

Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental

Genetic relationships between Middle and Upper Cretaceous lithostratigraphic units of the Western Iberian Ranges

M. Segura (**), A. García (*), J.F. García-Hidalgo (**), B. Carenas (***), G. Ruiz (****) y J. Gil (*****)

(*) Dpto. Estratigrafía, Fac. C.C. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid.

(**) Dpto. Geología, Fac. Ciencias, Univ. de Alcalá, 19001 Guadalajara.

(***) Dpto. Geología, Geoquím. y Quím. Agríc., Univ. Autónoma, 28005 Madrid.

(****) Inst. Geol. Económica, C.S.I.C.-U.C.M., Fac. C.C. Geológicas, 28040 Madrid.

(*****) INIPSA, Díaz Porlier 49, 28001 Madrid.

ABSTRACT

During last 20 years the Middle and Upper Cretaceous in the Iberian Ranges have been widely studied. Stratigraphic correlations between regional series, however, have been problematic since there exist common faces changes, and fossils with chronostratigraphic value are restricted to the SE (Albian - Cenomanian) or NW (Turonian - Coniacian) part of the basin. On the other hand, Sequence stratigraphic studies allow recognition of sequences and parasequences, which can be used in order to obtain more accurate correlations with the extension along the sedimentary basin of the fossiliferous data included in any sequence or parasequence. A stratigraphic cross section along the Iberian basin, from Siete Aguas-Malacara (Valencia), in the SE, to Stº Domingo de Silos-Carazo (Burgos), in the NW, is presented showing the proposed correlation for the 12 recognized sequences (Albian-Coniacian), and for the main lithostratigraphic units (15 formations, including several Members, and 2 Beds).

Key words: Cretaceous, Lithostratigraphic Units, Iberian Ranges, Spain.

Geogaceta, 20 (1) (1996), 54-57

ISSN: 0213683X

Introducción

En los últimos veinticinco años se ha estudiado intensivamente el Cretácico superior de la Cordillera Ibérica por parte de numerosos autores, lo que ha dado como resultado un buen conocimiento de las sucesiones sedimentarias locales, principalmente recogidas en las Tesis Doctorales (de 1971 a 1996: F. Meléndez, P. Sanchez Soria, P. Viallard, A. García, C. Arias, J. Mójica, A. Alonso, R. Mas, M. Segura, N. Meléndez, B. Carenas, R. Gimenez, A. Calonge, E. Aracil, M. Floquet, K. Gräfe, G. Ruiz, etc.), Tesis de Licenciatura (de 1974 a 1993: A. Asenjo, L. Zabala, P. Pérez del Campo, V. Arqued, S. Almunia, N. Soria, C. Bravo, J. Gil, etc.), e innumerables trabajos bajo la forma de artículos en revistas o comunicaciones a congresos, entre los que cabe destacar por su carácter sintético los de Meléndez *et al.* (1975), Floquet *et al.* (1982), Vilas *et al.* (1982), Vilas *et al.* (1983), García *et al.* (1989), y Alonso *et al.* (1993). Tampoco se puede dejar de considerar las interesantes aportaciones a este tema del centenar largo de Hojas MAGNA de la Cordillera Ibérica,

cuya cita individualizada aquí resulta también imposible.

Todos estos trabajos dan en suma un buen conocimiento local y regional del Cretácico superior, siendo actualmente el principal problema conocer de forma precisa las relaciones espacio-temporales y de equivalencia entre las diferentes unidades litoestratigráficas establecidas.

Control cronoestratigráfico

Para establecer la arquitectura estratigráfica y la paleogeografía del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica, es necesario establecer la correlación precisa entre esas sucesiones locales o regionales. Estas correlaciones presentan numerosos problemas, ya que entre la abundancia de facies terrígenas (p.ej., Fm. Utrillas), facies mixtas (p.ej., Fm. Santa María de las Hoyas), facies tidales (p.ej., Fm. Villa de Vés), facies de alta energía (p.ej., Fm. Hontoria del Pinar) y facies dolomitizadas (p.ej., Fm. Ciudad Encantada), apenas si hay registro bioestratigráfico significativo.

Tan solo tiene un buen control crono-

estratigráfico por Ammonites el Cenomaniense terminal-Turonense inferior (Fm. Picofrentes; Wiedmann, 1965, 1975, 1979; Segura y Wiedmann, 1982; Segura *et al.*, 1993). El resto de los ammonitoides encontrados se reducen a hallazgos esporádicos en el Albiense superior (Mas y Wiedmann, 1980), en el Cenomaniense superior (Mojica y Wiedmann, 1977), y en el Turonense superior-Coniaciense (Floquet 1991). A estos escasos datos solo queda por añadir algunos pocos yacimientos de rudistas en el Cenomaniense y Turonense (Pons *in* Fernandez-Calvo, 1982; y Floquet, 1991).

Los microfósiles no aportan mucho más, pues a la buena zonación por Orbitolinas y Prealveolinas del Albiense superior-Cenomaniense medio (Fourcade y García, 1982; Schroeder *et al.*, 1993; García *et al.*, 1993; Calonge *et al.* 1996), solo la suceden niveles concretos de orbitolínidos y milioláceos en el Santoniense-Campaniense (Alonso, 1981; Floquet, 1991; Gräfe y Wiedmann, 1993).

Un importante avance cualitativo y cuantitativo en las correlaciones estratigráficas supone la aplicación a la geología de superficie

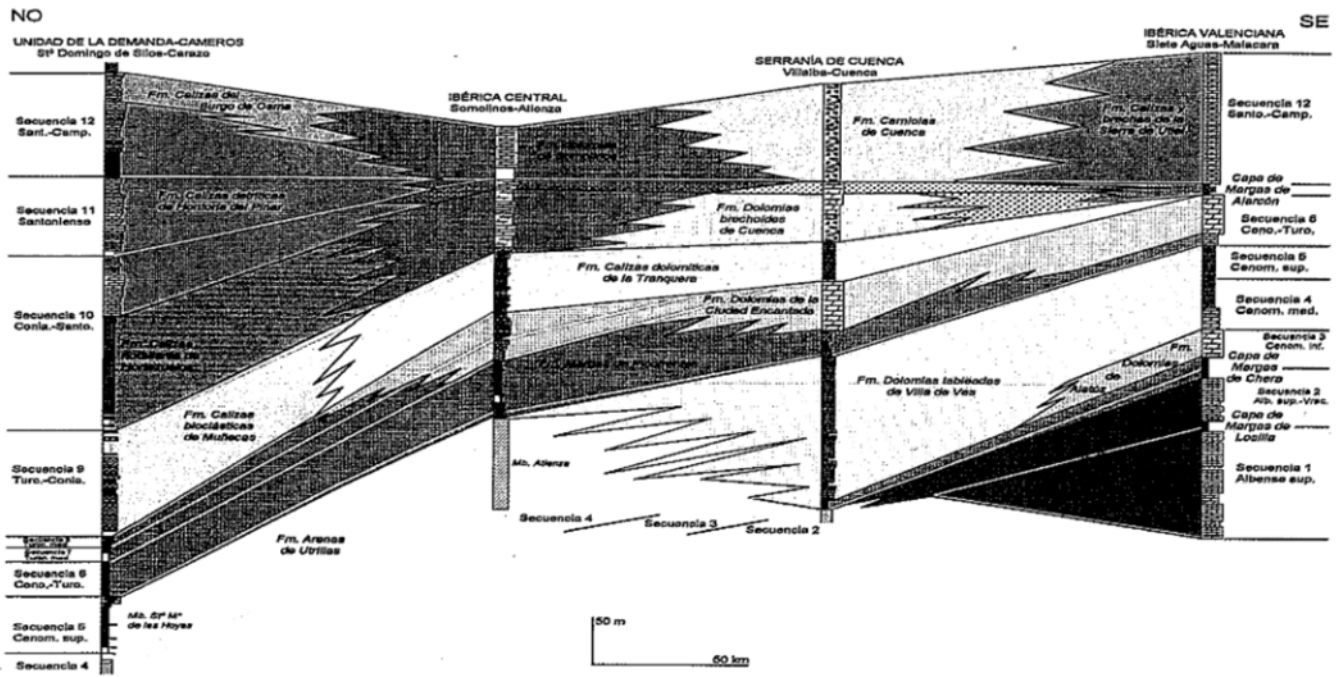


Fig. 1.- Sección estratigráfica del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica occidental, mostrando las relaciones espacio-temporales entre las Formaciones. Las líneas en negro limitan unidades litoestratigráficas y las líneas en blanco limitan secuencias deposicionales.

Fig. 1.- Stratigraphic cross section along the western Iberian Ranges showing temporal and geometrical relationships between Upper and Middle Cretaceous Formations and sequences. Solid lines bound lithostratigraphic units; blank lines bound Depositional sequences.

de los conceptos y métodos de la estratigrafía secuencial. La identificación en los apilamientos sedimentarios de secuencias deposicionales de 3º orden y de parasecuencias de 4º orden, que contienen en sus límites y en sus superficies de máxima inundación superficies isocronas, permite realizar correlaciones precisas entre sucesiones estratigráficas azoicas. Ello posibilita además, el extrapolar a lo largo y ancho de toda la cuenca sedimentaria, los datos bio y cronoestratigráficos de cualquier yacimiento fosilífero del relleno de la misma.

Siguiendo esta metodología, se han realizado recientemente varios estudios sobre el Cretácico superior de la zona central de España, cuyos resultados están actualmente en publicación (Gil y García, García-Hidalgo *et al.*, Segura *et al.*, García *et al.*, y Ruiz). Estos nuevos datos permiten establecer una correlación más detallada y fiable entre los Cretácicos del Norte de la Cordillera Ibérica, que acapara los mejores y más abundantes datos bioestratigráficos para el intervalo Turoniense-Campaniense, y los Cretácicos de las zonas más meridionales, que tienen en el Albense-Cenomaniense su mejor registro bioestratigráfico, pero son casi azoicos en el intervalo Turoniense-Campaniense.

Los litosomas tethysianos

Formados como consecuencia de las distintas transgresiones del Tethys sobre el Surco Ibérico, ellos presentan sus mayores espesores, sus facies más marinas y sus mejores yacimientos fosilíferos hacia el Sureste, en la región de Valencia.

La Fm. Aras de Alpuente (Vilas *et al.* 1982, Carenas *et al.* 1994) desaparece hacia el Noroeste y hacia los bordes del Surco Ibérico, por acúñamiento sedimentario y cambio lateral de facies a la Fm. Utrillas. Presenta una estructura interna convergente, con relaciones de *onlap* y *toplap*. Su Miembro inferior Calizas de Estenas desaparece principalmente por truncación sedimentaria, y solo en la región de Utiel-Enguñados se le ve pasar lateralmente a la Fm. Utrillas. Casi la totalidad de la Fm. Utrillas en la región de Valencia pertenece a los ciclos sedimentarios del Cretácico inferior. Su Miembro intermedio Margas de Losilla es muy diacrónico, con límites imprecisos y variables. El Miembro superior de Calizas de la Bicuerca desaparece hacia el Norte, principalmente por *onlap*, al que acompaña frecuentemente un paso lateral a la Fm. Utrillas. En el Sur de la Cordillera Ibérica, la parte supe-

rior de este Miembro pasa lateralmente a dolomías, en facies más próximas a las Dolomías de Alatóz que a las Calizas la Bicuerca, marcando así un límite diagenético y por lo tanto diacrónico entre las facies calcáreas ocreas y las dolomíticas grisáceas del Cretácico medio.

La Capa de Margas de Chera (Meléndez *et al.* 1975, Vilas *et al.* 1982; Formación en la definición original) es una cuña de margen de plataforma (*self margin wedge*) de un cortejo de bajo nivel del mar (García *et al.* 1993), asociada a una importante caída eustática que generó en la mayor parte de la Cordillera Ibérica una importante interrupción sedimentaria. En las áreas con una mayor subsidencia, su base es una transición de facies con discontinuidades a la Fm. Bicuerca (p.ej., Fuente de la Puerca). Hacia el Norte y Oeste pasa a la Fm. Utrillas. Su techo es diacrónico (García *et al.* 1986-87) por paso gradual de facies a las Dolomías de Alatóz (p.ej., Pto. de Tórdiga).

La Fm. Dolomías de Alatóz (Vilas *et al.* 1982) pasan lateralmente y por su techo a la Fm. Vila de Vés. Este litosoma se individualiza muy bien en la región central de Valencia, pero hacia el borde de la cuenca

sedimentaria presenta una convergencia de facies y de expresión morfológica con la Fm. Villa de Vés. Por ello no tiene la misma amplitud cronológica y secuencial esta unidad en los distintos afloramientos (p.ej., Malacara, Cortes de Pallás y Carcelen). Ello debe ser tenido en cuenta en las interpretaciones evolutivas y paleogeográficas. Para las facies calcáreas y fosilíferas de este cuerpo sedimentario se ha propuesto la denominación de Calizas de Losa (Carenas *et al.*, 1994) que se integra en la Fm. Aras de Alpuente como su cuarto Miembro.

Las Dolomías tableadas de Villa de Vés (Vilas *et al.*, 1982) pasan lateralmente a la Fm. Utrillas, mediante una compleja identificación, controlada por ciclos de 3°, 4° y 5° orden. Su límite superior con la Fm. Pico-frentes es diferente a lo largo del Surco Ibérico. En las áreas meridionales es neto y coincide con una discontinuidad estratigráfica, mientras que en las áreas septentrionales es un tendido cambio lateral de facies, situándose la mencionada discontinuidad dentro de la parte inferior de la Fm. Pico-frentes. Así, en Cuenca este límite se sitúa al techo de las calizas dolomíticas con Praealveolina ibérica de Viillard (1973, fig 52), o lo que es lo mismo, en la parte inferior del "Cenomanense superior bajo" de Calonge (1989, fig. 21); mientras que en Nuevalos (corte de la carretera de Ibdes) se sitúa en la parte inferior de la equivalente Fm. Monverde (Floquet *et al.* 1982), en el límite entre la "Upper Cenomanian Platform" y la "Upper Cenomanian-Lower Turonian Platform" (Segura *et al.* 1993, fig. 5).

Los litosomas atlánticos

Agrupan al conjunto de materiales formados durante las transgresiones del Dominio proto-Atlántico (Vilas *et al.* 1983) en el Surco Ibérico. Ellos tienen mayor espesor, facies más marinas y contenido fosilífero más importante hacia el Norte, en las áreas de Soria y Burgos.

Las Margas de Pico-frentes (Floquet *et al.* 1982) se reconocen en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica Occidental: en facies más margosas hacia el Norte, más calcáreas hacia el Sur, y más dolomíticas hacia el Oeste (Sierra de Altomira). Las Calizas nodulares de Monverde (Floquet *et al.* 1982) y las Calizas de Casas Medina (Vilas *et al.* 1982) pueden considerarse sinónimos de la Fm. Pico-frentes o bien miembros de carácter regional. Las unidades de Abejar (Floquet 1991) y Cabrejas del Pinar (Alonso *et al.* 1993), sin descripción concreta, probablemente son equivalentes entre sí, y corresponden a Miembros locales calcáreos en la base de la Fm. Pico-frentes.

Por encima de la Fm. Margas de Pico-

frentes aparecen en buena parte de la Cordillera Ibérica las Dolomías de la Ciudad Encantada (Meléndez 1971). Ambas unidades se relacionan genéticamente por un cambio de facies, por la progradación de las dolomías sobre las margas (García *et al.* 1985, etc.). El litosoma dolomítico tiene un desarrollo bastante irregular a lo largo de la Cordillera Ibérica Occidental, pudiendo distinguirse varios miembros de carácter regional, que se suceden de Sur a Norte, y que están estratigráficamente relacionados por superposición, conformando el conjunto una gran y muy tendida estructura de *offlap*. Por ello estos miembros tienen en parte también el carácter de alo-miembros. El primero de ellos tiene su desarrollo al Sur de la transversal de Ademúz; el segundo se desarrolla en la Serranía de Cuenca; el tercero lo hace en la región del Alto Tajo; el cuarto se desarrolla al Norte de la transversal de Cifuentes; y el quinto lo hace al Norte de Atienza. En el sector septentrional de la Rama Castellana (Berlanga de Duero) todo este litosoma queda reducido a unos pocos metros de facies neríticas y litorales, estratificadas regularmente. La denominación de Fm. Jaraba (Floquet *et al.* 1982) se considera una sinonimia de la Fm. Ciudad Encantada, cuyo término se hace prevalecer por antecendencia.

A techo de las Dolomías de la Ciudad Encantada, como final de su etapa de sedimentación, y por tanto en continuidad sedimentaria y cambio de facies con ellas, se sitúan facies litorales con episodios edáficos, que respectivamente se incluyen en la Fm. La Tranquera (Floquet *et al.* 1982) y en la Capa de Margas de Alarcón (Vilas *et al.* 1982).

Un conjunto litoral tableado, fácilmente reconocible en la sucesión sedimentaria de la Cordillera Ibérica Occidental (y en la del Sistema Central) se superpone en el registro estratigráfico. En aras de una mayor simplicidad de la nomenclatura litoestratigráfica se le incluye en la denominación de Dolomías del Embalse (Pantano en la definición original) de la Tranquera (Floquet *et al.* 1982). Hacia el Norte estos materiales pasan lateralmente a los depósitos más marinos de la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas (Floquet *et al.* 1982). Hacia el Sur este litosoma reduce su espesor, apareciendo intercalaciones de margas y de límos dolomíticos (Castillo de Garcimuñoz), relacionados con discontinuidades sedimentarias, para terminar pasando a formar parte de las Margas de Alarcón (Malacara). Un contacto muy neto, consecuencia de una importante discontinuidad sedimentaria, separa estos materiales de los suprayacentes.

En la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (Unidad de La Demanda-Cameros)

tres litosomas continúan la sucesión estratigráfica: Fm. Calizas nodulares de Horte-zuelos (Floquet *et al.* 1982), Fm. Calizas de Hontoria del Pinar (Floquet *et al.* 1982) y Fm. Calizas del Burgo de Osma (Floquet *et al.* 1982). Ellas suponen la mayor parte del espesor del Cretácico superior de estas áreas, y se relacionan estratigráficamente entre ellas también en cambio de facies, pues las discontinuidades estratigráficas que contiene el paquete sedimentario, solo puntualmente coincide con los límites de facies.

En las zonas centro-septentrionales de la Cordillera, aparece en una posición estratigráfica equivalente un potente conjunto dolomítico, la Fm. Dolomías de Somolinos (Segura *et al.* 1996). Observaciones de detalle en los afloramientos muy buenos (carretera de Somolinos a Campisábalos, hoz del río Bornova en San Andrés del Congosto, etc.) permiten reconocer tres facies: a la base, dolomías masivas con un desdibujado aspecto nodular, correlacionables con la Fm. Horte-zuelos; en el centro, dolomías con niveles y tramos con laminaciones y estratificaciones cruzadas, correlacionables con la Fm. Hontoria del Pinar, que culminan en una superficie muy neta, que se interpreta como la discontinuidad del Santoniense inferior; y en la parte superior, dolomías regularmente estratificadas, correlacionables con la Fm. Burgo de Osma. Estos tres conjuntos no pueden ser diferenciados en los afloramientos usuales y por tanto no son cartografiables, por ello no parece oportuno individualizarlos como miembros en la organización litoestratigráfica regional.

En las zonas centro-meridionales de la Cordillera, es conocida la presencia de dos conjuntos dolomíticos cartografiables, que hoy en día pueden denominarse formalmente como la Fm. Dolomías brechoides de Cuenca (Meléndez *et al.* 1975) y la Fm. Carniolas de Cuenca (Meléndez *et al.* 1975). A techo de la Fm. inferior de Cuenca se puede reconocer el mismo tramo medio dolomítico con estructuras sedimentarias de alta energía de las zonas centro septentrionales de la Cordillera Ibérica, y que allí se correlacionaba con la Fm. Hontoria del Pinar. Por tanto, el resto de dicha Fm. inferior de Cuenca debe de correlacionarse con la parte inferior de la Fm. Somolinos y con la Fm. Horte-zuelos; y la Fm. superior de Cuenca ha de correlacionarse con la parte superior de la Fm. Somolinos y con la Fm. Burgo de Osma.

La generalización del Surco Ibérico

En las zonas meridionales de la Cordillera Ibérica, al contrario que en las zonas septen-

trionales, los depósitos cretácicos suprayacentes a la Fm. a Ciudad Encantada solo constituyen una pequeña parte de la sucesión estratigráfica. La presencia en la Fm. Sierra de Utiel de unos grandes y característicos miliólaceros (Lacazinas, etc.), que en las zonas septentrionales de la Cordillera Ibérica se encuentran en la parte superior del conjunto Fm. Hontoria del Pinar-Fm. Burgo de Osma, así como la acuñación sedimentaria hacia esta región meridional del paquete sedimentario suprayacente a la Fm. Ciudad Encantada e infrayacente a la discontinuidad Santoniense, conducen a correlacionar la Fm. Sierra de Utiel (Vilas *et al.* 1982) con la Fm. Carniolas de Cuenca, con la parte superior de la Fm. Somolinos, y con la parte superior del conjunto de las Formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma.

En esta parte superior del registro estratigráfico del Cretácico de la Cordillera Ibérica Occidental, es donde aparecen las mayores diferencias entre los trabajos de los diferentes autores. Así, las relaciones genéticas entre los distintos cuerpos sedimentarios que aquí se presentan, la arquitectura estratigráfica que de ellas se deduce, y las implicaciones cronoestratigráficas de esta configuración, difieren principalmente de los trabajos anteriores: 1) en la correlación entre las Dolomías de la Ciudad Encantada de la región de Valencia y las Dolomías brechoideas de la región de Cuenca, en Meléndez *et al.* (1975); 2) en la correlación de las "Brechas dolomíticas de Cuenca" (que parecen englobar a la totalidad del conjunto dolomítico supra Ciudad Encantada) con la Fm. Sierra de Utiel, en Vilas *et al.* (1982); y 3), en la correlación de la Fm. Sierra de Utiel con el conjunto de las Formaciones Tranquera, Hontoria del Pinar y Burgo de Osma, de Alonso *et al.* (1993). Además, estos mismos autores: no reconocen el cambio lateral de facies y su mutua sustitución en los apilamientos sedimentarios entre las Formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma (probablemente colabora a esta confusión la ausencia de techo en el estratotipo de la primera unidad, y de base en el estratotipo de la segunda); y suponen que la Fm. Tranquera cambia lateralmente de facies a la Fm. Sierra de Utiel hacia el Sur, y a la Fm. Horteuelos hacia el Norte.

La Capa (Formación en la definición original) de Margas de Alarcón se revela ahora como una de las más interesantes del registro estratigráfico de la Cordillera Ibérica meridional. Ella puede ser considerada

una cuña de margen de plataforma (*self margin wedge*) de gran magnitud, pero con un origen principalmente tectónico, y que equivale temporalmente a la mayor parte del registro estratigráfico del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica septentrional, y cuya historia secuencial, evolución sedimentaria y episodios diagenéticos pueden representar intervalos de tiempo muy importantes (Gimenez *et al.*, 1982; Martín-Chivelet, 1993). A este respecto es de señalar que en algunos afloramientos de la región Valenciana (Cerro de la Noria de Yátova, Collado Umán de Siete Aguas, etc.) una intercalación de dolomías tableadas separa en esta unidad dos niveles de margas verdes. Esta se correlaciona con el tramo intermedio de la Fm. Somolinos y con el techo de la Fm. inferior de Cuenca. Por ello, el nivel inferior de margas es equivalente lateral de la Fm. Tranquera y la mayor parte de la Fm. Dolomías brechoideas de Cuenca, y el nivel superior de margas marca la segunda discontinuidad importante Santoniense, que limita el episodio atlántico del Surco Ibérico, con el episodio de final de generalización de la cuenca, con conexión del Tethys y el Atlántico, aunque sea de forma muy precaria.

Por encima de estos materiales, aparecen en varios puntos de la Cordillera Ibérica Occidental los depósitos del Cretácico final (p.ej., Fm. Valle de Tabladillo, Fm. Villalba de la Sierra, etc). Ellos solo han sido estudiados por nosotros ocasionalmente, y por tanto no se incluyen en este trabajo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de investigación de la DIGICYT nº PB90-0086 y PB93-0191 (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM).

Referencias

- Alonso, A. (1981). *Seminar. Estratigr. (Ser. monogr.)*, 7, 271 p.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1993). *A.A.P.G. Mem. sp.* 56, 297-313.
- Calonge, A. (1989). Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 535 p.
- Calonge, A., García, A. y Segura, M. (1996). IV Int. Crte. Symp.
- Carenas, B.; Segura, M.; García, A.; García-Hidalgo, J.F.; Ruiz, G. y Bravo, C. (1994). *Cuad. Geol. Ibérica*, 18, 245-275.
- Fernandez Calvo, C. (1981). Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 299 p.
- Floquet, M.; Alonso A. y Meléndez, A. (1982). *El Cretácico de España*, 387-456.
- Floquet, M., (1991). *Mém. Geol. Univ. Dijon*, 14, 925 p.
- Fourcade, E. y García, A. (1982). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 369-389.
- García, A.; Gimenez, R. y Segura, M. (1985). *Estudios Geol.*, 41, 201-206.
- García, A.; Segura, M.; Carenas, B.; Pérez del Campo, P. y Calonge, A. (1986-87). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 395-402.
- García, A.; Segura, M.; Calonge, A. y Carenas, B. (1989). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 303-333.
- García, A.; Segura, M.; García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. (1993). *A.A.P.G. Mem. sp.* 56, 255-269.
- Gimenez, R.; Martín Chivelet, J. y Pérez-Arlucea, M. (1982). III Col. Cret. Esp., 32.
- Gräfe, K.-U. and Wiedmann, J. (1993). *Geol. Rundschau*, 82, 327-361.
- Martín-Chivelet, J. (1995). *Jour. Sed. Res.*, 65-2, 235-254.
- Mas, J.R. and Wiedmann, J. (1980). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 256-272.
- Meléndez, F. (1971). *Publ. Fac. Cien. Univ. Compl. Madrid, sec. Geol. (A)*, 154. p.
- Meléndez, F.; Villena, J.; Ramirez Del Pozo, J.; Portero, J. M.; Olive, A.; Assens, J. y Sanchez, P. (1975). *I Symp. Cret. Cord. Iber.*, Cuenca, 241-252.
- Mojica, J. y Wiedmann, J. (1977). *Eclog. Geol. Helvet.*, 70, 739-759.
- Schroeder, R.; García, A.; Cherchi, A. y Segura, M. (1993). *Geogaceta*, 14, 69-72.
- Segura, M. y Wiedmann, J. (1982). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 293-307.
- Segura, M.; García-Hidalgo, J.F.; Carenas B. y García, A. (1993). *A.A.P.G. Mem. sp.* 56, 283-296.
- Viallard, P. (1973) *Trav. lab. Geol. Médit. Univ. Paul Sabatier, Toulouse*. 445. p.
- Vilas, L.; Mas, J.R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N. y Rincon, R. (1982). *El Cretácico de España*, 457-514.
- Wiedmann, J. (1965). *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 34, 819-823.
- Wiedmann, J. (1975). *I Simp. Cret. Cord. Iber.*, Cuenca, 135-153.
- Wiedmann, J. (1979). *Cuad. Geol. Ibérica*, 5, 127-214.