

El Albense-Cenomanense del Pto. del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrat, Castelló): secuencias deposicionales y biozonación con grandes foraminíferos

Albian-Cenomanian depositional sequences and larger foraminifera biozonation of the Puerto del Remolcador section (Iberian Ranges, Maestrat, Castelló)

R. Schröder (*), A. García (**), A. Cherchi (***) y M. Segura (****)

(*) Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität, 6000 Frankfurt am Main, Alemania.

(**) Dpto. de Estratigrafía, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

(***) Dipartimento di Scienze della Terra, Università, 09100 Cagliari (Cerdeña), Italia.

(****) Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá de Henares, 19001 Guadalajara.

ABSTRACT

Preliminary results of micropaleontological and sequential studies of the thickest and most marine Albian-Cenomanian series in the Iberian Ranges are presented. Numerous larger foraminifera indicate Late Albian, Vraconian as well as Early and Middle Cenomanian age. Based on the platform model elaborated by García et al. (1993), the sequential analysis of the section allows the identification of the U.Z.A-1.5, U.Z.A-2.1, U.Z.A-2.2 and U.Z.A-2.3 sequences of Haq et al. (1988). New and more precise data on the distribution of the Mid-Cretaceous large foraminifera in eastern Spain are obtained.

Key words: Cretaceous, Iberian Ranges, larger foraminifera, depositional sequences.

Geogaceta, 14 (1993), 69-72

ISSN: 0213683X

Introducción

En el Bajo Maestrazgo son escasos los afloramientos del Albense-Cenomanense que permiten levantar una columna estratigráfica completa. Ello es debido al importante espesor de las sucesiones sedimentarias cretácicas y a la densa fracturación que presenta la cobertura mesozoica al Este de la falla de Requena-Mora. En las trincheras de la carretera de Lucena del Cid al Castillo de Villamalefa, en la ladera oriental del Puerto del Remolcador, puede observarse la sucesión sedimentaria más potente y marina de este intervalo del Cretácico, de las conocidas en la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Sobre las Arenas de Utrillas (Mb. Maestrazgo), afloran casi 500 m. de facies calcáreas neríticas, limitadas a techo por una fractura, y que tienen aquí una pobre expresión morfológica. Este afloramiento es cartografiado por Canerot, *et al.*, (1972), estudiado por Gonzalez-Lastra (inédito) y Calonge (1989), y referido en varios trabajos de estratigrafía secuencial del Cretácico de la Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1989a, entre otros).

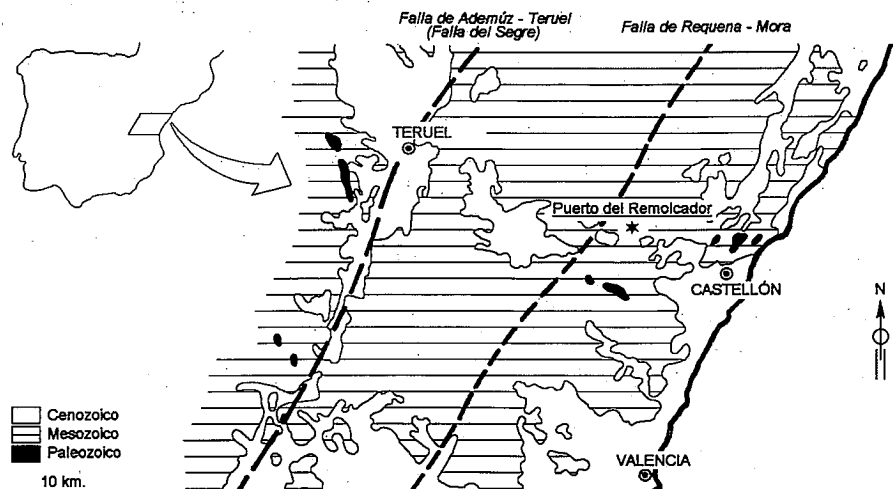
Unidades litoestratigráficas

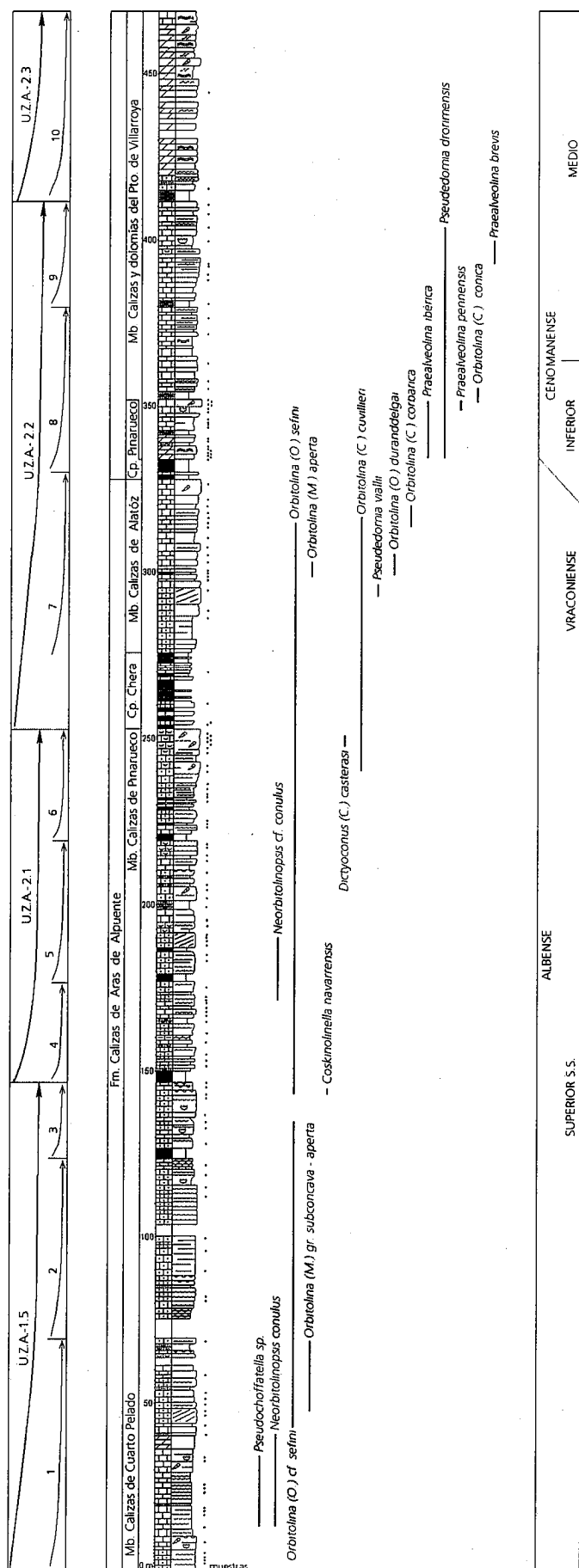
La sucesión sedimentaria está formada por una alternancia de tramos calcáreos y margosos (Fig. 2), que pueden agruparse en tres conjuntos litoestrati-

gráficos. El inferior, de 250 m. de espesor, aparece principalmente formado por gruesos bancos de calcarenitas, calizas con Rudistas, calizas con Ostreidos o calizas oolíticas, y en él las margas son una litología muy secunda-

Fig.1.— Localización geográfica y geológica del afloramiento del Puerto del Remolcador.

Fig.1.— Geographical setting and geological location of the Puerto del Remolcador section.





ria. El conjunto intermedio está constituido por margas ocreas, en las que se intercalan lumaquelas de Ostreidos, bancos de calizas bioclasticas, y algunos bancos de calcarenitas o calizas con Rudistas, totalizando alrededor de 25 m. de espesor. El conjunto superior está formado por calizas y dolomías, con intercalaciones de tramos margosos o de calizas margosas, dando un espesor de 175 m. En su parte inferior son calizas en gruesos bancos, calcarenitas con intercalaciones de niveles de Rudistas y de margas, mientras que su parte superior son calizas mas micríticas y en lechos mas delgados, se intercalan frecuentes niveles de algas y Ostreidos, llegando hacia el techo a aparecer dolomías.

El conjunto de estos materiales se integra mejor en la organización litoestratigráfica propuesta por Vilas *et al.*, (1982) para el Cretácico de la Cordillera Ibérica suroccidental, que en las otras organizaciones dadas para el Maestrazgo por otros autores. Así, el conjunto litológico inferior debe integrarse en la Fm. Calizas de Aras de Alpuente, y el conjunto litológico intermedio en la Fm. Margas de Chera. Esta última se ha denominado posteriormente Capa de Margas de Chera, ya que al ser estudiada para todo el conjunto de la Cordillera Ibérica, se ha podido comprobar que corta a la organización estratigráfica en Formaciones y Miembros (García *et al.* 1989b, etc.). En el tercer conjunto litológico hay que diferenciar dos partes. La parte inferior de calizas en gruesos bancos, se corresponde con el Mb. Calizas de Alatóz (Fm. Aras de Alpuente) de la región de Liria-Ademúz (Carenas 1987). La parte superior de calizas y dolomías en estratos delgados, forma parte de un cuerpo litológico bastante homogéneo en toda la Cordillera Ibérica, aunque no isócrono, y que ha recibido varias denominaciones: Fm. Villa de Vés (Vilas *et al.* 1982), Fm. Nuévalos (Alonso *et al.* 1982), Fm. Sierra Llabería (en parte) (Robles 1982), Fm. Bco. Degollados (en parte) y Mb. Pto. Villarroya (Canerot 1982). Está pendiente su unificación en una sola Formación (para la que García *et al.*, 1989a,b sugieren la denominación Fm. Dolomías de Cortes de Pallás), respetando como Miembros con valor regional las unidades definidas anteriormente, por lo que la indicada parte superior de este conjunto, debe de incluirse en las Calizas del Puerto de Villarroya.

Ambientes sedimentarios

Estos sedimentos se interpretan como depósitos de plataformas carbonadas someras. El tramo inferior corresponde a un predominio de los episodios de barras calcareníticas submareales, asociadas a las cuales se desarrollaron esporádicamente bancos y parches de Rudistas. El tramo intermedio representa un predominio de las llanuras mareales y lagoons, con un gran desarrollo de bancos de Ostreidos, y episodios ocasionales de condiciones de plataforma somera. El tramo superior corresponde de nuevo a depósitos de una plataforma somera, con un desarrollo mayor de barras en su parte inferior y un predominio de depósitos litorales en su parte superior.

Secuencias estratigráficas

Una de los aspectos mas destacados de este afloramiento, es que permite realizar un análisis secuencial muy preciso de estos materiales, reconociéndose en él, más de 40 pequeñas secuencias deposicionales, que se agrupan en secuencias de orden mayor y de características semejantes, a las cuales se puede considerar como parasecuencias. Cada una de estas secuencias está formada por margas en la base, que pasan a calcarenitas y a veces a calizas con Rudistas, terminando en una costra ferruginosa. Su espesor oscila entre 5 y 20 m. En contra de lo que en un principio cabría esperar, son secuencias de profundización, que se interrumpen bruscamente o despues de mostrar un pequeño registro con tendencia a la somerización. Cada 3, 4 ó 5 de estas secuencias, se observa la presencia de una interrupción sedimentaria mayor, pudiéndose reconocer asimismo en la sucesión de estas secuencias una tendencia general a la profundización, puesta de manifiesto por un mayor desarrollo de los términos carbonatados, que representan depósitos de plataforma, y un menor desarrollo de los términos margosos que corresponden a depósitos más someros. Por ello puede decirse que se agrupan en 10 secuencias deposicionales de orden mayor (parasecuencias), cuyas características parecen semejantes a las secuencias más elementales.

En función de la arquitectura estratigráfica que estos depósitos tienen en la Cordillera Ibérica (García *et al.* 1993), y del análisis secuencial de esta sucesión

sedimentaria, se pueden reconocer en ella cuatro grandes cuerpos sedimentarios. Un conjunto inferior constituido por las tres primeras parasecuencias, equivalente a la secuencia deposicional U.Z.A.-1.5 de Haq *et al.* (1988). Un segundo conjunto formado por las parasecuencias tercera a sexta, que descansa en relación de top-lap y on-lap sobre el conjunto inferior, y que se correlaciona con la unidad U.Z.A.-2.1. El tercer conjunto lo constituyen las parasecuencias séptima, octava y novena, limitado a base por la cuña de bajo nivel del mar de la Capa de Margas de Chera, y a techo por un tramo margoso correlacionable con la Capa de Margas de Pozuel, y que se correlaciona con la unidad U.Z.A.-2.2. Por último, la parasecuencia décima parece representar a parte de la unidad U.Z.A.-2.3, aquí incompleta por la existencia de una fractura al techo de la serie.

Resultados bioestratigráficos

El estudio micropaleontológico permite no solo una determinación bioestratigráfica relativamente exacta del límite Albense-Cenomanense, sino también la confirmación de algunos de los niveles guía cretácicos, caracterizados por grandes foraminíferos (sobre todo Orbitolínidos y Alveolínidos) (fig. 2). La datación de estos niveles, se hace principalmente en referencia al catálogo de los grandes foraminíferos del Cretácico medio de la región mediterránea (ed. Schröder y Neumann 1985).

En la parte basal del corte se encuentra un nivel con *Neorbitolinopsis conulus* Douv. que puede atribuirse a la parte inferior del Albense superior. Frecuentemente asociado con esta especie, aparecen ejemplares del género *Pseudochoffatella*. Muy probablemente se trata de *P. cuvillieri* Deloffre, especie limitada en el NE de España al Gargasiense superior, según numerosos autores (p.ej. Peybernès 1976; "biozone à *P. cuvillieri*"). La confirmación de ello, devaluaría considerablemente el valor de este taxón como fósil guía.

Coskolinella navarrensis Ram. aparece también en la Sierra de Segura (prov. Jaén) junto con *N. conulus*, pero allí lo hace a la base de su biozona (García Hernández 1978).

Las capas con *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *cuvillieri* (Moull.) y *Orbitolina* (*Orbitolina*) *duranddelgai* Schr. pertenecen al Vraconiense.

Dictyoconus (*Carinoconus*) *castersi* Bil. *et al.* comienza en el Pirineo de Lérida, en la parte superior del nivel con *N. conulus* y está todavía presente en el Vraconiense (Peybernès 1976). Más o menos esta es la misma posición, que dicho orbitolínido tiene en este corte.

Dentro del Cenomanense, las diferentes especies del género *Praealveolina* que pertenecen a la parte inferior de la línea evolutiva *P. ibérica*-*P. tenuis* son de gran importancia estratigráfica (Cherchi y Schröder 1989). *P. ibérica* Reich., el representante más primitivo, se limita al Cenomanense inferior; en la parte superior del intervalo caracterizado por esta especie aparece, como en los Pirineos orientales (Montagne de Tauch, Dep. Aude; Cherchi y Schroeder 1989), *P. pennensis* Reich. y formas de transición entre ambas especies. *P. brevis* Reich., el sucesor filogenético de *P. pennensis*, ya indica el Cenomanense medio.

El género *Pseudedomia* está representado por dos especies: *P. viallii* (Col.) se encuentra ya en el Vraconiense; *P. drorimensis* Reiss *et al.*, su sucesor filogenético, es bastante frecuente en el Cenomanense inferior y sube hasta el Cenomanense medio.

La comparación de estos datos bioestratigráficos, con la biozonación del Albense superior- Cenomanense inferior propuesta por Bilotte *et al.* (1978) para los Pirineos, Catalánides y Cordillera Ibérica, basada también en grandes foraminíferos, sugiere varias observaciones. Estos autores han subdividido el Albense superior en tres biozonas (de abajo a arriba: 1. zona con *Neorbitolinopsis conulus*, 2. zona con *Orbitolina concava*, 3. zona con *Orbitolina duranddelgai*) y consideran *Simplalveolina simplex* Reich. como fósil guía del Cenomanense inferior. Sin embargo: *Orbitolina concava* se limita al Cenomanense inferior; las formas citadas por Bilotte *et al.*, pertenecen en realidad a *Orbitolina* (*O.*) *sefini* Hens., que también está presente aquí, y que muestra en el SO de Europa una distribución estratigráfica relativamente amplia (Albense superior-Cenomanense inferior). Actualmente no conocemos ningún taxón que pudiera caracterizar el intervalo entre las zonas con *N. conulus* y con *O. (O.) duranddelgai*. Por último, Bilotte *et al.* han dado como *Praealveolina ibérica*, ejemplares de *Simplalveolina simplex*, lo que distorsiona la biozonación, ya esta última especie no aparece antes de la parte

superior del Cenomanense inferior (Cherchi y Schröder 1989).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB-90-0086 de la DGICYT.

Bibliografía

Alonso, A. *et al.* (1982): in El Cretácico de España, Edit. Univ. Complutense, 345-456.

Bilotte, M. *et al.* (1978): Géol. Méditerr., 5, 47-54.

Calonge, A. (1989): Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 535 p.

Canerot, J. (1982): in El Cretácico de España, Edit. Univ. Complutense, 273-334.

Canerot, J., Martin, M. y Orbis, J.A. (1972): Hoja 615 Map. Geol. Esp.

Carenas, B. (1987): Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 868 p.

Cherchi, A. y Schröder, R. (1978): C. r. Acad. Sc. Paris (II), 308, 801-807.

García A. *et al.* (1989a): Rev. Soc., Geol. de España, 2 (3-4), 303-333.

García A. *et al.* (1989b): XII Congr. Esp. sedimentología, 203-206.

García, A. *et al.* (1993): in Cretaceous Carbonate Platforms, A.A.P.G.

García Hernández, M. (1978): Tesis Doctoral, Univ. Granada, 344 p.

Gonzalez Lastra, J. (1983): IGME (inédito).

Peybernès, B. (1976): Tesis Doctoral, Univ. Toulouse, 459 p.

Haq *et al.* (1988): Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 42, 71-108.

Robles, S. (1982): in El Cretácico de España, Edit. Univ. Complutense, 199-272.

Schröder, R. y Neumann, M. ed. (1985): Géobios, Mém. spéc. 7, 161 p.

Vilas, L. *et al.* (1982): in El Cretácico de España, Edit. Univ. Complutense, 457-514.