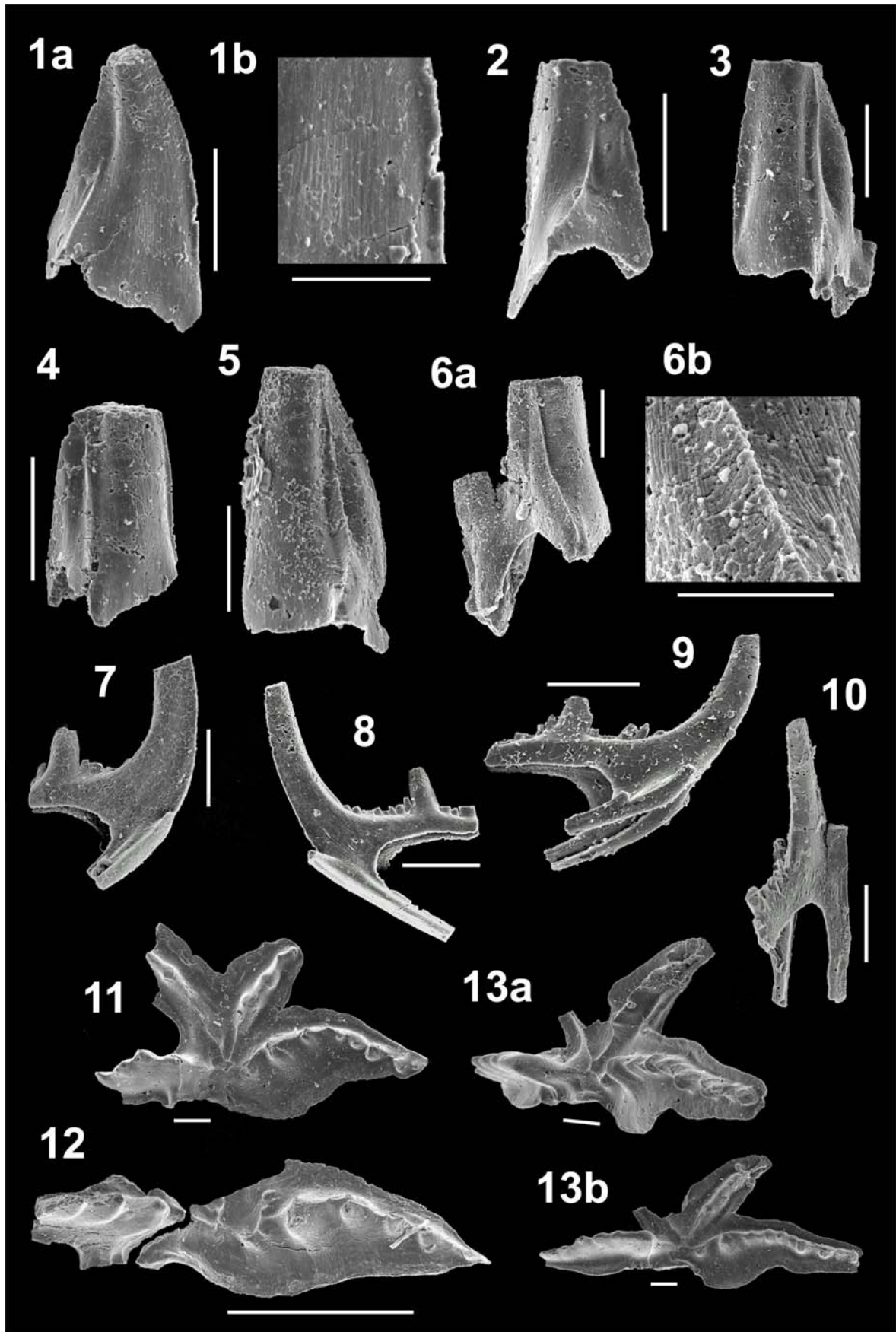
### Figuras 1-10.- *Amorphognathus* sp. A

- 1a.**- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4328-O [F(A)-CC5b-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 1b.**- Detalle de la estriación longitudinal.
- 2.**- Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4450-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.**- Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4382-O [F(A)-CC55]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.**- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4622-O [Ch(B)-O4-S]; Checa, Guadalajara.
- 5.**- Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4447-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 6a.**- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4612-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6b.**- Detalle de la estriación longitudinal.
- 7.**- Elemento Sa-b; vista lateral; ejemplar MGM-4053-O [F(A)-CC57-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.**- Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4099-O [F(A)-CC5b-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.**- Elemento Sa-b; vista lateral; ejemplar MGM-4107-O [F(A)-CC38-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.**- Elemento Sb; vista lateral; ejemplar MGM-4063-O [F(A)-CC56-B]; Fombuena, Zaragoza.

### Figuras 11-13.- *Amorphognathus* sp. B

- 11.**- Elemento Pa derecho; vista oral; ejemplar MGM-4451-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.**- Elemento Pa derecho; vista oral; ejemplar MGM-4341-O [F(A)-CC27-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 13a.**- Elemento Pa derecho; vista oblicua; ejemplar MGM-4186-O [F(B)-O1-H]; Fombuena, Zaragoza.
- 13b.**- Vista oral (x85).

## LÁMINA 27



La escala gráfica representa 100 micras (en las fotografías de detalle 50 micras).

## LÁMINA 28

### **Figuras 1-8.-** *Amorphognathus* spp.

- 1.-** Elemento Pa derecho; vista oral y lateral oblicua; ejemplar MGM-4208-O [H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento Pa derecho; vista oral; ejemplar MGM-4459-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Pa derecho; vista lateral oblicua y oral; ejemplar MGM-4037-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Pa derecho, fragmento del proceso anterior; vista oral; ejemplar MGM-4543-O [H-CU5-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento Pa derecho?, fragmento del proceso anterior; vista lateral interna; ejemplar MGM-4518-O [CC(A)-CU2b]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.-** Fragmento de elemento amorphognathiforme (Pa); vista oral; ejemplar MGM-4199-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Fragmento de elemento amorphognathiforme (Pa); vista oral; ejemplar MGM-4198-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 8.-** Fragmento de elemento amorphognathiforme (Pa); vista lateral; ejemplar MGM-4194-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

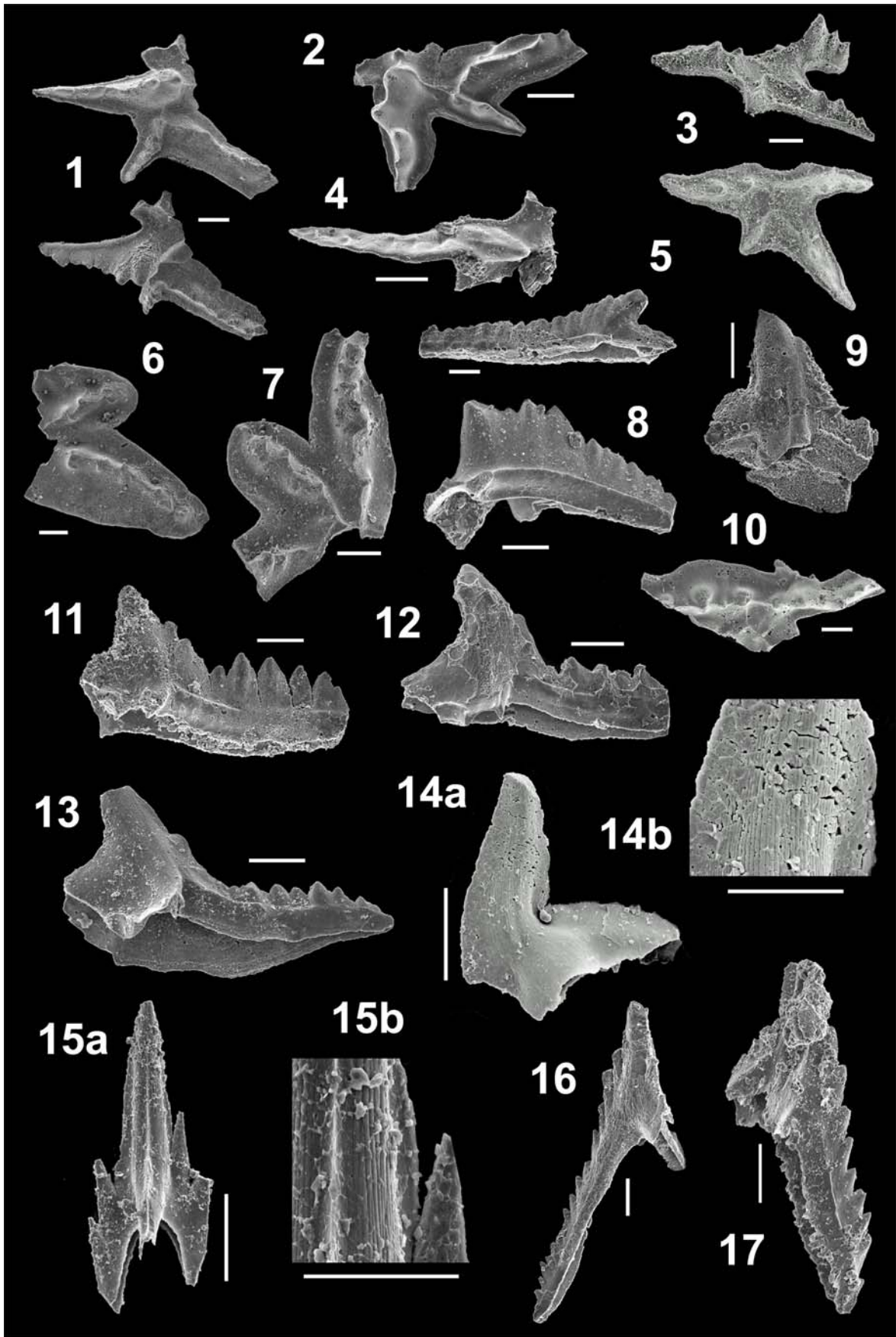
### **Figuras 9-10.-** *Amorphognathus?* sp.

- 9.-** Fragmento de elemento ambalodiforme? derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4173-O [VM(A)-CUBM9-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 10.-** Fragmento de elemento amorphognathiforme; vista oral; ejemplar MGM-4121-O [F(B)-CC5-F]; Fombuena, Zaragoza.

### **Figuras 11-17.-** *Baltoniodus?* sp. A

- 11.-** Elemento pectiniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4527-O [CC(A)-CU2c-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 12.-** Elemento pectiniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4534-O [CC(B)-CU5-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento pectiniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4557-O [F(A)-CC15-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 14a.-** Elemento oistodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4046-O [F(A)-CC58-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 14b.-** detalle de la estriación longitudinal de la cúspide.
- 15a.-** Elemento ramiforme alado; vista posterior; ejemplar MGM-4408-O [F(A)-CC51-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 15b.-** Detalle de la estriación longitudinal.
- 16.-** Elemento ambalodiforme (Pb); vista posterior; ejemplar MGM-4475-O [CC(B)-CU4b-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 17.-** Elemento ambalodiforme (Pb); vista lateral externa; ejemplar MGM-4541-O [H-CU5-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.

## LÁMINA 28



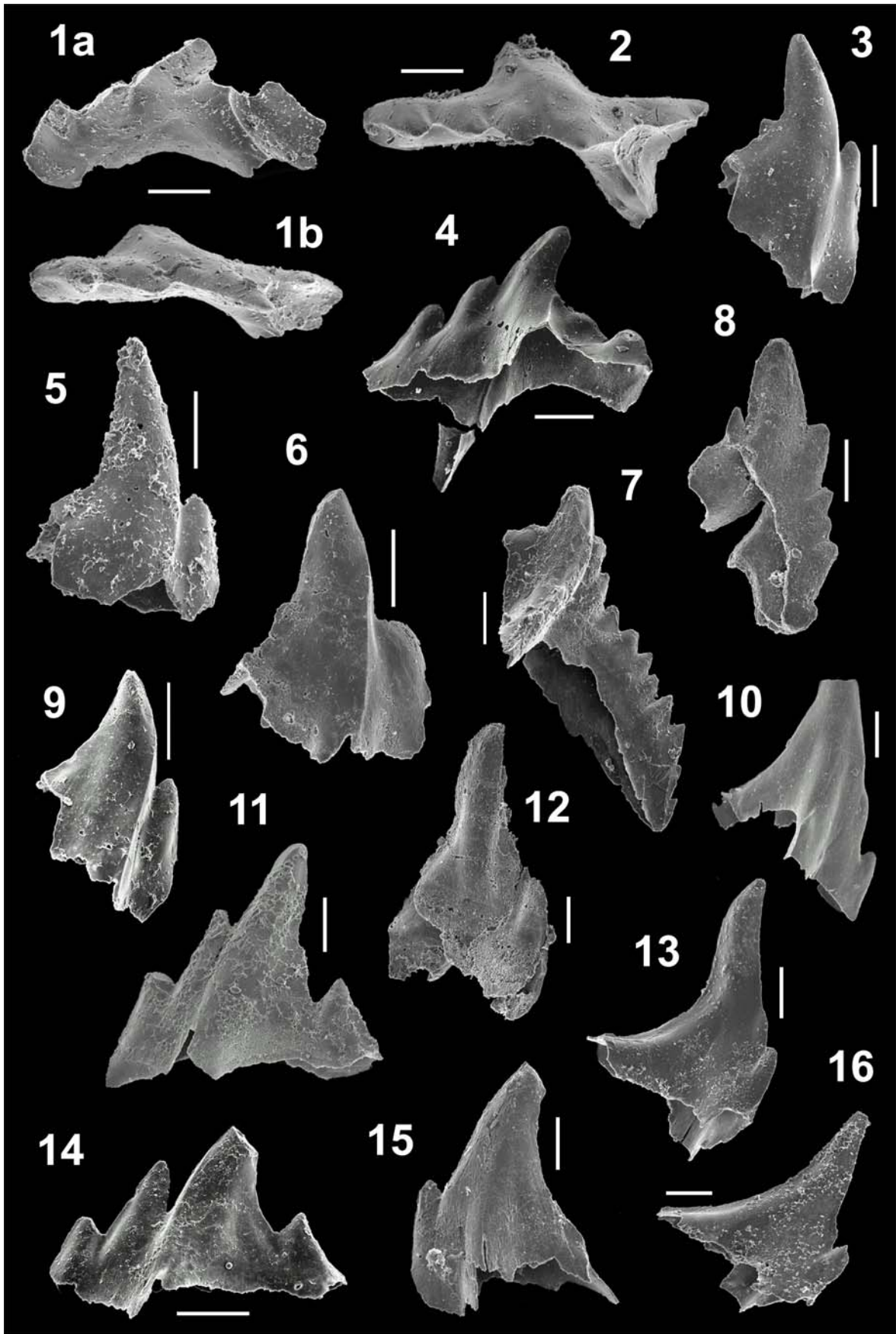
La escala gráfica representa 100 micras (en las fotografías de detalle 50 micras).

## LÁMINA 29

### **Figuras 1-17.-** *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967

- 1a.-** Elemento Pa derecho?; vista lateral interna; ejemplar MGM-4663-O [CC(B)-CU4a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 1b.-** Vista oral.
- 2.-** Elemento Pa derecho?; vista oral; ejemplar MGM-4681-O [H-CU5-U]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 3.-** Elemento P derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4679-O [H-CU5-U]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento Pa derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4090-O [F(A)-CC6-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento P derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4680-O [H-CU5-U]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento P derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4654-O [T-CU7-U]; Terrinches, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4503-O [H-CU6-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Pb izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4657-O [T-CU7-U]; Terrinches, Ciudad Real.
- 9.-** Fragmento del elemento P derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4100-O [F(A)-CC5b-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Fragmento del elemento P; vista lateral; ejemplar MGM-4073-O [F(A)-CC21-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Fragmento del elemento P izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4083-O [F(A)-CC58-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Fragmento del elemento P izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4156-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 13.-** Fragmento del elemento P izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4269-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 14.-** Fragmento del elemento P izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4102-O [F(A)-CC5b-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Fragmento del elemento P izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4335-O [F(A)-CC19-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Fragmento de elemento P derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4604-O [H-CU5-R]; Huertezuelas, Ciudad Real.

LÁMINA 29



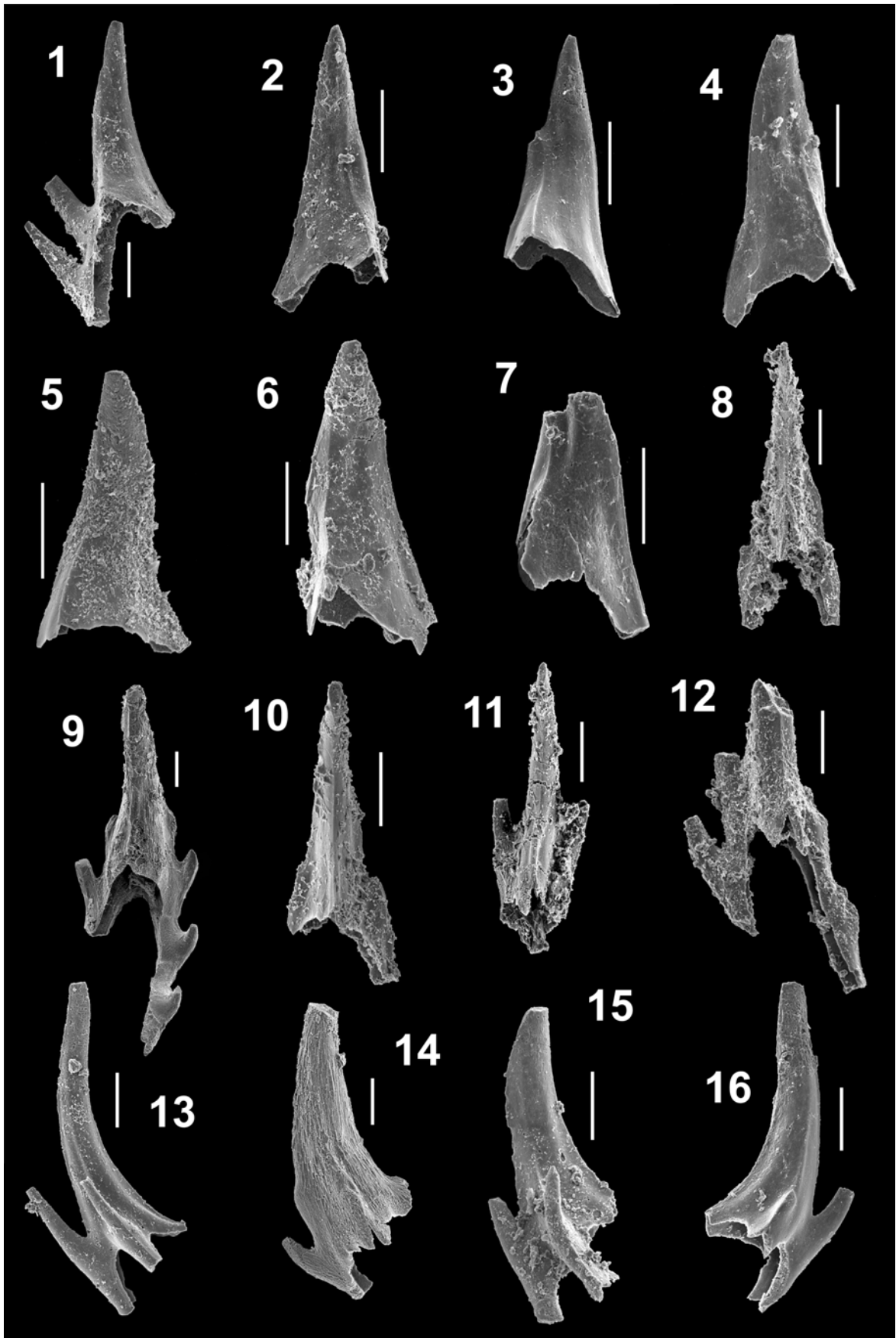
La escala gráfica representa 100 micras.

### Lámina 30

#### Figuras 1-16.- *Sagittodontina robusta* Knüpfner, 1967

- 1.- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4273-O [H-CU5-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.- Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4530-O [CC(B)-CU4b]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 3.- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4495-O [F(A)-CC33-O]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.- Elemento M derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4336-O [F(A)-CC25-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4664-O [CC(B)-CU4a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.- Elemento M izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4682-O [H-CU5-U]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 7.- Elemento M? izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4329-O [F(A)-CC5b-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.- Elemento Sa; vista posterior; ejemplar MGM-4683-O [H-CU5-U]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.- Elemento Sa; vista posterior; ejemplar MGM-4219-O [H-CU3-J]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 10.- Elemento Sa; vista posterior; ejemplar MGM-4578-O [F(A)-CC33-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.- Elemento Sa; vista posterior; ejemplar MGM-4585-O [H-CU5-Q]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 12.- Elemento Sa-b; vista oblicua; ejemplar MGM-4266-O H-CU5-K; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.- Elemento Sb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4583-O [H-CU5-Q]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 14.- Elemento Sb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4581-O [H-CU3-Q]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 15.- Elemento Sb izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4598-O [CC(A)-CU4b-Q]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 16.- Elemento Sb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4596-O [CC(A)-CU-4b-Q] Corral de Calatrava, Ciudad Real.

**LÁMINA 30**



La escala gráfica representa 100 micras.

### LÁMINA 31

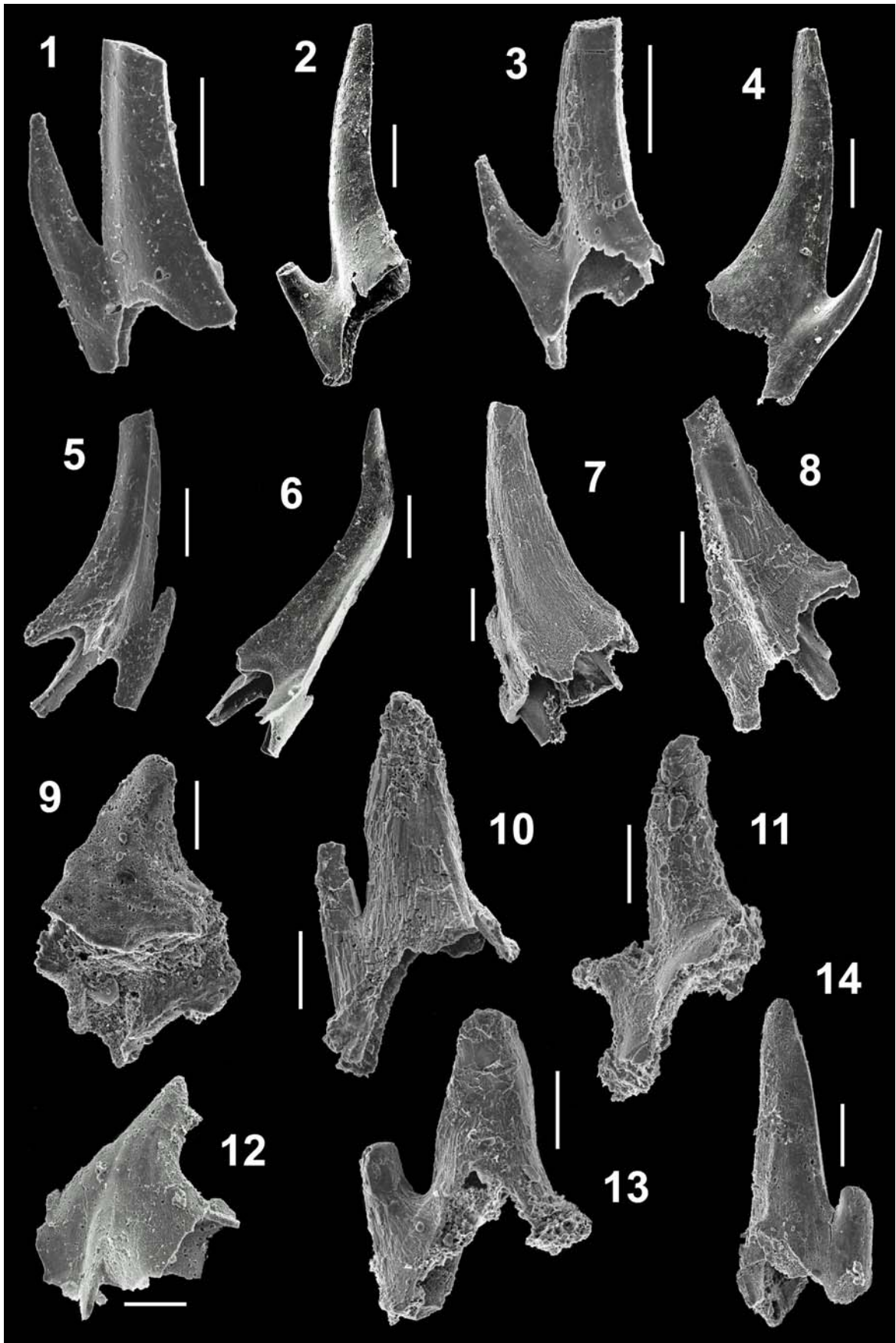
#### **Figuras 1-8.-** *Sagittodontina robusta* Knüpfer, 1967

- 1.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4340-O [F(A)-CC27-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4091-O [F(A)-CC5b-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Sc izquierdo; vista lateral interna; ejemplar MGM-4529-O [F(A)-CC5b-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Sc derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4093-O [CC(B)-CU4b-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento Sd; vista lateral; ejemplar MGM-4370-O [F(A)-CC42-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento Sd; vista lateral oblicua; ejemplar MGM-4086-O [F(A)-CC29-D]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento Sd; vista lateral oblicua; ejemplar MGM-4582-O [H-CU3-Q]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento Sd; vista lateral oblicua; ejemplar MGM-4590-O [CC(A)-CU2a]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

#### **Figuras 9-14.-** *Sagittodontina* sp.

- 9.-** Elemento P derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4159-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 10.-** Elemento Sb izquierdo; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4535-O [H-CU3-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento Sb derecho; vista lateral interna oblicua; ejemplar MGM-4536-O [H-CU3-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 12.-** Elemento P izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4130-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento M? izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4248-O [H-BM2-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento S; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4156-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

**LÁMINA 31**



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 32

### **Figuras 1-3.-** “*Goniodontus ordovicicus*” Knüpfer, 1967

- 1.- Elemento derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4656-O [T-CU7-U]; Terrinches, Ciudad Real.
- 2.- Elemento izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4461-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.- Elemento izquierdo; vista posterior; ejemplar MGM-4027-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.

### **Figuras 4-6.-** *Dichodella?* sp.

- 4.- Elemento P; vista lateral; ejemplar MGM-4247-O [H-BM2-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.- Elemento P; vista lateral; ejemplar MGM-4665-O [CC(A)-CU2a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.- Elemento P; vista lateral; ejemplar MGM-4371-O [F(A)-CC42-N]; Fombuena, Zaragoza.

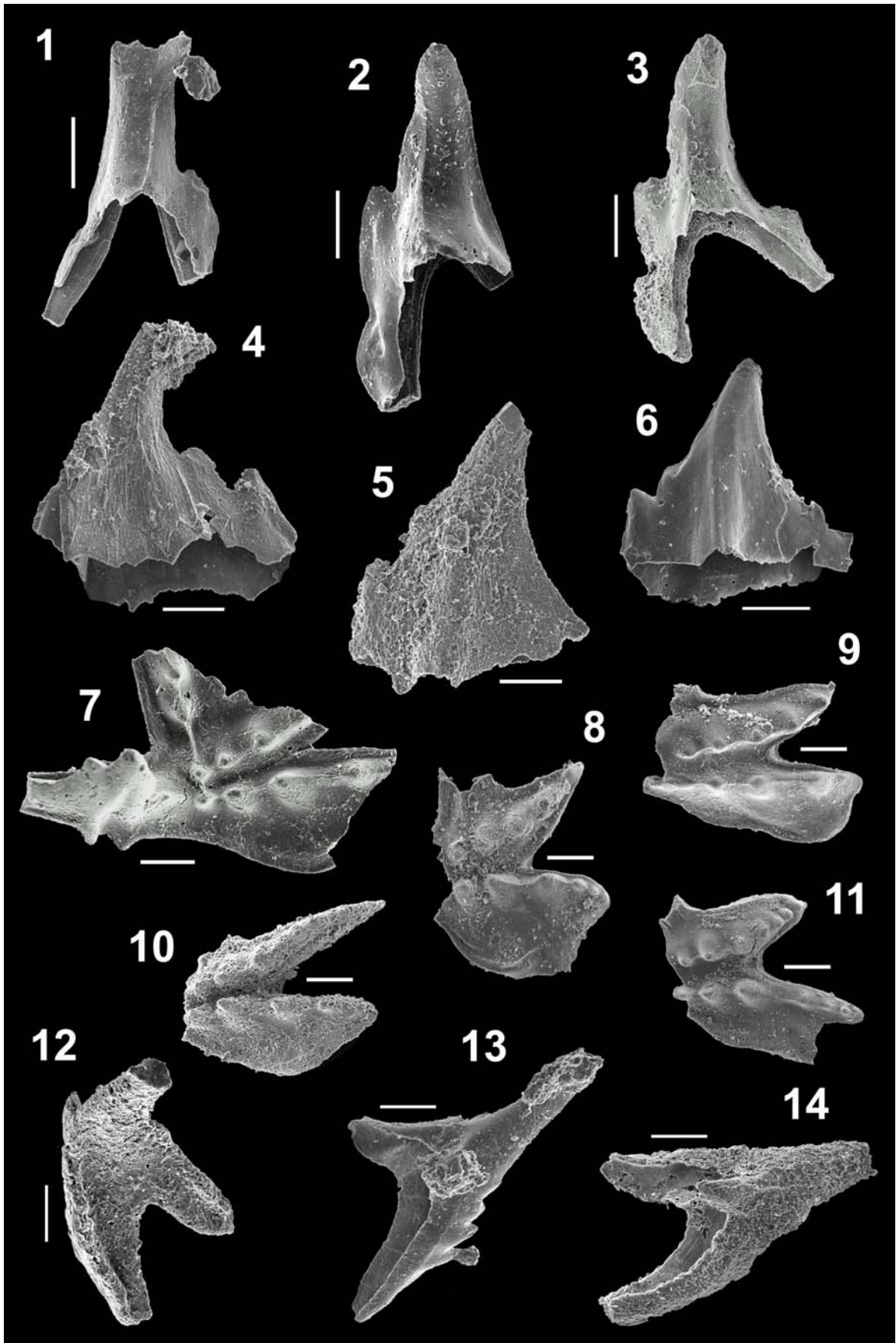
### **Figuras 7-11.-** Balognathidae gen et sp. indet. A

- 7.- Elemento amorphognathiforme; vista oral; ejemplar MGM-4103-O [F(A)-CC10-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.- Fragmento de elemento amorphognathiforme; vista oral; ejemplar MGM-4660-O [CC(B)-CU4a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 9.- Fragmento de elemento amorphognathiforme; vista oral; ejemplar MGM-4653-O [T-CU7-U]; Terrinches, Ciudad Real.
- 10.- Fragmento de elemento amorphognathiforme; vista oral; ejemplar MGM-4668-O [CC(A)-CU2a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 11.- Fragmento de elemento amorphognathiforme; vista oral; ejemplar MGM-4662-O [CC(B)-CU4a-U]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.

### **Figuras 12-14.-** Balognathidae gen et sp. indet. B

- 12.- Elemento ambalodiforme derecho; vista oral; ejemplar MGM-4651-O [VM(A)-CU4j-U]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 13.- Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4554-O [T-CU2-P]; Terrinches, Ciudad Real.
- 14.- Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4549-O [VSC-CU2-P]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.

**LÁMINA 32**



La escala gráfica representa 100 micras.

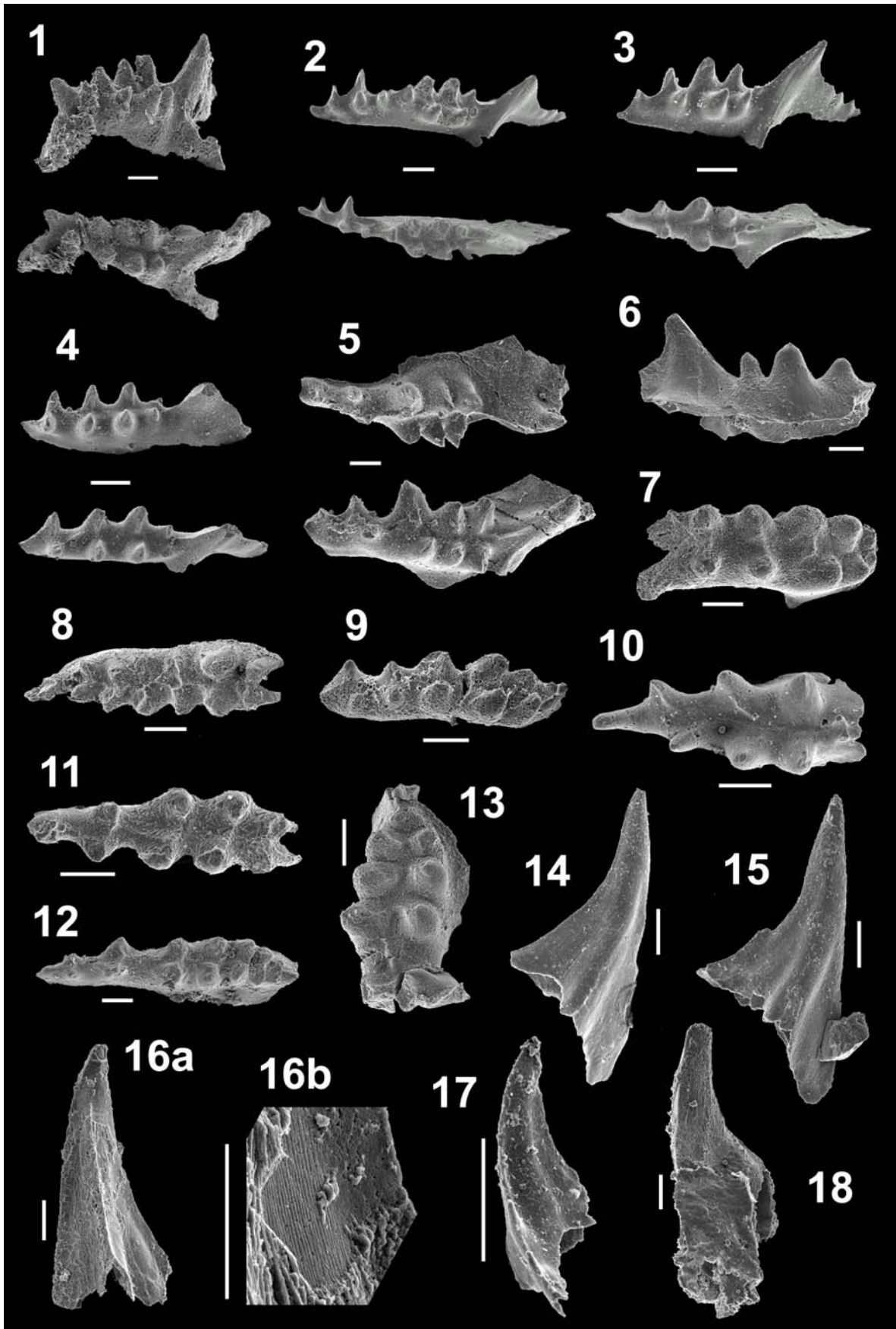
**LÁMINA 33****Figuras 1-17.- *Icriodella superba* Rhodes, 1953**

- 1.-** Elemento Pa; vista oblicua y oral; ejemplar MGM-4184-O [VM(C)-CU4-H]; Viso del Marqués, Ciudad Real; deformado tafonómicamente.
- 2.-** Elemento Pa; vista oblicua y oral; ejemplar MGM-4082-O [F(A)-CU58-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.-** Elemento Pa; vista oblicua y oral; ejemplar MGM-4081-O [F(A)-CC58-C]; Fombuena, Zaragoza.
- 4.-** Elemento Pa; vista oblicua y oral; ejemplar MGM-4207-O [H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento Pa; vista oblicua y oral; ejemplar MGM-4632-O [CC(A)-CU3b-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento Pa, vista lateral; ejemplar MGM-4252-O [H-CU7-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 7.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4152-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 8.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4154-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 9.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4153-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 10.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4197-O [CC(B)-CU5-H]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 11.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4249-O [H-BM2-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 12.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4250-O [H-BM2-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.-** Fragmento de proceso posterior del elemento Pa, vista oral; ejemplar MGM-4170-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento Pb derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4344-O [F(A)-CC34-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento Pb derecho, vista lateral externa; ejemplar MGM-4655-O [T-CU7-U]; Terrinches, Ciudad Real.
- 16a.-** Elemento Pb izquierdo, vista lateral externa; ejemplar MGM-4514-O [H-CU6-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 16b.-** Detalle de la microornamentación.
- 17.-** Elemento S derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4403-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.

**Figura 18.- *Icriodella superba?* Rhodes, 1953**

- 18.-** Elemento Pb derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4155-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.

## LÁMINA 33



La escala gráfica representa 100 micras (en la fotografía de detalle 50 micras).

### LÁMINA 34

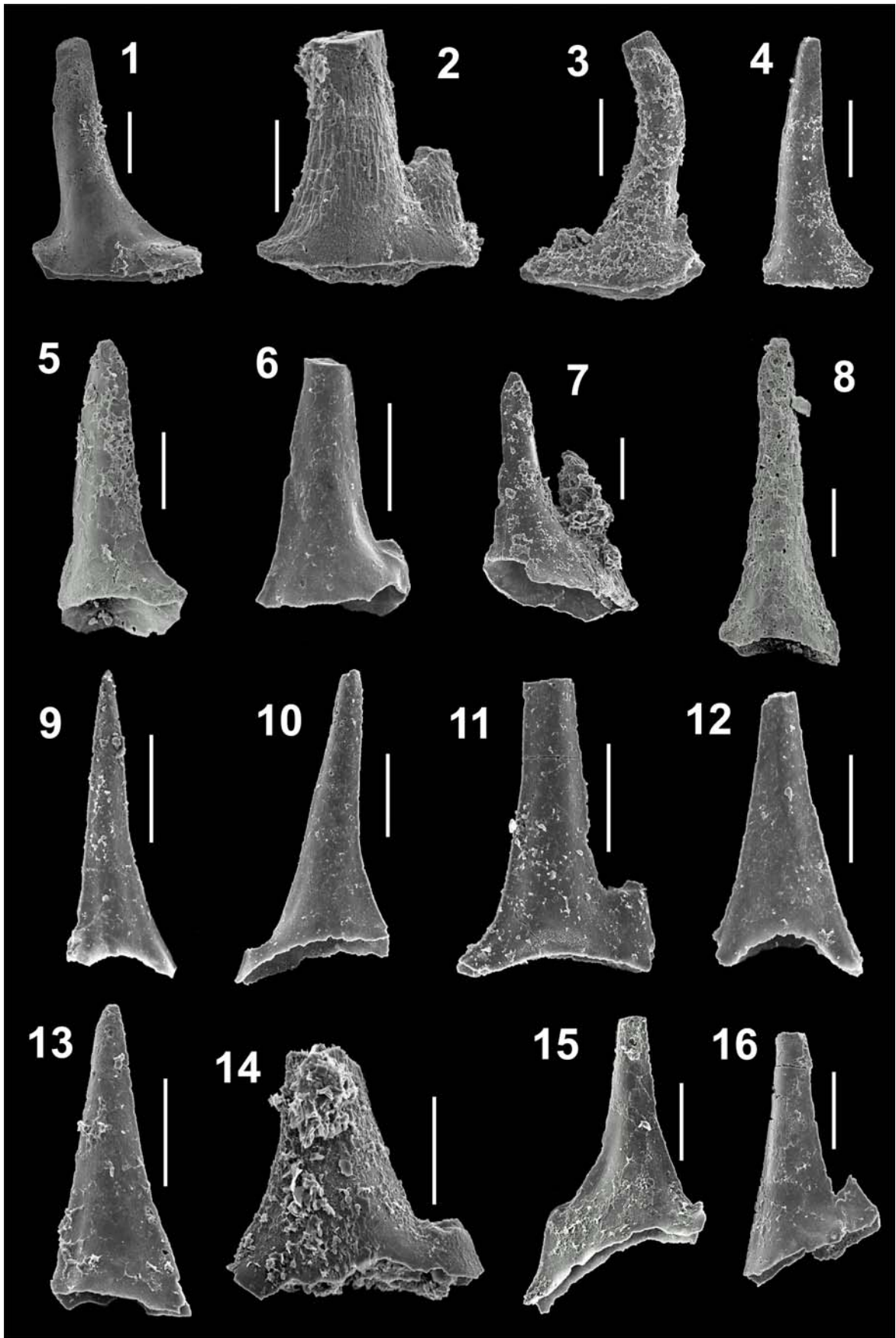
#### **Figuras 1-14.-** *Istorinus erectus* Knüpfer, 1967

- 1.-** Morfotipo 2; vista lateral; ejemplar MGM-4492-O [H-CU3-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2.-** Morfotipo 2; vista lateral; ejemplar MGM-4493-O [H-CU3-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 3.-** Morfotipo 2; vista lateral; ejemplar MGM-4486-O [CC(A)-CU2d-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 4.-** Morfotipo 2; vista lateral; ejemplar MGM-4477-O [CC(B)-CU4b-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 5.-** Morfotipo 2; vista lateral; ejemplar MGM-4061-O [F(A)-CC56-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Morfotipo 2; vista lateral; ejemplar MGM-4494-O [F(A)-CC33-O]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Morfotipo 2; vista oblicua inferior; ejemplar MGM-4498-O [H-CU5-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 8.-** Morfotipo 3; vista lateral; ejemplar MGM-4060-O [F(A)-CC56-B]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Morfotipo 3; vista lateral; ejemplar MGM-4511-O [F(A)-CC5b-P]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Morfotipo 3; vista lateral; ejemplar MGM-4513-O [F(A)-CC5b-P]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Morfotipo 3; vista lateral; ejemplar MGM-4563-O [F(A)-CC38-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Morfotipo 3; vista lateral; ejemplar MGM-4510-O [F(A)-CC5b-P]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Morfotipo 1; vista lateral; ejemplar MGM-4512-O [F(A)-CC5b-P]; Fombuena, Zaragoza.
- 14.-** Morfotipo 1; vista lateral; ejemplar MGM-4489-O [H-CU3-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.

#### **Figuras 15-16.-** *Istorinus?* sp.

- 15.-** Vista lateral; ejemplar MGM-4098-O [F(A)-CC3-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.-** Vista lateral; ejemplar MGM-4626-O [Ch(B)-O5-S]; Checa, Guadalajara.

**LÁMINA 34**



La escala gráfica representa 100 micras.

### LÁMINA 35

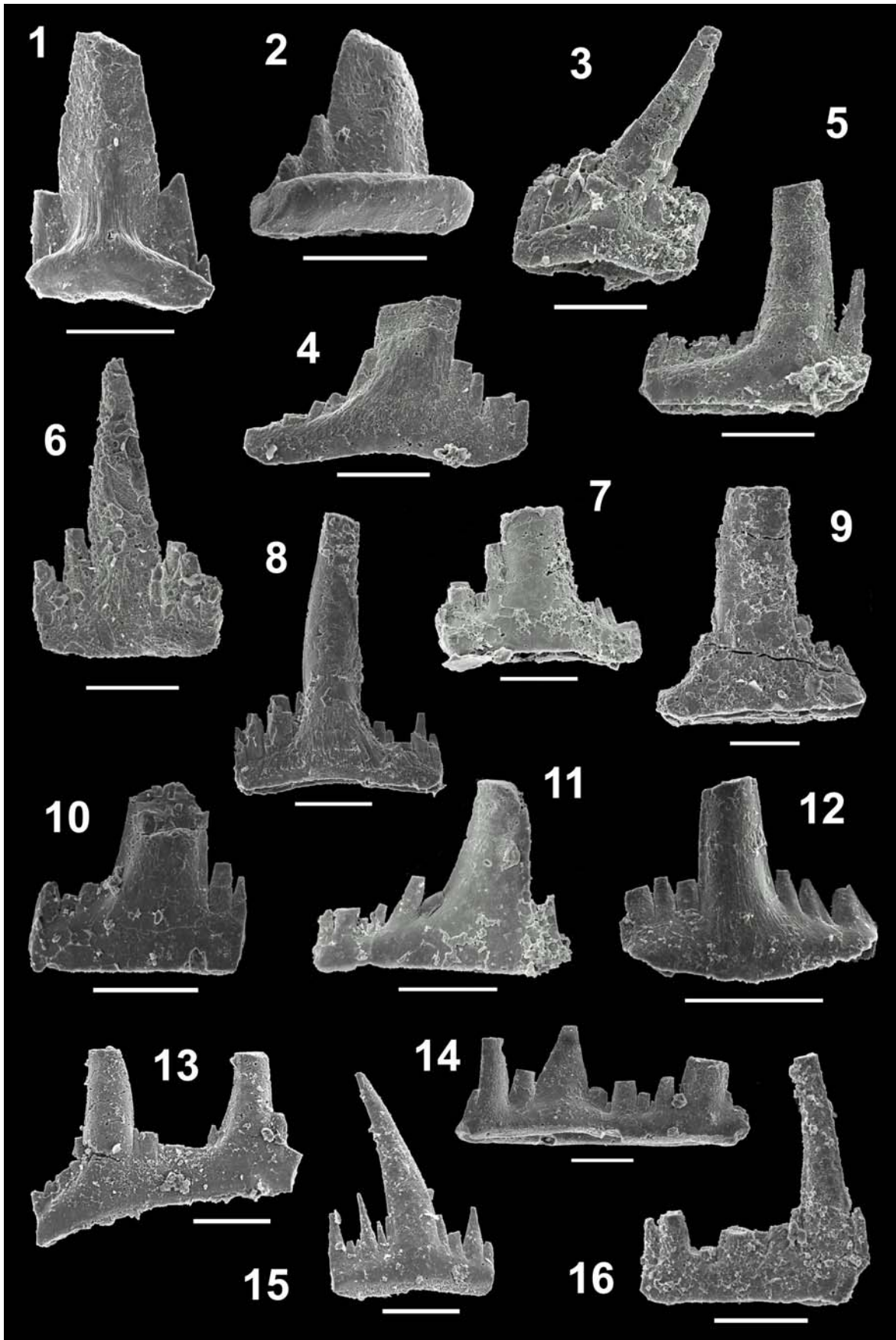
#### **Figuras 1-3.-** “*Eocarniodus*” *gracilis* (Rhodes, 1955)

- 1.- Vista lateral; ejemplar MGM-4566-O [F(A)-CC49-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 2.- Vista lateral oblicua; ejemplar MGM-4567-O [F(A)-CC49-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 3.- Vista lateral; ejemplar MGM-4136-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.

#### **Figuras 4-16.-** Elementos indeterminables

- 4.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4135-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4138-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4137-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-3997-O [H-CU8-A]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 8.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4506-O [H-CU8-O]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4467-O [PP-CU5-O]; Puebla del Príncipe, Ciudad Real.
- 10.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4400-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4030-O [F(A)-CC58-A]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.- Elemento eocarniodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4116-O [F(A)-CC49-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.- Elemento hindeodelliforme; vista lateral; ejemplar MGM-4588-O [H-CU8-Q]; Huertezuelas, Ciudad Real
- 14.- Elemento hindeodelliforme; vista lateral; ejemplar MGM-4196-O [CC(B)-CU5]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 15.- Elemento hindeodelliforme; vista lateral; ejemplar MGM-4574-O [F(A)-CC58-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 16.- Elemento hindeodelliforme; vista lateral; ejemplar MGM-4623-O [Ch(B)-O4-N]; Checa, Guadalajara.

**LÁMINA 35**



La escala gráfica representa 100 micras.

## LÁMINA 36

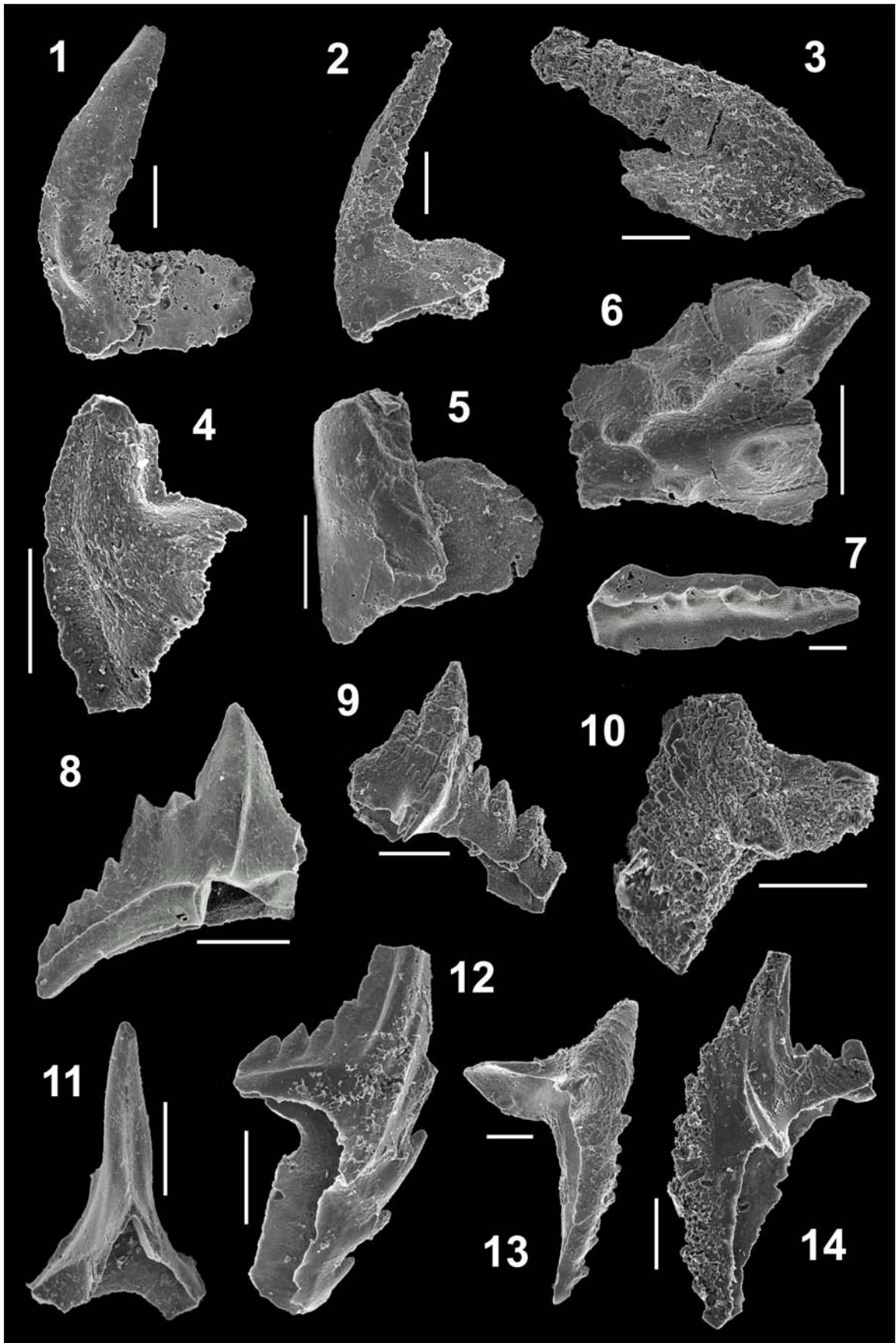
### **Figuras 1-2.-** Incertidae Familia gen et sp. indet. A

- 1.-** Elemento drepanodiforme? derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4368-O [Ch(B)-O7-M]; Checa, Guadalajara.
- 2.-** Elemento drepanodiforme? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4520-O [H-CU6-P]; Huertezuelas, Zaragoza.

### **Figuras 3-14.-** Elementos indeterminables

- 3.-** Elemento oistodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4224-O [VSC-CU1-J]; Villanueva de San Carlos, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento oistodiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4497-O [F(A)-CC58-O]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento oistodiforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4349-O [F(A)-CC35-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 6.-** Elemento pectiniforme; vista oral; ejemplar MGM-4332-O [F(A)-CC11-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 7.-** Elemento pectiniforme; vista oral; ejemplar MGM-4142-O [F(B)-CC6-F]; Fombuena, Zaragoza.
- 8.-** Elemento pectiniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4054-O [F(A)-CC57-B]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4538-O [H-CU3-P]; Huertezuelas, Ciudad Real
- 10.-** Elemento ambalodiforme? izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4171-O [VM(A)-BM9-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista posterior; ejemplar MGM-4398-O [F(A)-CC49-N]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4540-O [H-CU5-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 13.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4253-O [H-CU7-K]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento ambalodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4537-O [H-CU3-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.

LÁMINA 36



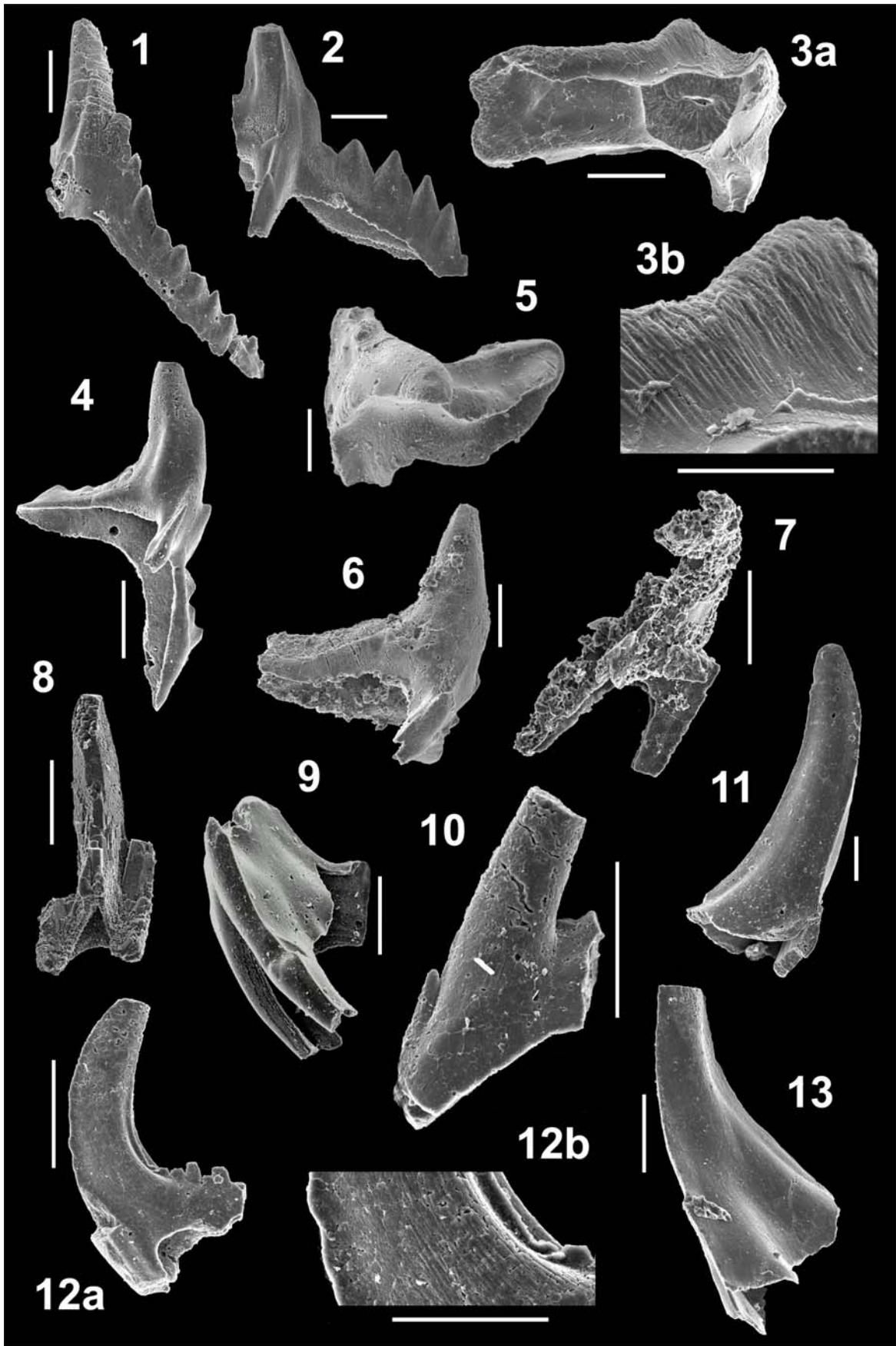
La escala gráfica representa 100 micras.

### LÁMINA 37

#### **Figuras 1-13.**- Elementos indeterminables.

- 1.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4526-O [CC(A)-CU2c-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4569-O [F(A)-CC58-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 3a.-** Elemento ambalodiforme derecho?; vista lateral; ejemplar MGM-4568-O [F(A)-CC52-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 3b.-** Detalle de la microornamentación.
- 4.-** Elemento ambalodiforme derecho; vista lateral externa; ejemplar MGM-4441-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 5.-** Elemento ambalodiforme izquierdo?; vista oral; ejemplar MGM-4616-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento ambalodiforme izquierdo; vista lateral externa; ejemplar MGM-4615-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento ramiforme; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4515-O [CC(A)-CU2a-P]; Corral de Calatrava, Zaragoza.
- 8.-** Elemento ramiforme; vista posterior; ejemplar MGM-4172-O [VM(A)-BM9-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 9.-** Elemento ramiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4101-O [F(A)-CC5b-E]; Fombuena, Zaragoza.
- 10.-** Elemento ramiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4442-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 11.-** Elemento ramiforme; vista lateral; ejemplar MGM-4367-O [Ch(B)-O7-M]; Checa, Guadalajara.
- 12a.-** Elemento ramiforme derecho; vista lateral interna; ejemplar MGM-4624-O [H-CU5-S]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 12b.-** Detalle de la microornamentación.
- 13.-** Elemento ramiforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4346-O [F(A)-CC31-M]; Fombuena, Zaragoza.

## LÁMINA 37



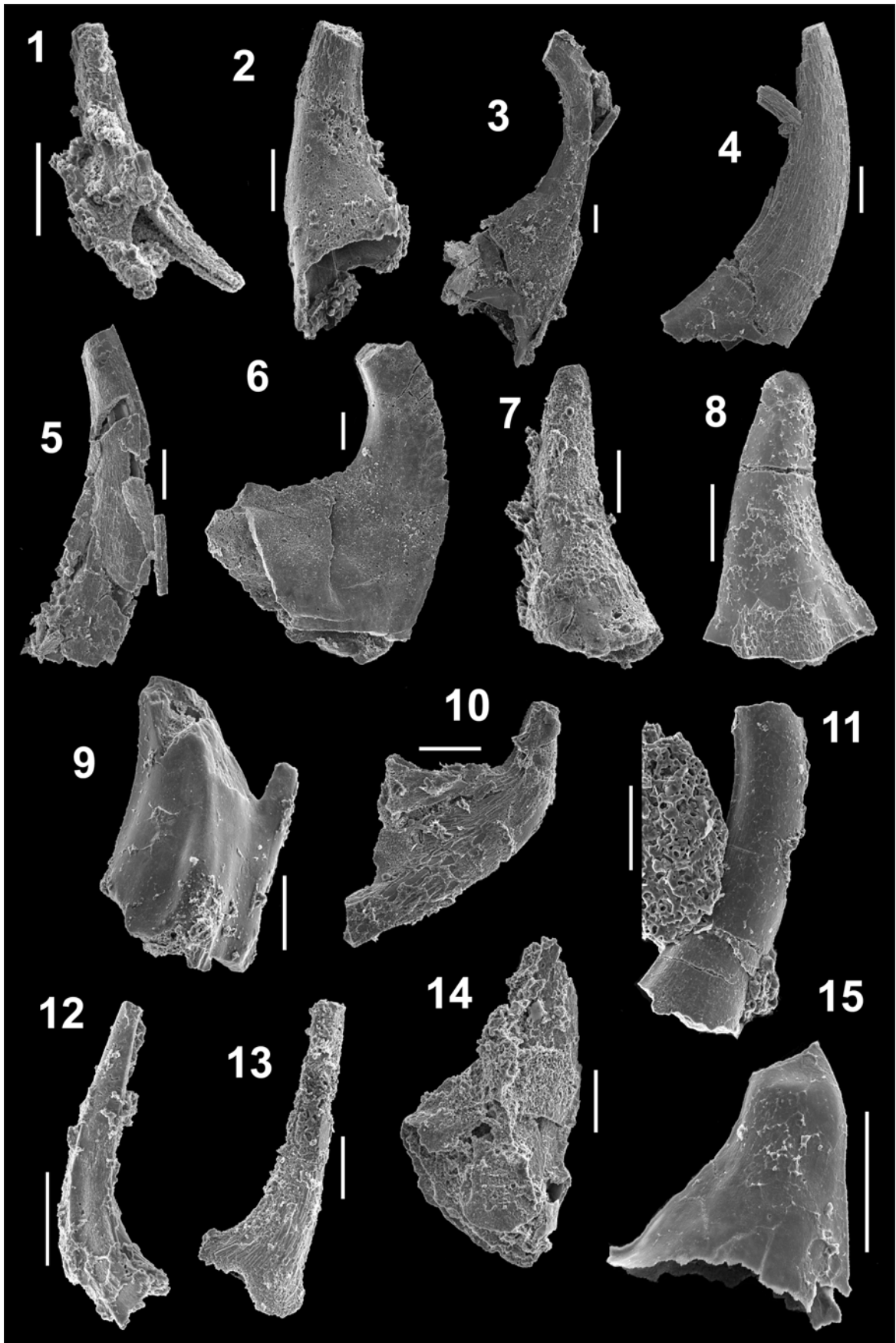
La escala gráfica representa 100 micras (en la fotografía de detalle 50 micras).

## LÁMINA 38

### Figuras 1-15.- Elementos indeterminables.

- 1.-** Elemento ramiforme; vista posterior oblicua; ejemplar MGM-4476-O [CC(B)-CU4b-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 2.-** Elemento coniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4163-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 3.-** Elemento coniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4205-O [H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 4.-** Elemento coniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4206-O [[H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.-** Elemento coniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4201-O [[H-CU6-H]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 6.-** Elemento coniforme; vista lateral; ejemplar MGM-4488-O [CC(A)-CU2d-O]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Elemento coniforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4161-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 8.-** Elemento coniforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4415-O [F(A)-CC51-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 9.-** Elemento ramiforme?; vista lateral; ejemplar MGM-5439-O [H-CU5-P]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 10.-** Elemento coniforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4168-O [VM(B)-BM7-G]; Viso del Marqués, Ciudad Real.
- 11.-** Elemento coniforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4443-O [F(A)-CC58-Ñ]; Fombuena, Zaragoza.
- 12.-** Elemento ramiforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4571-O [F(A)-CC58-Q]; Fombuena, Zaragoza.
- 13.-** Elemento ramiforme?; vista lateral; ejemplar MGM-5419-O [CC(A)-CU2b-P]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 14.-** Elemento coniforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4323-O [F(A)-CC1a-M]; Fombuena, Zaragoza.
- 15.-** Elemento coniforme?; vista lateral; ejemplar MGM-4330-O [F(A)-CC5b-M]; Fombuena, Zaragoza l.

**LÁMINA 38**



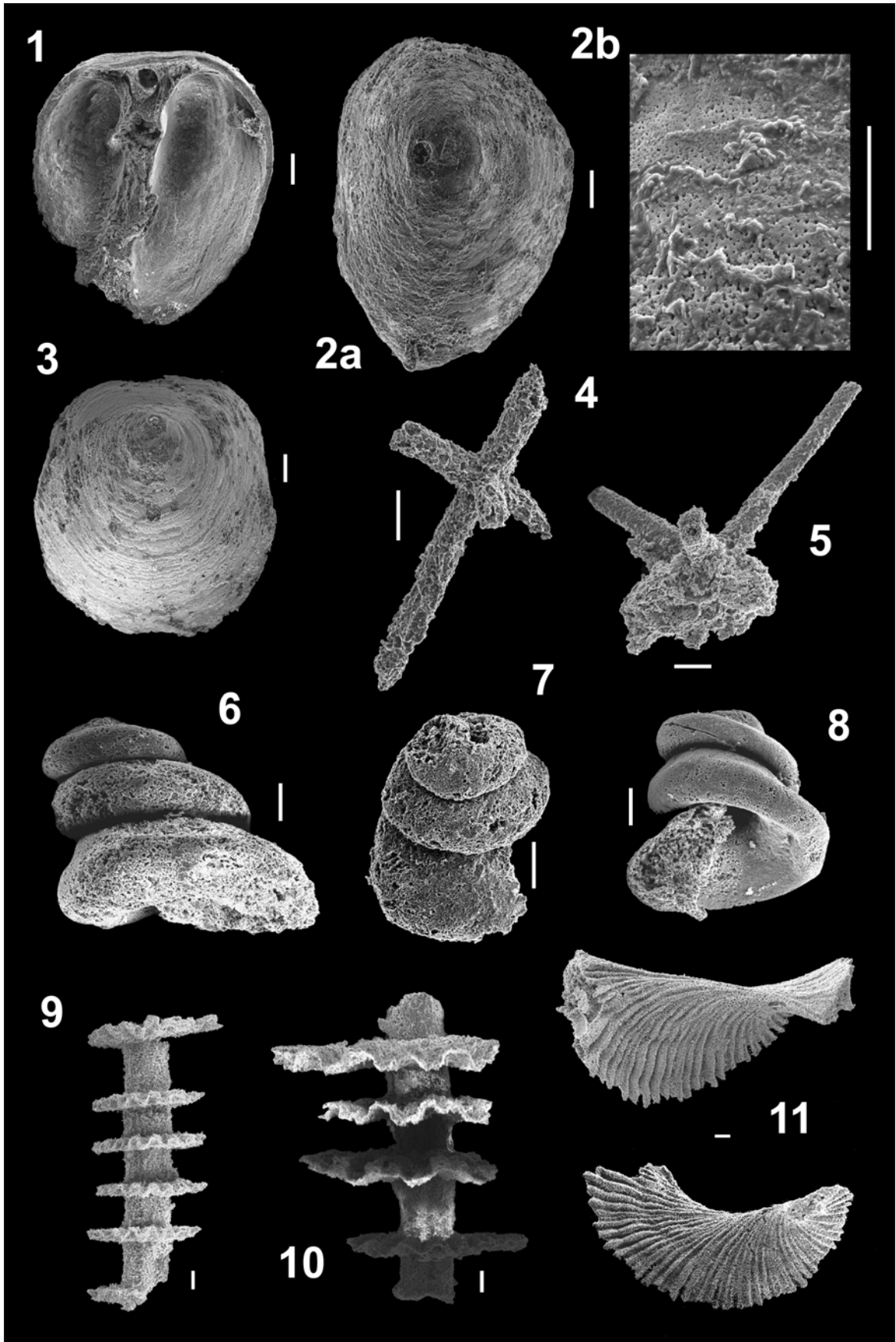
La escala gráfica representa 100 micras.

### LÁMINA 39

#### **Figuras 1-11.**- Fauna acompañante.

- 1.-** Braquiópodo fosfático; vista interior de la valva; ejemplar MGM-4592-O [CC(A)-CU2a-Q]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 2a.-** Braquiópodo fosfático; vista externa de la valva; ejemplar MGM-4599-O [H-CU5-R]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 2b.-** Detalle de la microestructura de la pared.
- 3.-** Braquiópodo fosfático; vista externa de la valva; ejemplar MGM-4659-O [CC(B)-CU3-U], Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 4.-** Espícula triaxona hexactina de escleroesponja; ejemplar MGM-4600-O [H-CU5-R]; Huertezuelas, Ciudad Real.
- 5.-** Espícula triaxona hexactina de escleroesponja; ejemplar MGM-4618-O [CC(B)-CU5-R]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 6.-** Molde interno de gasterópodo; ejemplar MGM-4637-O [CC(A)-CU4b-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 7.-** Molde interno de gasterópodo; ejemplar MGM-4638-O [CC(A)-CU4b-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 8.-** Molde interno de gasterópodo; ejemplar MGM-4636-O [CC(A)-CU4b-S]; Corral de Calatrava, Ciudad Real.
- 9.-** Molde interno de artejos de crinoideos; ejemplar MGM-4639-O [L-CC16-S]; Luesma, Zaragoza.
- 10.-** Molde interno de artejos de crinoideos; ejemplar MGM-4640-O [L-CC14-S]; Luesma, Zaragoza.
- 11.-** Molde interno de colonia erecta espiralada de briozoos?; ejemplar MGM-4641-O [L-CC14-S]; Luesma, Zaragoza.

LÁMINA 39



La escala gráfica representa 100 micras (en la fotografía de detalle 50 micras).



**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
**Departamento de Paleontología**

