

*Evolución de dos sistemas continentales
en la Cubeta de Aguilón (Cretácico Inferior):
Interrelación sedimentaria
entre depósitos aluviales y lacustres,
y su control tectónico*

A. R. SORIA¹, A. MELÉNDEZ¹, M. N. MELÉNDEZ² y C. L. LIESA³

⁽¹⁾ Dpto. Ciencias de la Tierra (Estratigrafía),
Universidad Zaragoza, Plaza San Francisco s/n. 50009 Zaragoza.

⁽²⁾ Dpto. de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.

⁽³⁾ Dpto. Ciencias de la Tierra (Geodinámica),
Universidad Zaragoza, Plaza San Francisco s/n., 50009 Zaragoza.

RESUMEN

El registro estratigráfico del Cretácico Inferior de la Cubeta de Aguilón está caracterizado por dos unidades litoestratigráficas: Fm. Villanueva de Huerva y Fm. Aguilón. Estas unidades abarcan un intervalo temporal que incluye desde el Valanginiense y/o Hauteriviense al Barremiense basal (Soria *et al.*, 1995). El análisis de discontinuidades dentro de la cuenca y la evolución sedimentaria de estas unidades ha permitido identificar a estos autores dos secuencias de depósito. La S.D. inferior comprende la Fm. Villanueva de Huerva. Esta unidad evoluciona desde depósitos fluviales en su base hacia depósitos lacustres en su techo, dentro de un contexto retrogradante. Sin embargo, el tránsito desde las facies fluviales a las lacustres se produce mediante un sistema deltaico claramente progradante y cuya base se correlaciona hacia el sur de la cuenca con un nivel calcáreo, con abundantes fósiles marinos (ostreidos, serpulidos y foraminíferos bentónicos), interpretado como un nivel de tormenta. La S.D. superior comprende la Fm. Aguilón y se inicia prácticamente en toda la cuenca con facies aluviales y palustres. El resto de la secuencia está caracterizada por la expansión-retracción de un sistema lacustre carbonatado somero sometido a una fuerte dinámica de oleaje debido a tormentas.

La formación y evolución de esta cuenca es consecuencia de una tectónica extensiva relacionada con la etapa de rifting que tiene lugar durante el Cretácico Inferior en la Cuenca Ibérica (Salas *et al.*, 1991; Salas y Casas, 1993).

En esta cubeta, el espesor y distribución de facies de los sistema lacustres está controlado por dos sistemas de fallas. El sistema de fallas principal tiene una dirección WNW-ESE y el secundario es de dirección NNE-SSW.

Palabras clave: Cretácico Inferior, sistema lacustre, secuencias de depósito, falla listrica.

ABSTRACT

Two lithostratigraphic units are distinguished within the Lower Cretaceous of the Aguilón subbasin: the Villanueva de Huerva and Aguilón Fms. These units span from the Valanginian-Hauterivian to the Early Barremian (Soria *et al.*, 1995). The identification of regional unconformities and the sedimentary evolution of these units allows to distinguish two depositional sequences. The lower depositional sequence corresponds to the Villanueva de Huerva Fm. and it displays a retrogradational pattern. Distal alluvial facies located at its base grade up into a deltaic progradational system. Evidences for marine influence on the lower part of these facies are locally found to the south of the subbasin, where an skeletal tempestite level (with serpulids, equinoderms, benthic foraminifera and ostreids) is recognized. The upper part of the sequence consists of lacustrine carbonates. The upper depositional sequence comprises the Aguilón Fm. It displays alluvial and palustrine systems at its base. These systems grade upward into a well developed shallow lacustrine system, represented by cross-bedded bioclastic grainstones and packstones, generated by storm-induced waves. The formation and evolution of the Aguilón subbasin is controlled by extensional tectonics related to the Early Cretaceous rifting in the Iberian Basin (Salas *et al.*, 1991; Salas and Casas, 1993). Two fault systems controlling thickness and facies distribution are identified in the Aguilón subbasin. The main fault system strikes WNW-ESE direction, and the secondary fault system shows a NNE-SSW orientation.

Key words: Lower Cretaceous, lacustrine system, depositional sequences, listric fault.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El término «Cubeta de Aguilón» fue acuñado por primera vez por Soria y Meléndez (1993) y utilizado posteriormente por Soria, Meléndez y Meléndez (1993) y Soria *et al.* (1995). Bajo este término se agrupa todo el conjunto de materiales del Cretácico Inferior que afloran a lo largo de las márgenes del río Huerva y cuyo afloramiento se extiende hasta las localidades zaragozanas de

Almonacid de la Sierra, Riela y Morata. Esta cuenca sedimentaria se encuentra físicamente desconectada de los materiales cretácicos presentes al Norte de la provincia de Teruel y que se agrupan bajo la denominación de Cubeta de Oliete (Canérot, 1974).

La Cubeta de Aguilón se sitúa al Sur de la provincia de Zaragoza y al Norte de las primeras estribaciones de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, dentro del dominio de la Depresión del Ebro. La mayor parte de los afloramientos estudiados se ubican entre las localidades de Villanueva de Huerva y Aguilón (Fig. 1), a ambos flancos de una gran estructura anticlinal en cuyo núcleo afloran materiales del Lias (Anticlinal de Aguilón). Tanto al Norte como al Oeste de este sector se han identificado otros afloramientos: Jaulín y Mozota al Norte; Almonacid de la Sierra, Riela y Morata al Oeste. Por otra parte disponemos de datos de sondeos y piezómetros a lo largo del campo de La Almunia en los cuales se han cortado unidades pliocuaternarias, terciarias, cretácicas y jurásicas (Fig. 1). Aunque a partir de estos datos resulta difícil la reconstrucción de la serie litológica cretácica de manera precisa, éstos son suficientes para confirmar la presencia de Cretácico Inferior en un punto intermedio de la cuenca donde es imposible obtener datos de superficie y establecer, en algunos de ellos, la potencia total de las unidades que estudiamos con el fin de completar los mapas de isopacas.

La existencia de materiales detrítico-carbonatados sobre las unidades marinas del Jurásico Superior fué puesta de manifiesto por primera vez por Saenz (1929). Más tarde, Bulard (1972), atribuye una edad Hauteriviense-Barremiense a esta unidad en función de las asociaciones de carofitas reconocidas. Meléndez y Aurell (1989) y Aurell, Meléndez y Meléndez (1990), realizan los primeros análisis sedimentológicos de estos materiales y, de manera tentativa, los incluyen dentro de la Fm. Margas y calizas de Blesa (unidad definida por Canérot *et al.*, 1982 para la Cubeta de Oliete). Martín-Closas (1989), indica que la edad y características litoestratigráficas de esta unidad es diferente a la Fm. Blesa y la denomina informalmente Unidad de Aguilón. Finalmente, Soria *et al.* (1995), realizan un análisis estratigráfico del Cretácico Inferior de dicha cubeta, definiendo dos nuevas unidades, que de base a techo se denominan: Fm. Areniscas y calizas de Villanueva de Huerva y Fm. Calizas con Ostrácodos de Aguilón (Fig. 2).

ESTRATIGRAFIA

Formación Areniscas y Calizas de Villanueva de Huerva: El estratotipo de esta unidad se sitúa a 1,5 km al S de la localidad de Villanueva de Huerva, siguiendo por la carretera que comunica dicha localidad con Aguilón, a lo largo de la margen del Río Huerva (Soria *et al.*, 1995). Otras secciones de referencia se pueden localizar en el camino que une la localidad de Tosos con

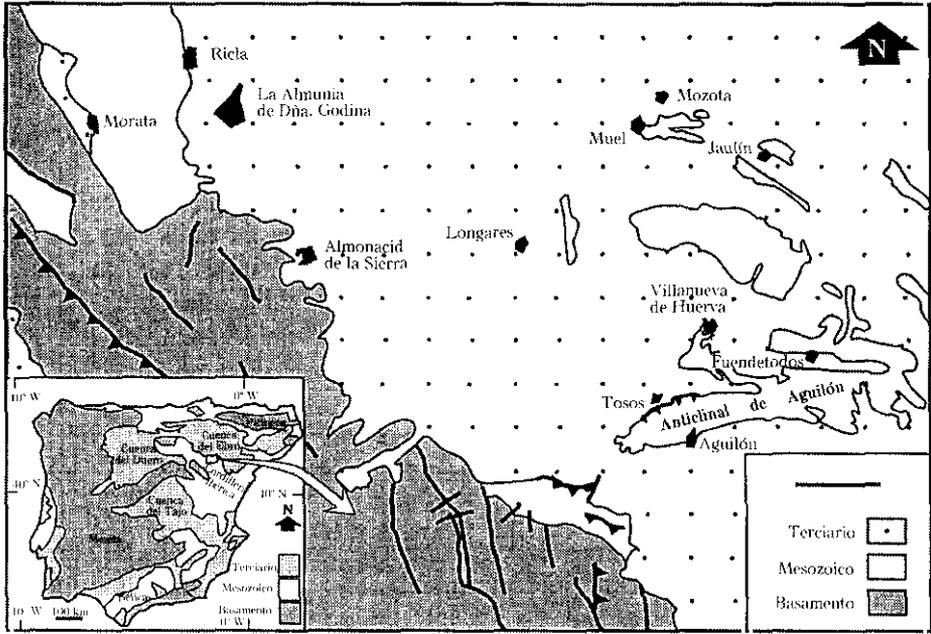


Fig. 1.—Localización y esquema geológico del área de estudio.
 Fig. 1.—Location and geological setting of the Aguilón subbasin

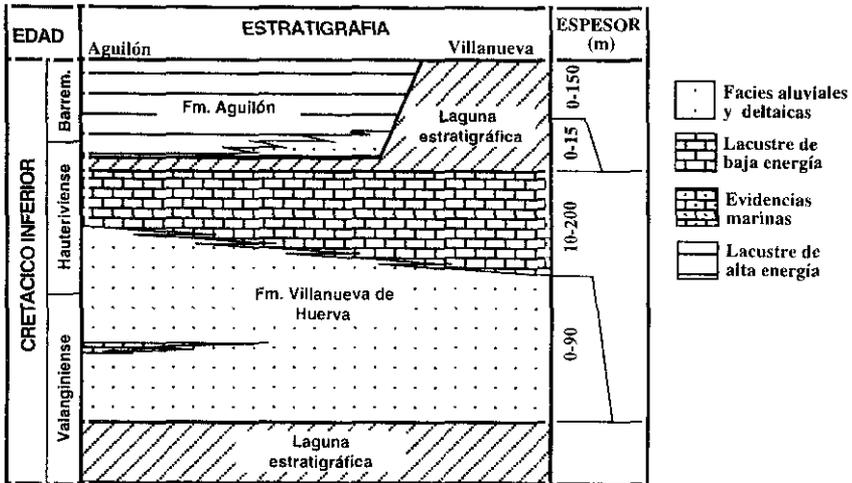


Fig. 2.—Esquema de correlación de las unidades estratigráficas de la Cubeta de Aguilón (modificado de Soria *et al.*, 1995).
 Fig. 2.—Correlation sketch of the stratigraphic units of the Aguilón subbasin (modified from Soria *et al.*, 1995).

el Pantano de las Torcas, en la carretera que une las localidades de Aguilón y Villanueva de Huerva y en la entrada N de Aguilón, en los alrededores de la Iglesia de dicha localidad. La potencia de esta unidad en su estratotipo es de 290 m.

En su corte tipo (Fig. 3), la base de esta unidad se caracteriza por materiales lutítico-arenosos. Los cuerpos arenosos presentan, en primer lugar, una evolución granodecreciente y posteriormente se ordenan en secuencias estrato y granocrecientes. La serie continúa con una sucesión esencialmente calcárea (*mudstone* a *packstone* bioclásticos de carofitas y ostrácodos), con escasas intercalaciones de areniscas de grano medio, con bases erosivas y cicatrices, ripples de corriente (*climbing*) y, en ocasiones, estratificación cruzada en surco.

Esta unidad está bien representada a lo largo de toda la cuenca de sedimentación y presenta frecuentes cambios laterales de facies de unos puntos a otros de la misma (Fig. 4) e importantes variaciones en el espesor de la serie.

Únicamente una muestra, situada hacia el techo del estratotipo de la formación ha proporcionado algunos utrículos de *Atopochara trivolvis micrandra* y *Atopochara trivolvis ancora*. Esta asociación es característica de la biozona *Globator maillardii steinhauseri* (Martín-Closas y Schudack, 1996) que se desarrolló desde el Valanginiense inferior hasta el Hauteriviense superior (Soria *et al.*, 1995).

Formación Calizas con Ostrácodos de Aguilón: Esta unidad se sitúa inmediatamente por encima de la Fm. Areniscas y calizas de Villanueva de Huerva. El estratotipo de esta formación se localiza en Aguilón, en la salida S de dicha localidad, al lado de la Escuela (Soria *et al.*, 1995). Esta formación aflora en el anticlinal de Aguilón y en las proximidades de Almonacid de la Sierra. La potencia de esta unidad en su estratotipo es de 150 m. No presenta importantes variaciones laterales de facies (Fig. 5) y se extiende en un área menor que la Fm. Villanueva de Huerva.

En el corte tipo (Fig. 3), esta unidad comienza con facies margosas alternando con niveles carbonatados que presentan frecuentemente huellas verticales de raíces. La serie continúa con alternancias de margas y calizas (*mudstone-wackestone* de ostrácodos) que intercalan niveles de *grainstones* de ostrácodos y ooides organizados en secuencias granodecrecientes con morfologías plano-convexas de megaripples y lechos de *packstone* de ostrácodos, con bases irregulares que aparecen rellenando grietas. Sobre estos niveles se disponen margas grises laminadas que evolucionan a niveles de *mudstone* a *wackestone* laminados que intercalan niveles centimétricos de *grainstones* de ostrácodos y ooides. La serie termina con lutitas y *mudstones* que intercalan algunos niveles centimétricos de acumulaciones lumaquéllicas de bivalvos o gasterópodos.

La flora hallada en el perfil del Pantano de la Torcas ha permitido concretar la edad de esta formación al intervalo Hauteriviense terminal-Barre-

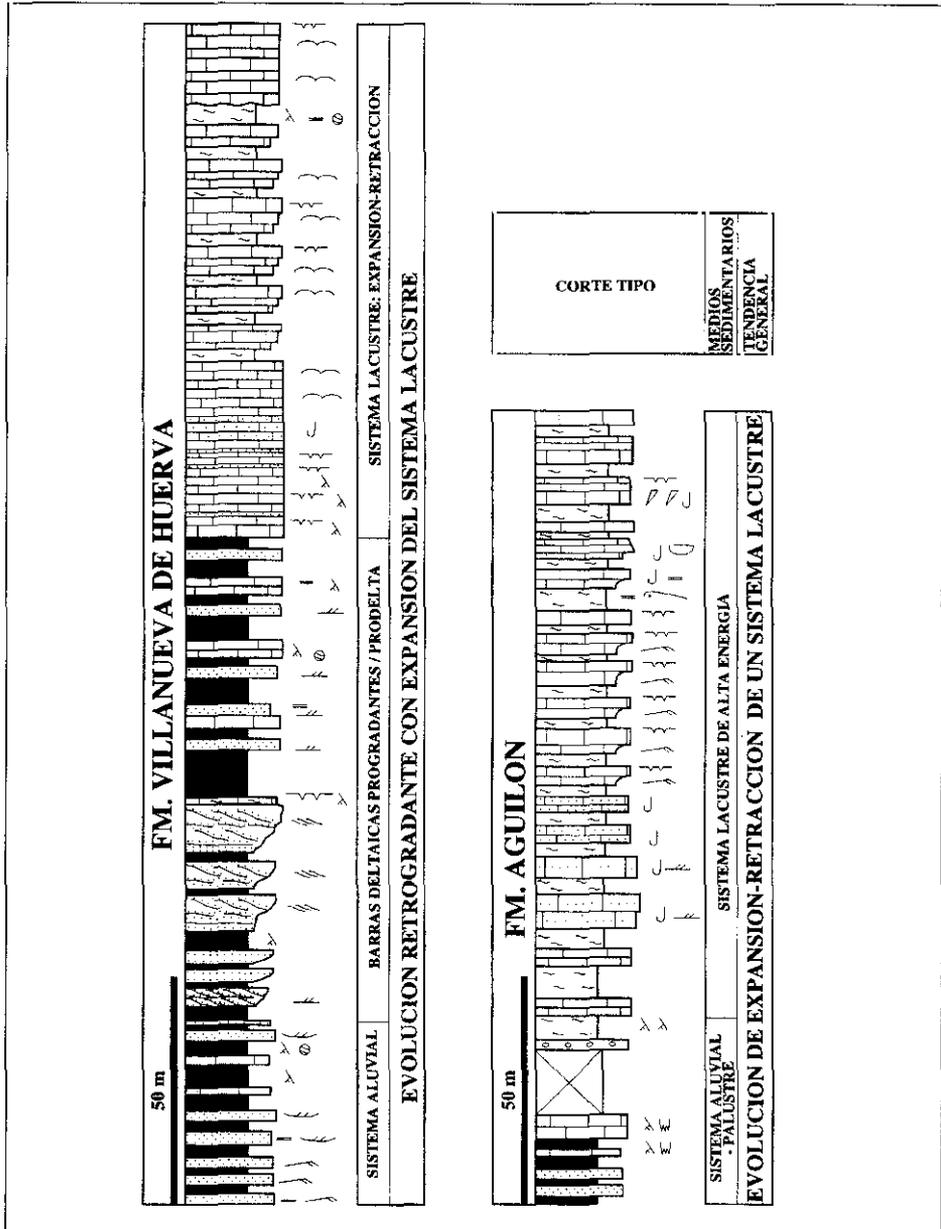


Fig. 3.—Columnas estratigráficas de las Fms. Villanueva de Huerva y Aguilón en sus localidades tipo con indicación de sus medios sedimentarios y su tendencia evolutiva general.

Fig. 3.—Stratigraphic profiles of the Villanueva de Huerva and Aguilón Fms. in their stratotype section, showing their depositional setting and their general evolution.

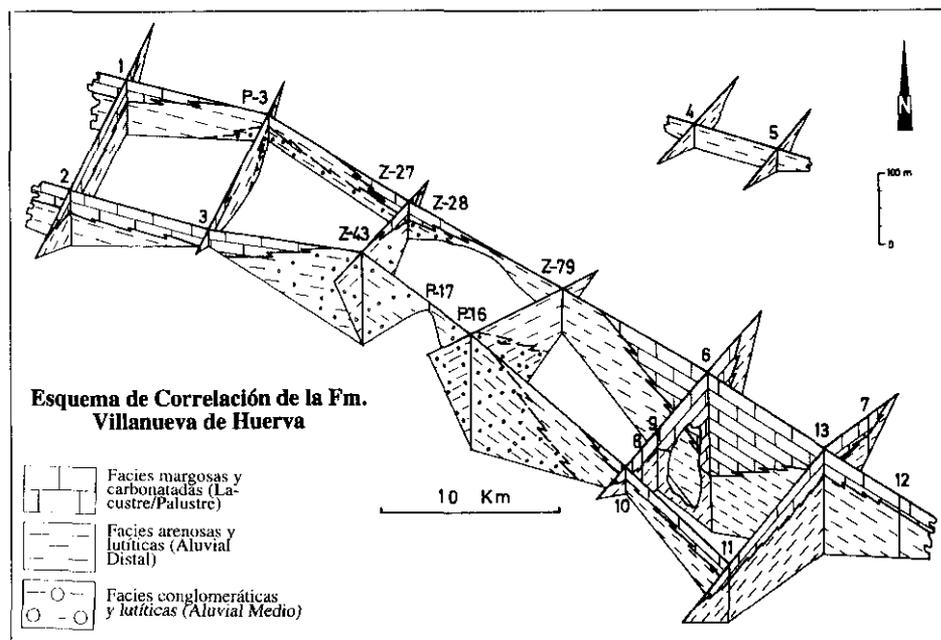


Fig. 4.—Esquema de correlación de la Fm. Villanueva de Huerva. La situación y los nombres de los perfiles y sondeos referenciados en esta figura se pueden encontrar en la figura 13.

Fig. 4.—Correlation of sections from the Villanueva de Huerva Fm. See Fig. 13 for legend of numbers of sections (profiles and drills).

miense basal (biozona de *Atopochara trivolvis triquetra*, subzona triquetra, Martín-Closas y Schudack, 1996). Las especies que componen estas flora son *Atopochara trivolvis ancora*, *Atopochara trivolvis triquetra* (forma primitiva), *Globator maillardii trochiliscoides* (forma típica), *Clavator harrisii*, *Clavator grovesii gautieri* y *Pseudoglobator adnatus* (Soria et al., 1995).

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Para efectuar el análisis sedimentológico se han identificado y descrito aquellas facies más representativas y características de cada unidad. Con el fin de no alargar innecesariamente este apartado el estudio de facies se ha resumido en dos cuadros sintéticos. Seguidamente analizaremos la ordenación lateral y vertical de dichas facies, identificando las secuencias o asociaciones de facies más características y representativas de cada unidad. La interpretación sedimentológica de los medios lacustres se ha hecho según el modelo de Glenn y Kelts (1991) (Fig. 6).

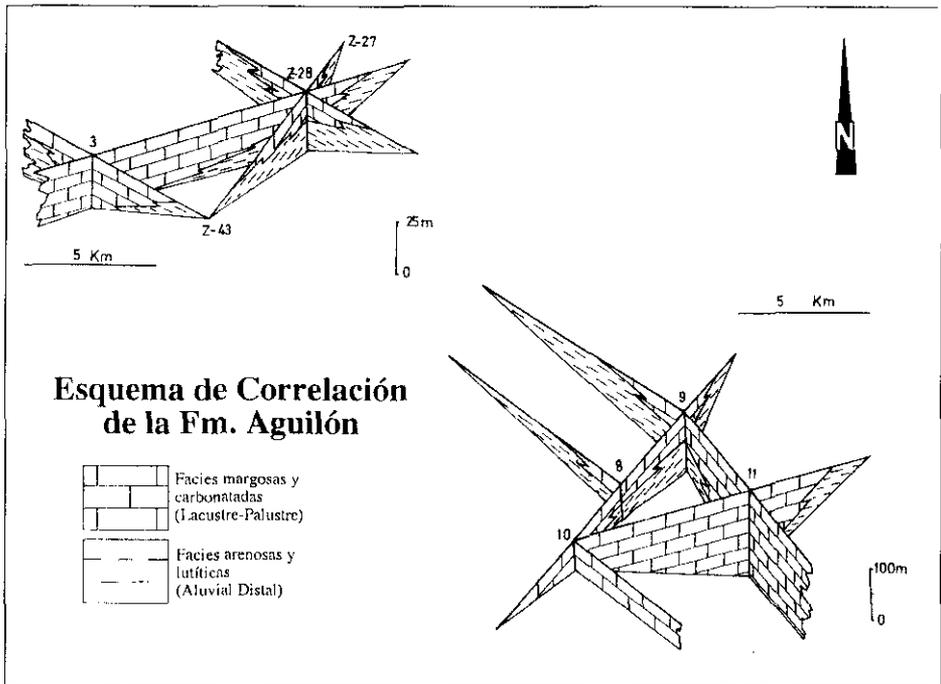


Fig. 5.—Esquema de correlación de la Fm. Aguilón. Los nombres de los perfiles y sondeos referenciados en esta figura se pueden encontrar en el pie de figura 13.

Fig. 5.—Correlation of sections from the Aguilón Fm. See Fig. 13 for legend of numbers of sections (profiles and drills).

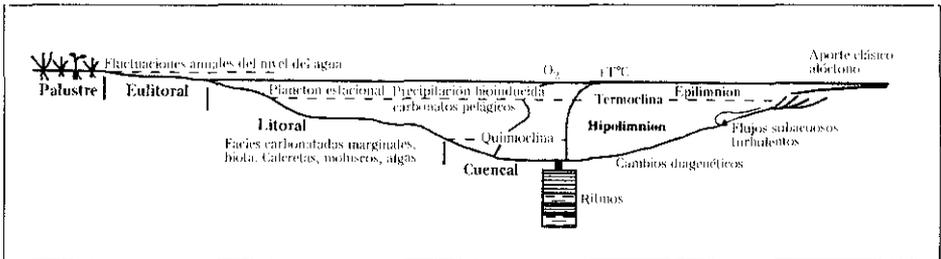


Fig. 6.—Regímenes sedimentarios mayores de un sistema lacustre (modificado de Glenn y Kelts, 1991).

Fig. 6.—Major depositional regimes of lake system (modified from Glenn & Kelts, 1991).

I. FM. VILLANUEVA DE HUERVA

Facies y asociaciones de facies

En esta unidad se han identificado 12 facies diferentes que hemos agrupado en tres litofacies características: litofacies lutítica, litofacies arenosa y litofacies carbonatada. Sus principales características se encuentran resumidas en la Tabla I.

La distribución lateral y vertical de las facies identificadas ha permitido establecer cinco asociaciones de facies características:

- Asociaciones de facies terrígenas tipo A.
- Asociaciones de facies mixtas tipo B.
- Asociaciones de facies carbonatadas de tipo C.I.
- Asociaciones de facies carbonatadas de tipo C.II.
- Asociaciones de facies carbonatadas de tipo C.III.

Estas asociaciones pueden subdividirse en diferentes tipos en función de las variaciones de los diferentes términos litológicos presentes en la asociación (Fig. 7).

Asociaciones de facies terrígenas de tipo A

Esta asociación está constituida por un término arenoso de potencia métrica y geometría lenticular y ocasionalmente tabular y un término lutítico, de potencia métrica que con frecuencia intercala niveles arenosos (Fig. 8). Dentro de esta secuencia se han identificado tres tipos característicos:

— *Asociaciones de facies terrígenas tipo A.I.*: Presentan un término inferior constituido por areniscas ocres, de grano medio-grueso y geometría lenticular, con bases marcadamente canaliformes y techos planos e irregulares. Muestran evolución granodecreciente y exhiben laminación y estratificación cruzada y *ripples* de corriente. El término superior es esencialmente lutítico (lutitas ocres y rojas, masivas y bioturbadas) e intercala areniscas ocres de grano fino, dispuestas en estratos de geometría tabular o lenticular y potencia decimétrica. Están frecuentemente bioturbadas (Fig. 8).

Esta asociación se ha interpretado como depositada en extensas áreas aluviales surcadas por canales. La evolución de esta asociación reflejaría el abandono gradual de los canales dentro del área.

— *Asociación de facies terrígenas tipo A.II.*: Corresponden a secuencias métricas grano y estratocrecientes, caracterizadas por un término arenoso de geometría tabular o lenticular de base plana y techo convexo y un término lutítico (lutitas ocres, masivas y bioturbadas). Las areniscas presentan estratificación sigmoidal y cruzada (Fig. 8).

Esta asociación se ha interpretado como el resultado de la progradación de un sistema deltaico (barras de frente deltaico).

LITOFACIES	FACIES	DESCRIPCIÓN
Litofacies Lutítica	<i>Lutitas rojas</i>	Lutitas rojas y ocre, masivas, bioturbadas (marmorizadas y/o decoloradas) y con geometría tabular
	<i>Lutitas grises</i>	Lutitas grises masivas y con geometría tabular
	<i>Margas</i>	Margas grises, masivas y tabulares. Están con frecuencia bioturbadas, pudiendo llegar a formar paleosuelos hidromorfos
Litofacies Arenosa	<i>Areniscas canaliformes</i>	Areniscas ocre, de grano medio a grueso, granodecrecientes. Presentan laminación y estratificación cruzada y laminación paralela
	<i>Areniscas tabulares o lenticulares</i>	Areniscas ocre, de grano medio-fino, y escasa potencia. exhiben laminación cruzada y paralela. Están frecuentemente bioturbadas
	<i>Areniscas con estratificación sigmoidal</i>	Areniscas ocre, de grano medio a grueso, granocrecientes y de geometría tabular o lenticular plano-convexa. Presentan estratificación sigmoidal

LITOFACIES	FACIES	DESCRIPCIÓN	MICROFACIES	COMPONENTES/CARACTERÍSTICAS
Litofacies Carbonatada	Calizas masivas tabulares	Calizas grises, generalmente bioclásticas. Muestran geometría tabular con superficies de estratificación irregulares. A techo son frecuentes <i>mud cracks</i>	<i>Mudstone-Wackestone bioturbados</i>	Carofitas, gasterópodos, cuarzo e micríticos. Porosidad fenestral. Grietas curvas y planas. Presencia de calcedonita y morfologías lenticulares de yeso primario
			<i>Wackestone peloidales</i>	Peloides, ooides (tipos 3, 4 y 6), intraclastos micríticos y bioclásticos, carofitas, ostrácodos y algas. Nodulización y porosidad fenestral
			<i>Wackest.-Packst. bioclásticos</i>	Carofitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos y algas. Ocasionalmente intraclastos micríticos y oolíticos, ooides y oncooides
			<i>Packst.-Grains intraclástico</i>	Intraclastos micríticos, lutíticos, bioclásticos, peloidales y oolíticos. Ooides, oncooides, peloides y cuarzo. Porosidad fenestral
	Calizas masivas canalizadas	Calizas grises. Ocasionalmente corresponden a conglomerados calcáreos, de geometría canaliforme o tabular de base canalizada. Con frecuencia muestran <i>lags</i> basales	<i>Wackestone peloidales</i>	Peloides, ooides (tipos 3, 4 y 6), intraclastos micríticos e intraclásticos, carofitas, ostrácodos y algas. Porosidad fenestral. Nodulización
			<i>Packst.-Grains intraclástico</i>	Intraclastos micríticos, lutíticos, bioclásticos, peloidales y oolíticos. Ooides, oncooides, peloides y cuarzo
	Calizas intraclásticas	Calizas grises e intraclásticas. Geometría tabular, superficies irregulares	<i>Wackestone intraclástico y bioturbado</i>	Intraclastos micríticos, carofitas, gasterópodos y cuarzo. Porosidad fenestral. Grietas curvas y planas
			<i>Packstone bioclásticos</i>	Carofitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos y algas. En menor proporción intraclastos micríticos y oolíticos, ooides y oncooides
	Calizas bioturbadas	Calizas grises, tabulares y nodulosas. Bioturbación. Pueden formar paleosuelos hidromorfos	<i>Mudstone-Wackestone bioturbados</i>	Carofitas, gasterópodos, cuarzo e intraclastos micríticos. Abundante porosidad fenestral. Grietas curvas y planas
	Calizadas laminadas	Calizas grises, micríticas, laminadas y de geometría tabular	<i>Mudstone laminados</i>	Alternancia de láminas gruesas micríticas y láminas finas esparíticas. Bioturbación y brechificación
Calizas gradadas	Calizas grises, bioclásticas y arenosas. Son	<i>Packstone bioclástico y detrítico</i>	Gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, serpulidos, foraminíferos, carofitas y equinodermos. Cuarzo, feldspatos y micas. Glauconita	

Tabla I.—Principales características observadas de las facies más representativas de la Fm. Villanueva de Huerva.

Table I.—Summary of the main features observed in the most representative facies of the Villanueva de Huerva Fm.

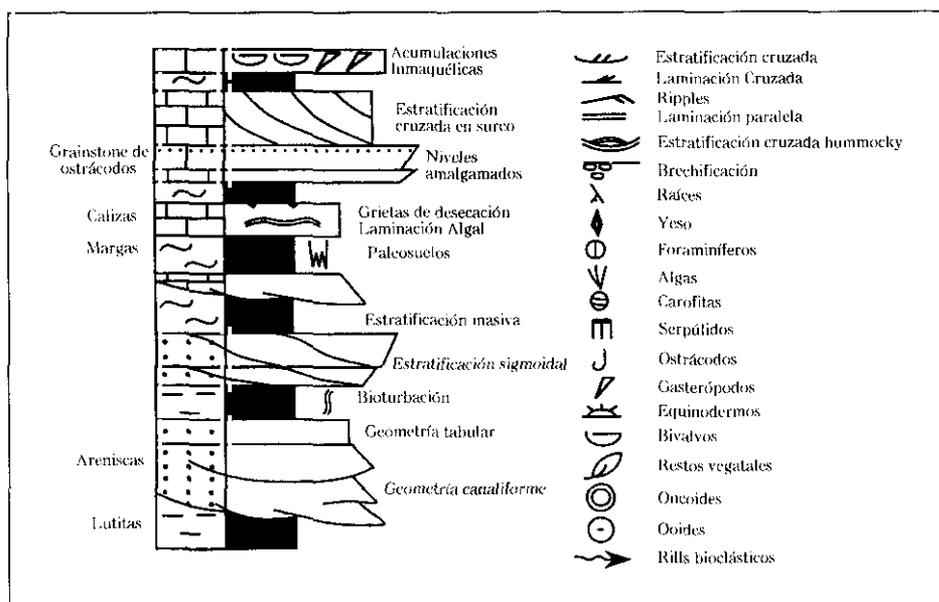


Fig. 7.—Leyenda de los gráficos de asociaciones de facies.
 Fig. 7.—Key for facies association graphs.

Asociaciones de facies mixtas de tipo B

Esta asociación está constituida por un término arenoso o calcáreo de hasta 1 m de potencia y un término lutítico y/o limoso, de potencia métrica, que intercala niveles arenosos y/o carbonatados (Fig. 8). Dentro de esta asociación se han identificado tres tipos característicos.

— *Asociaciones de facies mixtas tipo B.I*: Presenta un término inferior arenoso, de grano fino a medio y geometría tabular, con laminación paralela y/o cruzada. El término superior es esencialmente lutítico y/o limoso, de color ocre y gris que intercala niveles decimétricos y centimétricos de areniscas verdes, de grano fino, geometría tabular o lenticular y abundante bioturbación. En ocasiones intercalan niveles calcáreos de hasta 1 m de potencia, de geometría tabular, correspondientes a *mudstones* limosos bioturbados (Fig. 8).

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a llanuras aluviales distales, en donde los términos arenosos y lutíticos serían, básicamente, el resultado de una sedimentación a partir de flujos acuosos no canalizados (*sheet flow*). Los términos calcáreos corresponderían al desarrollo de charcas muy efímeras, dentro de la llanura aluvial, que estarían sometidas a fluctuaciones del nivel de base local, lo que daría lugar a procesos de desecación y brechificación.

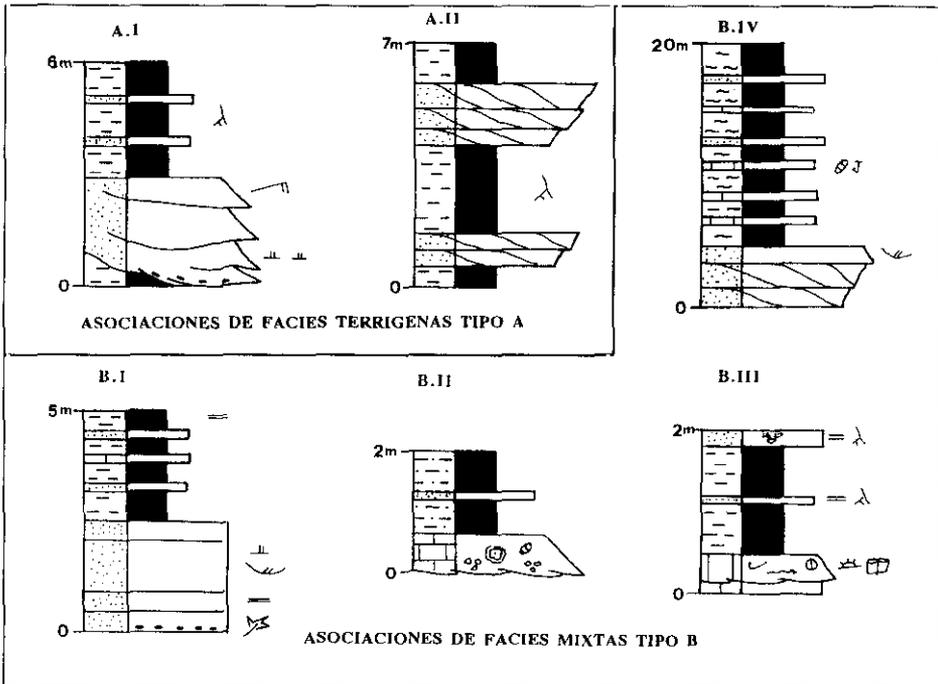


Fig. 8.—Asociaciones de facies terrígenas y mixtas de la Fm. Villanueva de Huerva.
 Fig. 8.—Facies associations (terrigenous and mixed) of the Villanueva de Huerva Fm.

— *Asociaciones de facies mixtas tipo B.II.*: Están caracterizadas por un término inferior calcáreo, de geometría lenticular o tabular con base canaliforme y techo plano. Corresponden a packstone intraclásticos en los que se identifican intraclastos micríticos y peloidales, carofitas y oncoides. El término superior corresponde a limos ocre y grises, masivos, que ocasionalmente intercalan niveles centimétricos de areniscas verdes de grano fino y geometría tabular (Fig. 8).

Esta secuencia se ha interpretado como originada en medios palustres surcados por canales, en los que se produce una sedimentación esencialmente carbonatada. A estas áreas palustres llegan flujos acuosos no canalizados que aportan material terrígeno al sistema lacustre.

— *Asociaciones de facies mixtas tipo B.III.*: Presentan un término inferior calcáreo, de geometría tabular y base plana o ligeramente canaliforme, correspondiente a facies gradadas bioclásticas y arenosas en las que se identifican gasterópodos, serpulidos, bivalvos, algas, foraminíferos bentónicos aglutinados, placas de equinodermos, ostrácodos, carofitas y peloides, así co-

mo cuarzo, feldespatos, micas y glauconita. El término superior son lutitas ocre y grises, masivas, con intercalaciones de niveles de areniscas verdes de grano fino, dispuestas en estratos de geometría tabular (Fig. 8).

Esta secuencia se interpreta como correspondiente a medios lacustres marginales o incluso palustres que presentan influencias marinas ocasionales que quedan materializadas por depósitos de *washover*.

— *Asociación de facies mixtas tipo B.IV.*: Caracterizada por un término inferior arenoso de geometría tabular o lenticular de base plana y techo convexo. Muestra evolución estrato y granocreciente y presentan estratificación sigmoidal y cruzada. El término superior, esencialmente lutítico (lutitas ocre y grises, masivas y bioturbadas), intercala niveles decimétricos de areniscas de grano fino de geometría tabular y calizas grises, tabulares o lenticulares, correspondientes a *mudstone-wackestone* bioturbados con carofitas (Fig. 8).

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a un sistema deltaico retrogradante que evoluciona desde facies de barras del frente deltaico a facies de prodelta e incluso a barras distales deltaicas dentro de un medio lacustre somero.

Asociaciones de facies carbonatadas de tipo C I

Esta asociación está constituida únicamente por margas grises masivas, que contienen frecuentemente carofitas. Se presentan en estratos de geometría tabular y potencia métrica. Están frecuentemente bioturbadas llegando a formar niveles de paleosuelos hidromorfos (Fig. 9).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a un ambiente palustre sometido a importantes procesos edáficos.

Asociaciones de facies carbonatadas de tipo C II

Esta asociación está constituida por un término carbonatado, de potencia generalmente métrica y un término margoso, de potencia similar (Fig. 9). En función de las características que presenta el término carbonatado se han identificado cuatro tipos:

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo C.II.1.*: Presentan un término inferior constituido por margas grises, masivas y/o bioturbadas, con carofitas. El término superior corresponde a calizas grises de geometría tabular. Son *wackestone-packstone* bioclásticos con carofitas, gasterópodos, ostrácos, bivalvos y algas. En menor proporción se identifican ooides, oncoides e intraclastos micríticos y oolíticos. Muestran una elevada porosidad fenestral, así como grietas curvas que indican procesos de brechificación por desecación incipiente (Freytet y Plaziat, 1982) (Fig. 9).

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a medios litora-

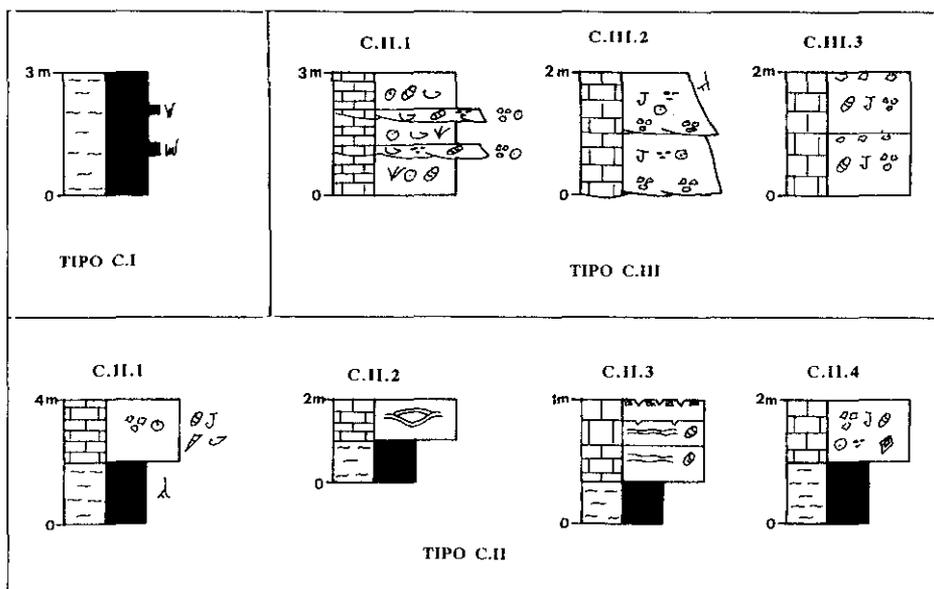


Fig. 9.—Asociaciones de facies carbonatadas de la Fm. Villanueva de Huerva.

Fig. 9.—Carbonated facies associations of the Villanueva de Huerva Fm.

les lacustres, en general de baja energía, lo que no impide la existencia de corrientes que favorecen la distribución dentro del sistema lacustre de intraclasos, oncoides y ooides.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo C.II.2*: Presentan un término inferior constituido por margas grises, masivas y bioturbadas y un término superior correspondiente a calizas grises, de geometría tabular y con laminación cruzada *hummocky* (Fig. 9).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a facies litorales de alta energía dentro del nivel de actuación del oleaje de tormenta.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo C.II.3*: El término inferior margoso presenta las mismas características que las identificadas en las asociaciones de facies anteriores. El término carbonatado corresponde a *mudstone* laminados en los que se observa un alternancia de láminas gruesas micríticas y láminas finas esparíticas, interpretadas como laminaciones algales. Estas calizas se disponen en estratos de geometría tabular y presentan a techo de los mismos grietas y brechas de desecación (Fig. 9).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a medios lacustres eu-litorales, sometidos a fluctuaciones del nivel lacustre. Estas fluctuaciones favorecen la exposición periódica de las facies lacustres y la generación de grietas y, en ocasiones, brechas de desecación.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo C.II.4.*: El término inferior margoso presenta las mismas características que en las asociaciones anteriores. El término superior son calizas grises, dispuestas en estratos de geometría tabular. Corresponden a *mudstone-wackestone* bioturbados y contienen carofitas, gasterópodos y, en menor proporción, intraclastos micríticos y granos de cuarzo detrítico. Como aspecto más relevante cabe destacar una elevada porosidad fenestral y abundantes grietas curvas y planas que confieren un aspecto muy brechificado a las facies como consecuencia de fenómenos de desecación. Ocasionalmente las láminas delgadas estudiadas han mostrado la existencia de calcedonita (variedad lutcita), así como morfologías lenticulares correspondientes a pseudomorfos de yeso primario quedando, en ocasiones, restos de yeso alabastrino (J. Mandado, *com. pers.*, 1994) (Fig. 9). Otras veces se observan romboedros policristalinos correspondientes a un proceso de dolomitización secundaria y posterior dedolomitización.

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a un medio lacustre marginal eulitoral.

Asociaciones de facies carbonatadas de tipo C III

Esta asociación está constituida por un único término carbonatado (Fig. 9). En función de las características que presentan sus facies se identifican tres tipos de asociaciones:

— *Asociaciones de facies carbonatadas del tipo C.III.1.*: Son calizas grises, correspondientes a *packstone-grainstones* intraclásticos, dispuestas en estratos de geometría tabular y lenticular, con bases canaliformes y cuya potencia varía de decimétrica a métrica. Contienen intraclastos micríticos, lutíticos, bioclásticos y oolíticos, así como carofitas, bivalvos, oncoides, peloides y ooides. Los ooides más comunes corresponden a los tipos 3, 4 y 6 de Strasser (1986) (Fig. 9).

Esta asociación se ha interpretado como depósitos de alta energía, ligados a canales, que se desarrollan en los medios palustres y lacustres eulitorales.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo C.III.2.*: Esta asociación está caracterizada por calizas grises dispuestas en estratos de geometría tabular con bases canalizadas y techos planos. A lo largo de la asociación se produce una variación textural con *grainstone* intraclásticos en la base y *wackestone* peloidales y bioclásticos a techo. Los *grainstone* contienen intraclastos micríticos, bioclásticos, peloidales y oolíticos. La facies de *wackestone* está caracterizada por peloides y ostrácodos y, en menor proporción, intraclastos micríticos y ooides (Fig. 9).

Esta asociación se interpreta como resultado de la sedimentación en medios de alta energía ligados a canales desarrollados posiblemente en medios

lacustres eulitorales que evolucionan por expansión del lago a medios lacustres litorales de baja energía.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo C.III.3*: Están constituidas por calizas grises de geometría tabular correspondientes a *mudstone-wackestone* bioclásticos (carofitas y ostrácodos). En menor proporción se identifican intraclastos micríticos y lutíticos. Poseen abundante porosidad fenestral, así como grietas planas y curvas consecuencia de estados incipientes de brechificación por desecación. A techo de estas secuencias son muy frecuentes brechas de cantos calcáreos (Fig. 9).

Esta asociación se ha interpretado como una secuencia de colmatación lacustre que muestra la evolución desde un medio litoral de baja energía a un medio eulitoral.

Evolución sedimentaria

La sucesión vertical de los sistemas continentales de la Fm. Villanueva de Huerva, presenta en conjunto una evolución claramente retrogradante (Figs. 3 y 10). La base de esta unidad está representada por facies lutítico-arenosas, propias de medios aluviales, caracterizados por extensas llanuras de inundación surcadas por canales fluviales. Dentro de las llanuras de inundación son frecuentes los depósitos de desbordamiento, así como la presencia de charcas efímeras en donde predomina la sedimentación carbonatada (asoc. fac. terrígenas tipo A.I y mixtas tipo B.I, Fig. 10).

Sobre este medio se produce, de manera rápida, la implantación de un sistema deltaico, identificado en el perfil de Villanueva de Huerva, y que está constituido por barras de frente deltaico claramente progradantes (asoc. fac. terrígenas tipo A.II, Fig. 10). La implantación de este sistema deltaico sobre los medios aluviales se ha interpretado como consecuencia de una subida rápida del nivel de base local (inundación). Esta evolución deltaica progradante contrasta con la evolución general de todo el conjunto del sistema continental que es claramente retrogradante, lo que evidencia que los materiales detríticos aportados por el sistema aluvial no se debilitan sino que son frenados por las sucesivas inundaciones que afectan a la cuenca de sedimentación. La interrelación que se establece entre los aportes sedimentarios y las subidas del nivel de base permite la progresiva expansión del sistema lacustre y la formación de sucesivos dispositivos deltaicos constituidos por barras con evolución progradante, cada una de las cuales se sitúa tierra adentro de la anterior (contexto general retrogradante).

Los sucesivos episodios deltaicos terminan con una nueva inundación (o subida regional del nivel de base local) a partir de la cual el sistema evoluciona desde facies de barras de frente deltaico a facies de prodelta y posterior-

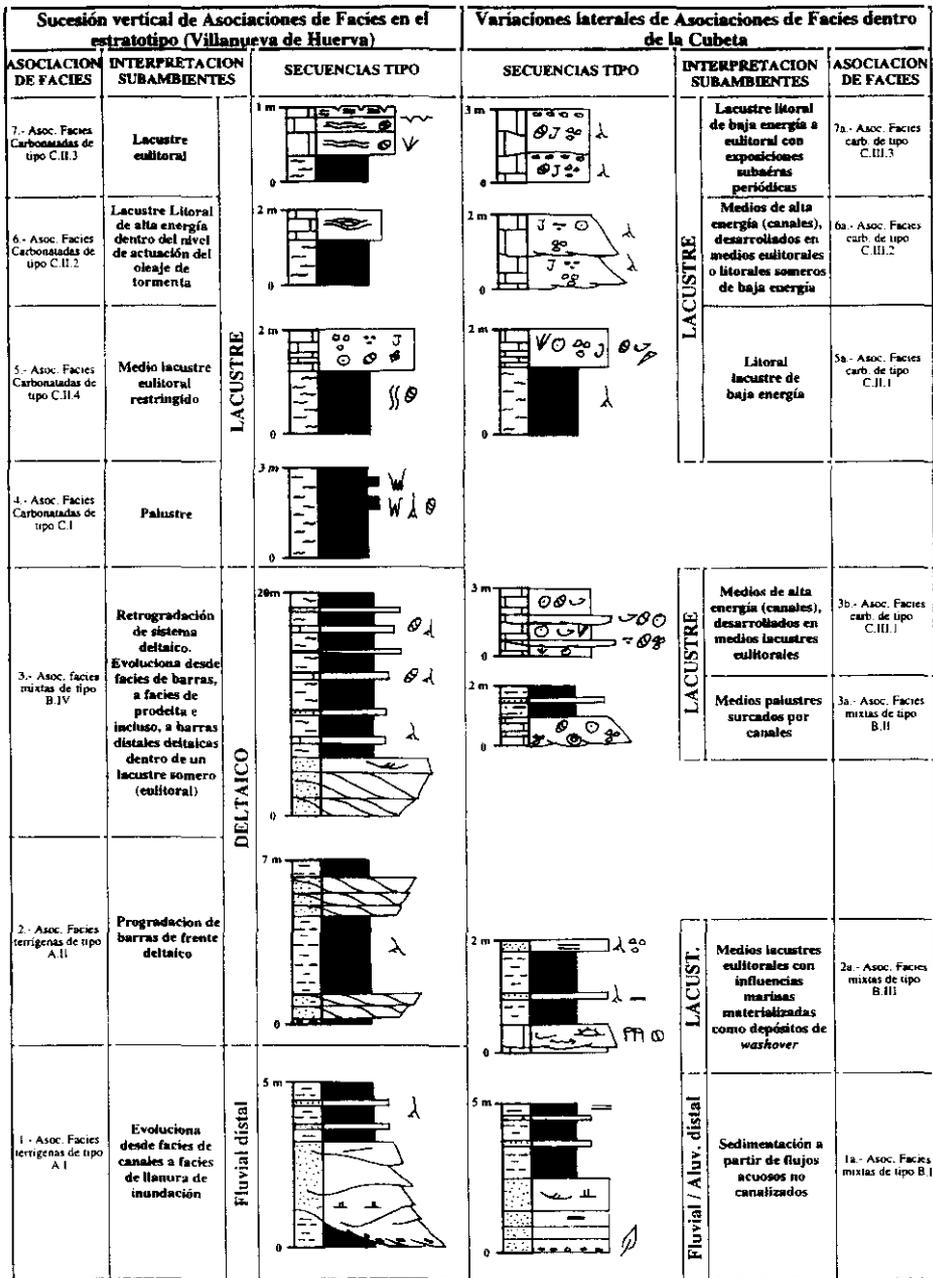


Fig. 10.—Evolución sedimentaria de la Fm. Villanueva de Huerva.

Fig. 10.—Sedimentary evolution of the Villanueva de Huerva Fm.

mente a barras distales dentro de un sistema lacustre (eulitoral) somero (asoc. fac. terrígenas tipo B.IV, Fig. 10). Una nueva inundación permite la implantación definitiva, en toda la cubeta, de un sistema lacustre bien caracterizado. Este sistema se expande pasando desde ambientes palustres y eulitorales surcados por canales a medios de plataforma lacustre de alta energía dentro del nivel de actuación del oleaje de tormenta (asoc. facies mixtas tipo B.II y carbonatadas de tipo C, Fig. 10). Seguidamente el sistema lacustre se retrae instalándose de nuevo los subambientes palustre y eulitoral, que en ocasiones muestran características muy restringidas que favorecen la precipitación de yeso primario. Esta precipitación de sales podría estar relacionada con las etapas de mayor concentración de las salmueras intersticiales (asoc. facies carbonatadas tipo C.II.4, Fig. 10).

La rápida implantación de los distintos medios de sedimentación observados dentro de la Fm. Villanueva de Huerva se interpretan como consecuencia de dos inundaciones principales, que pueden caracterizarse perfectamente en el estratotipo de esta unidad. La primera de ellas permite la implantación de un sistema deltaico bien desarrollado sobre el sistema aluvial y la segunda, que muestra un carácter más general en toda la cuenca, permite la instalación del sistema lacustre. En el sector meridional de esta cuenca de sedimentación (perfil de Aguilón) la primera inundación coincide con la presencia de facies gradadas bioclástico-arenosas (asoc. fac. mixtas tipo B.III, Fig. 10) con abundantes fósiles marinos, que hemos interpretado como correspondientes a depósitos de *washover*. De esta manera, parece razonable pensar que la primera inundación que afecta a la cuenca de sedimentación se produce como consecuencia de un ascenso relativo del nivel del mar que condicionaría el nivel de base lacustre. Este ascenso relativo del nivel del mar favorece la llegada de material marino a la cuenca de sedimentación en relación a etapas de tormentas importantes.

A partir de estos datos y de los razonamientos realizados nos planteamos la posibilidad de que el nivel de base marino afecte claramente el nivel de base lacustre y que por lo tanto condicione no sólo la primera inundación de la cuenca (de la que hay evidencias directas) sino también la segunda, que a escala de la Cubeta es mucho más representativa que la primera y produce la implantación de los sistemas lacustres. No obstante debemos reconocer que ésta es, por el momento, una hipótesis de trabajo. En este sistema lacustre no hemos encontrado por el momento evidencias directas de influencia marina. Sin embargo, este hecho no descarta en absoluto la hipótesis planteada ya que o bien han podido no quedar registradas estas influencias como consecuencia de la discontinuidad del registro estratigráfico, o bien éstas no tienen por qué producirse de manera directa, es decir, aportando material y fósiles de origen marino a la cuenca de sedimentación, sino únicamente provocando una elevación del nivel de base lacustre.

2. FM. AGUILÓN

Facies y asociaciones de facies

En esta unidad se han identificado 8 facies diferentes que hemos agrupado, al igual que en la unidad anterior en tres litofacies características: Litofacies arenosa, litofacies lutítica y litofacies carbonatada. Sus principales características se encuentran resumidas en la Tabla II.

La distribución lateral y vertical de las facies identificadas ha permitido establecer cuatro asociaciones de facies características:

- Asociaciones de facies terrígenas tipo D.
- Asociaciones de facies carbonatadas de tipo E.I.
- Asociaciones de facies carbonatadas de tipo E.II.
- Asociaciones de facies carbonatadas de tipo E.III.

Estas asociaciones pueden subdividirse en diferentes tipos en función de las variaciones de los términos litológicos presentes en la asociación y modifican en parte las establecidas por Meléndez y Aurell (1989) para esta unidad.

Asociaciones de facies terrígenas tipo D

Esta asociación está constituida por un término inferior arenoso de potencia variable de hasta 50 cm y un término superior lutítico de potencia métrica (Fig. 11). El término inferior está caracterizado por areniscas rojas, de grano fino a medio, dispuestas en estratos de geometría tabular y bases canalizadas sin evolución vertical definida. El término superior está compuesto por lutitas ocre y grises, masivas y bioturbadas. Intercalan niveles de potencia decimétrica correspondientes a areniscas rojas micáceas de grano fino en estratos de geometría tabular y lenticular.

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a llanuras aluviales distales, surcadas ocasionalmente por canales, en donde la mayoría de los términos arenosos y lutíticos serían el resultado de una sedimentación a partir de flujos acuosos no canalizados (*sheet flow*).

Asociaciones de facies carbonatadas de tipo E I

Esta asociación está constituida únicamente por margas grises masivas, que contienen frecuentemente carofitas. Se presentan en estratos de geometría tabular y potencia métrica. Presentan bioturbación de hábito vertical por procesos edáficos (Fig. 11).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a un ambiente palustre con abundante vegetación enraizada.

LITOFACIES	FACIES	DESCRIPCIÓN
Litofacies Arenosa	<i>Areniscas</i>	Areniscas rojas micáceas, de grano fino. Se disponen en estratos de geometría lenticular o tabular de bases canaliformes. Son frecuentes los <i>lags</i> basales de cantos blandos. No presentan evolución vertical definida
Litofacies Lutítica	<i>Lutitas</i>	Lutitas rojas y ocreas (ocasionalmente grises), masivas y de geometría tabular. Están frecuentemente bioturbadas
	<i>Margas masivas</i>	Margas grises, masivas y laminadas. Son tabulares y contienen, con frecuencia, carofitas y ostrácodos y, ocasionalmente, dientes de peces
	<i>Margas bioturbadas</i>	Margas grises de textura masiva y geometría tabular. Presentan bioturbación de hábito vertical por procesos edáficos

LITOFACIES	FACIES	DESCRIPCIÓN	MICROFACIES	COMPONENTES/CARACTERÍSTICAS
Litofacies Carbonatada	Calizas lumaquélicas	Calizas ocreas que muestran acumulaciones lumaquélicas de bivalvos y/o gasterópodos. Geometría tabular	<i>Packst.-Grains intraclásticos</i>	Formados exclusivamente por bivalvos y/o gasterópodos con poca diversidad específica
	Calizas bioclásticas e intraclásticas	Calizas grises y masivas, de geometría canaliforme o tabular. Ocasionalmente corresponden a conglomerados calcáreos y, con frecuencia muestran <i>lags</i> basales	<i>Packst.-Grains oolíticos e intraclásticos</i>	Ooides e intraclastos micríticos. Los ooides corresponden a los tipos 3, 4 y ocasionalmente 2 (Strasser, 1986). Los núcleos de los ooides son micríticos o bioclásticos (ostrácodos)
			<i>Packstone-Grainstone de ostrácodos</i>	Formados casi exclusivamente por ostrácodos. En menor proporción se identifican intraclastos micríticos y ooides (tipos 3 y 4 de Strasser, 1986)
			<i>Wackestone peloidales</i>	Peloides, ostrácodos y ocasionalmente ooides (tipos 3 y 4 de Strasser, 1986)
	Calizas masivas	Calizas grises masivas. Se disponen en estratos de geometría tabular o lenticulares de bases ligeramente canaliformes y techos planos	<i>Mudstone-Wackestone</i>	Gasterópodos, ostrácodos y peloides. Abundante porosidad fenestral, importantes procesos de micritización (cianobacterias)
			<i>Packstone oolítico e intraclástico</i>	Intraclastos micríticos, intraclásticos y oolíticos. Ooides y cuarzo. Los ooides corresponden esencialmente a los de tipo 3 de Strasser (1986). En menor proporción se identifican los de tipo 1 y 6
Calizas bioturbadas	Calizas grises, micríticas y tabulares. Bioturbación de hábito vertical por procesos	<i>Mudstone bioturbados</i>	Esqueleto muy escaso formado por carofitas y ostrácodos. Abundante porosidad fenestral	

Tabla II.—Principales características observadas de las facies más representativas de la Fm. Aguilón.

Table II.—Summary of the main features observed in the most representative facies of the Aguilón Fm.

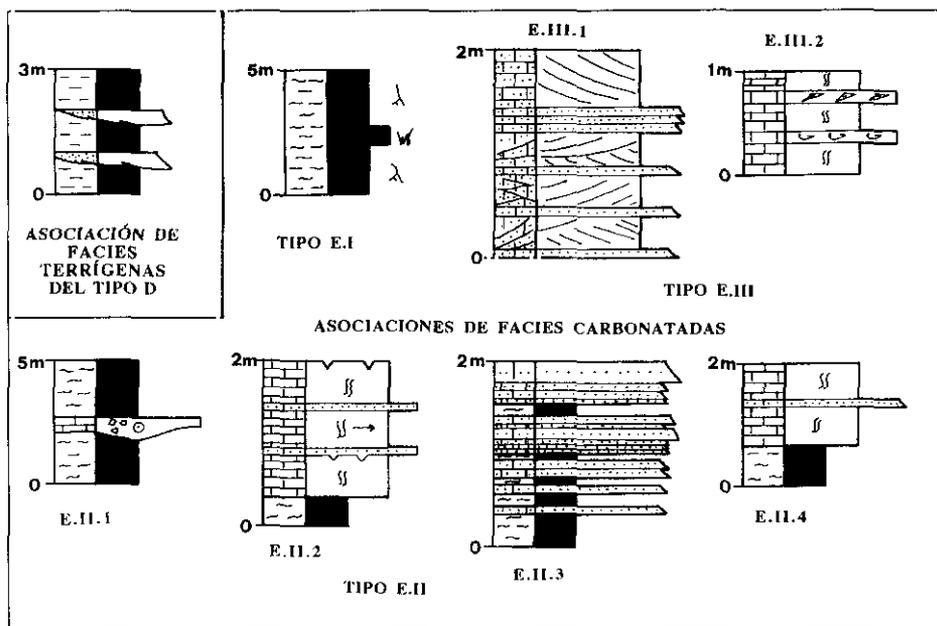


Fig. 11.—Asociaciones de facies de la Fm. Aguilón.
 Fig. 11.—Facies associations of the Aguilón Fm.

Asociaciones de facies carbonatadas de tipo E II

Esta asociación está constituida por un término inferior margoso y un término superior carbonatado (Fig. 11). En función de las características que presentan ambos términos se han identificado cuatro tipos:

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo E.II.1.*: El término inferior corresponde a margas grises masivas y bioturbadas. El término superior son calizas grises de geometría tabular y bases canaliformes. Corresponden a *packstone* oolíticos y bioclásticos en los que se identifican intraclastos micríticos, intraclásticos y oolíticos, así como ooides, siendo los más característicos los ooides de tipo 3 (Strasser, 1986) aunque también se han identificado del tipo 1 y 6. (Fig. 11)

Estas secuencias se interpretan como correspondientes a medios palustres surcados por canales en donde tiene lugar una sedimentación carbonatada de alta energía.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo E.II.2.*: El término inferior son margas grises masivas y bioturbadas. El término superior son calizas grises de geometría tabular correspondientes a *mudstone-wackestone* bioturbados con carofitas y ostrácodos. En ocasiones presentan grietas de desecación

a techo que están tapizadas por niveles centimétricos de *packstone-grainstone* de ostrácodos de geometría tabular (Fig. 11).

Esta asociación se ha interpretado como secuencias de colmatación lacustre que evolucionan desde un medio litoral de baja energía a un medio eulitoral con exposiciones subaéreas y afectado por tormentas.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo E.II.3.*: Se caracterizan por secuencias de margas grises masivas, en estratos de geometría tabular, que intercalan niveles calcáreos amalgamados de *grainstone* de ostrácodos y/u ooides, con un único término gradado. Los ooides presentan un núcleo micrítico y envueltas gruesas y numerosas (tipos 3 y 4 de Strasser, 1986) (Fig. 11).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a un medio lacustre litoral de alta energía con depósitos resedimentados de tormentas.

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo E.II.4.*: El término inferior está constituido por margas grises laminadas en las que se encuentran dientes de peces (*Coelodus* sp.). El término superior está constituido por *mudstone* bioturbados, dispuestos en estratos de geometría tabular que intercalan ocasionalmente niveles centimétricos de *packstone-grainstone* de ostrácodos de geometría tabular (Fig. 11).

Se ha interpretado como correspondiente a un medio litoral lacustre de baja energía e incluso cuencal con niveles bioclásticos ocasionales correspondientes a depósitos de tempestitas distales (Meléndez y Aurell, 1989).

Asociaciones de facies carbonatadas de tipo E III

Esta asociación está constituida por un único término carbonatado (Fig. 11). En función de las características que presentan sus facies, se identifican dos tipos de asociaciones:

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo E.III.1.*: Corresponden a *grainstones* de ostrácodos y/u ooides, dispuestos en secuencias granodecrecientes con un término inferior gradado y otro superior laminado. Los ooides presentan un núcleo micrítico o bioclástico (ostrácodos) y las envueltas son, normalmente, gruesas y numerosas (tipos 3 y 4 de Strasser, 1986) (Fig. 11).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a un medio lacustre litoral de alta energía, constituido por barras oolíticas y/o bioclásticas generadas en episodios de alta energía (*proximal tempestites*, Aigner, 1985).

— *Asociaciones de facies carbonatadas tipo E.III.2.*: Corresponden a calizas grises micríticas (*mudstone*) con abundante porosidad fenestral, que intercalan niveles calcáreos de geometría tabular y potencia decimétrica de acumulaciones lumaquéllicas de gasterópodos o bivalvos con muy poca diversidad específica (Fig. 11).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a un medio lacustre eulitoral.

Evolución sedimentaria

La Fm. Aguilón presenta en líneas generales una evolución de expansión-retracción de un sistema lacustre bien desarrollado (Figs. 3 y 12). La base de esta unidad está caracterizada por facies de margas propias de medios palustres, surcados ocasionalmente por canales, y en los que se desarrolla abundante vegetación enraizada (asoc. fac. carbonatadas tipo E.I y E.II.1, Fig. 12). Ocasionalmente esta unidad comienza por facies lutítico-arenosas propias de llanuras lutíticas aluviales (asoc. fac. terrígenas de tipo D, Fig. 12).

Sobre éstas se produce la implantación de un sistema lacustre carbonatado en el que se identifican medios eulitorales de baja energía afectados ocasionalmente por tormentas (asoc. fac. carbonatadas tipo E.II.2, Fig. 12). Este sistema lacustre presenta un subambiente litoral muy bien desarrollado en donde dominan facies proximales de alta energía constituidas por barras de ostrácodos y/u ooides como consecuencia de los episodios de tormenta que afectan al lago (asoc. fac. carbonatadas tipo E.II.3 y E.III.1, Fig. 12).

Progresivamente se produce la paulatina expansión del sistema de manera que, sobre las barras litorales se identifican facies de margas laminadas que constituyen los depósitos más «distales» del lago, dentro del subambiente cuencal (asoc. fac. carbonatadas tipo E.II.4, Fig. 12).

A partir de este momento el sistema lacustre se retrae rápidamente, permitiendo el desarrollo de medios lacustres litorales de baja energía y eulitorales en los que se identifican niveles lumaquéllicos con acumulaciones *in situ* de bivalvos y gasterópodos con poca diversidad específica (asoc. fac. carbonatadas tipo E.III.2, Fig. 12).

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En la Cubeta de Aguilón han sido identificadas dos secuencias de depósito (Soria *et al.*, 1995) que coinciden con cada una de las unidades litoestratigráficas definidas y que muestran diferencias importantes en la evolución del medio de sedimentación. Soria *et al.* (1995) denominan a estas secuencias como: S.D. Villanueva de Huerva y S.D. Aguilón (Fig. 2).

SECUENCIA DE DEPÓSITO VILLANUEVA DE HUERVA

Límites de secuencia: Su límite inferior es una discontinuidad que se manifiesta por un cambio litológico brusco asociado a la entrada de terrígenos a la cuenca. Asimismo, este límite lleva asociado una laguna estratigráfica que comprenderá probablemente el Valanginiense y/o Hauteriviense (Aurell, 1990). Esta discontinuidad, que se presenta normalmente como una paraconformidad, pasa a ser una leve discordancia angular en los alrededores de la localidad de Jaulín y Almonacid de la Sierra. Su límite superior es otra discontinuidad

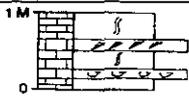
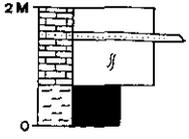
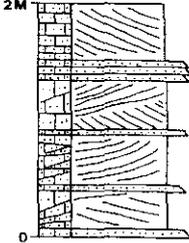
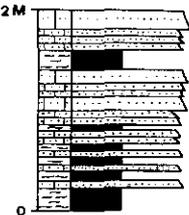
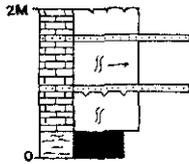
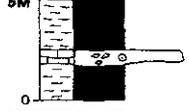
ASOCIACIONES DE FACIES	INTERPRETACION DE FACIES: SUBAMBIENTES	SECUENCIAS TIPO	SISTEMA DE DEPOSITO	
8.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.III.2	Lacustre eulitoral restringido		EULITORAL	
7.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.II.4	Lacustre distal (cuencal): con depósitos debidos al reflujo durante episodios de tormentas (tempestitas distales).		CUENCAL	
6.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.III.1	Lacustre litoral de alta energía: Constituido por barras correspondientes a tempestitas proximales generadas en episodios energéticos.		LITORAL DE ALTA ENERGIA	
5.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.II.3	Lacustre litoral de alta energía: con depósitos resedimentados por tormentas.		LITORAL DE ALTA ENERGIA	
4.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.II.2	Lacustre Litoral de baja energía-Eulitoral: Secuencia de colmatación lacustre con exposiciones subaéreas y afectado ocasionalmente por tormentas		EULITORAL	
3.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.II.1	Medios palustres: surcados por canales		PALUSTRE	
2.- Asoc. facies carbonatadas del tipo E.I	Palustre con abundante vegetación enraizada		PALUSTRE	
1.- Asoc. facies terrigenas del tipo D	Llanuras aluviales distales: con sedimentación a partir de flujos acuosos no canalizados		LLANURAS ALUVIALES DISTALES	

Fig. 12.—Evolución sedimentaria de la Fm. Aguilón.

Fig. 12.—Sedimentary evolution of the Aguilón Fm.

que se manifiesta por una paraconformidad asociada a un cambio importante en la evolución del medio de sedimentación. Esta discontinuidad separa dos medios lacustres cuya dinámica y evolución son claramente diferentes y ocasionalmente lleva asociada entrada de terrígenos a la cuenca. Como se ha explicado anteriormente esta secuencia muestra a su techo la instalación de un sistema lacustre somero y, generalmente, de baja energía mientras que la secuencia de depósito suprayacente (representada por la Fm. Aguilón) presenta la evolución de un sistema lacustre de alta energía afectado por tormentas.

Unidades bioestratigráficas: La asociación de carofitas es característica de la biozona *Globator maillardii steinhauseri* que se desarrolló desde el Valanginiense inferior hasta el Hauteriviense superior.

Extensión areal: Esta secuencia de depósito se encuentra bien representada a lo largo de todo el Anticlinal de Aguilón, habiéndose identificado además en las cercanías de las localidades de Ricla, Morata de Jalón y Almonacid de la Sierra al Oeste de esta estructura y en Jaulín y Mozota al Norte. Además los datos de sondeos disponibles han permitido identificar esta unidad en gran parte del acuífero detrítico de Alfamen. En la Fig. 13 se muestra el mapa de isopacas de esta unidad en el que se puede observar la extensión mínima de esta secuencia de depósito.

Evolución sedimentaria: La base de esta unidad se caracteriza por facies aluviales que en su parte media evoluciona hacia un sistema deltaico. La instalación de este sistema deltaico está relacionada lateralmente con niveles gradados bioclástico-arenosos con abundantes fósiles marinos. El techo de esta unidad supone la implantación de un sistema lacustre carbonatado somero, generalmente de baja energía, si bien se observan esporádicamente facies de alta energía (Aurell *et al.*, 1990).

Cortejos sedimentarios: A lo largo de la evolución sedimentaria de esta unidad se han identificado inundaciones que afectan al conjunto de la cuenca de sedimentación y que podrían estar relacionadas con variaciones relativas del nivel del mar. Esto nos permite identificar dentro de esta secuencia tres cortejos sedimentarios (Fig. 14).

El cortejo de bajo nivel lacustre está caracterizado por una extensa llanura lutítica surcada por canales. El límite superior de este cortejo se corresponde con la primera inundación generalizada que se registra en la cuenca. Esta superficie viene marcada en el perfil de Villanueva de Huerva por la instalación del primer dispositivo deltaico sobre las facies de llanura lutítica aluvial. En el sector suroriental está representada por las facies gradadas bioclástico-arenosas con foraminíferos bentónicos, serpúlidos, ostreidos, etc. que hemos interpretado como depósitos de *washover* (Figs. 3 y 14).

A partir de este momento se produce un ascenso paulatino del nivel de base lacustre dando lugar a la retrogradación de los sucesivos aparatos deltaicos progradantes que se desarrollan en el margen septentrional de la cuenca, y que se corresponden con el cortejo transgresivo. El límite superior de

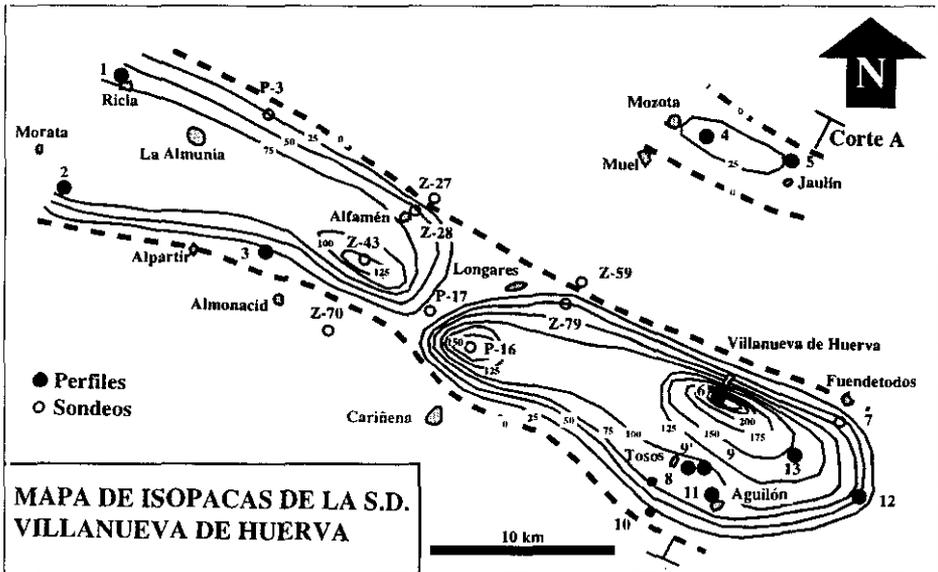


Fig. 13.—Mapa de isopacas de la S.D. Villanueva de Huerva. *Perfiles*: 1. Ricla, 2. Morata, 3. Almonacid de la Sierra, 4. Mozota, 5. Jaulín, 6. Villanueva de Huerva, 8. Tosos, 9 y 9'. Carretera de Aguilón, 10. Pantano de la Tranquera, 11. Aguilón, 13. Dehesa Bolar y 12. Punto de observación. *Sondeos*: 7. Fuendetodos, P-3, P-16, P-17, Z-27, Z-28, Z-43, Z-59, Z-70 y Z-79 sondeos del Acuífero detrítico de Alfamén (Campo de La Almunia).

Fig. 13.—Isopach map of the Villanueva de Huerva D.S. *Stratigraphic columns*: 1. Ricla, 2. Morata, 3. Almonacid de la Sierra, 4. Mozota, 5. Jaulín, 6. Villanueva de Huerva, 8. Tosos, 9 y 9'. Carretera de Aguilón, 10. Pantano de la Tranquera, 11. Aguilón, 13. Dehesa Bolar and 12. Observation point. *Drills*: 7. Fuendetodos, P-3, P-16, P-17, Z-27, Z-28, Z-43, Z-59, Z-70 and Z-79 drills of the Alfamén Aquifer (Campo de La Almunia).

este cortejo viene representado por la segunda inundación de la cuenca, a partir de la cual se produce la instalación de un sistema lacustre carbonatado somero (Figs. 3 y 14).

Los positivos sedimentarios de este sistema lacustre, que muestra su máximo desarrollo en el sector septentrional, presentan una evolución de expansión-retracción y constituyen el cortejo sedimentario de alto nivel lacustre (Figs. 3 y 14).

SECUENCIA DE DEPÓSITO DE AGUILÓN

Límites de Secuencia: El límite inferior de esta secuencia coincide con el límite superior de la S.D. de Villanueva de Huerva. La extensión geográfica aflorante de esta unidad se encuentra restringida al sector occidental del an-

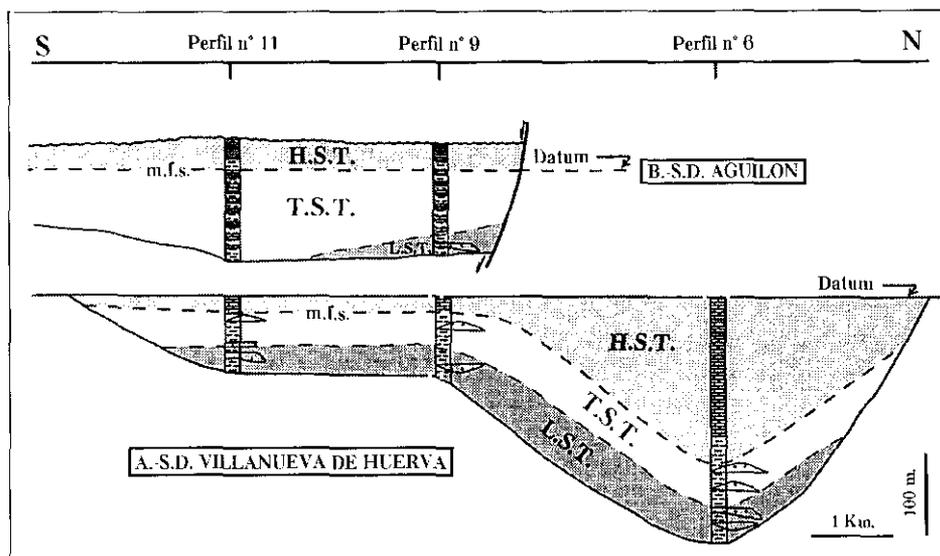


Fig. 14.—Cortes estratigráficos de las secuencias de depósito de Villanueva de Huerva y Aguilón, mostrando la distribución de cada uno de los cortejos sedimentarios diferenciados en estas unidades (Perfiles: 6. Villanueva de Huerva, 9. Carretera de Aguilón y 11. Aguilón).

Fig. 14.—Two stratigraphic sections of the Villanueva de Huerva and Aguilón depositional sequences, showing the system tracts distribution. (Profiles: 6. Villanueva de Huerva, 9. Carretera de Aguilón and 11. Aguilón).

tielinal de Aguilón. El límite superior de esta unidad no se ha podido identificar debido a que los materiales terciarios de la Depresión del Ebro recubren a esta unidad discordantemente.

Unidades bioestratigráficas: Las únicas carofitas de interés bioestratigráfico identificadas en el estratotipo de la formación fueron halladas por Bulard (1972). Se trata de *Atopochara trivolvis ancora* y *Globator maillardii trochiliscoides* (esta última especie probablemente corresponde a la variedad *G. maillardii steinhauseri* que antiguamente no se distinguía de la variedad *trochiliscoides*). Esta flora únicamente caracteriza un amplio intervalo Valanginiense inferior-Barremiense basal. Sin embargo, la flora hallada en el perfil del Pantano de las Torcas (Soria *et al.*, 1995) ha permitido concretar la edad de esta formación al intervalo Hauteriviense superior-Barremiense basal (biozona de *Atopochara trivolvis triquetra*, subzona *triquetra*). Las especies que componen esta flora son *Atopochara trivolvis ancora*, *Atopochara trivolvis triquetra* (forma primitiva), *Globator maillardii trochiliscoides* (forma típica), *Clavator harrisii*, *Clavator grovesii gautieri* y *Pseudoglobator adnatus*.

Extensión areal: Esta secuencia de depósito se localiza esencialmente a

lo largo del Anticlinal de Aguilón (Fig. 15). Fuera de esta estructura se ha identificado únicamente en las cercanías de Almonacid de la Sierra y en uno de los sondeos realizados dentro del acuífero detrítico de Alfamen (sondeo Z-28). Los datos disponibles acerca de esta unidad parecen indicar que esta secuencia de depósito es menos expansiva que la S. D. de Villanueva de Huerva.

Evolución sedimentaria: Esta unidad comienza con facies propias de medios aluviales y palustres, que pasan lateral y verticalmente hacia facies de medios lacustres litorales de alta energía, como consecuencia de episodios de tormentas (Meléndez y Aurell, 1989). Este sistema se expande evolucionando hacia facies laminadas propias de un ambiente cuencal. A partir de este momento el sistema se retrac rápidamente, implantándose sobre las facies laminadas, facies propias de un medio culitoral restringido.

Cortejos sedimentarios: A partir de la evolución sedimentaria de esta unidad se han podido identificar tres cortejos sedimentarios (Fig. 14). El cortejo de bajo nivel lacustre queda restringido al borde norte de la cuenca y está caracterizado por llanuras aluviales distales surcadas por canales (Fig. 14). El límite superior de este cortejo se sitúa en la base de las facies de margas bioturbadas (Figs. 3 y 14).

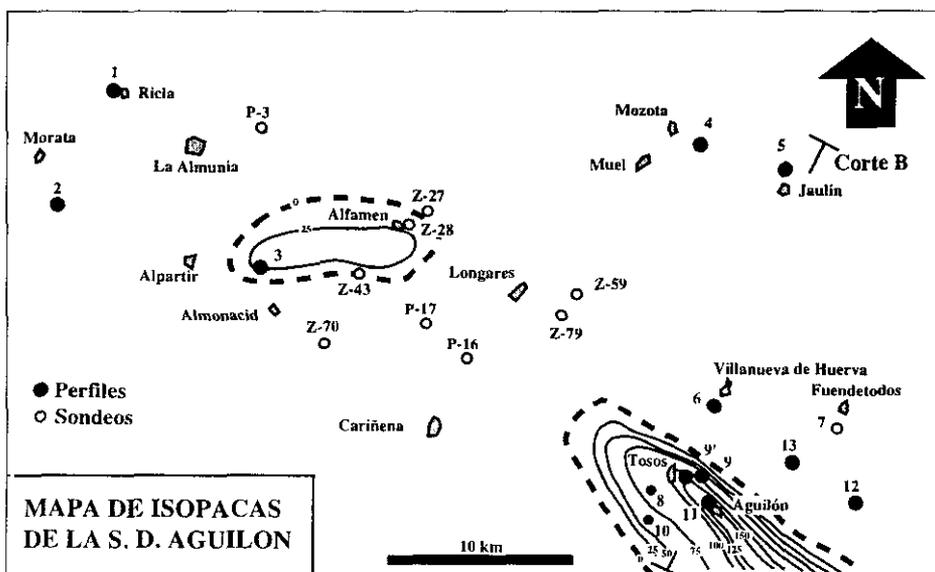


Fig. 15.—Mapa de isopacas de la S.D. Aguilón. Ver nombres de perfiles y sondeos en el pie de figura 13.

Fig. 15.—Isopach map of the Aguilón D.S. See Fig. 13 for legend of numbers of sections (profiles and drills).

El cortejo transgresivo muestra la progresiva expansión del sistema lacustre y está caracterizado esencialmente por facies palustres que evolucionan de manera gradual hacia facies propias de medios lacustres eulitorales e incluso litorales de alta energía. El límite superior de este cortejo se sitúa en la base de las facies de margas laminadas (Figs. 3 y 14).

Sobre esta superficie se identifica el cortejo de alto nivel lacustre caracterizado en su base por margas laminadas que representan el momento de máxima expansión del sistema. A partir de este momento se produce la retracción del sistema lacustre que evoluciona hacia medios eulitorales (Figs. 3 y 14).

MODELO TECTÓNICO

La evolución de la cubeta sedimentaria de Aguilón se debe enmarcar dentro del régimen tectónico extensivo que afecta durante el Cretácico a la Cuenca Ibérica y que coincide con la etapa de rifting (*sinrift*) del Cretácico Inferior (Salas *et al.*, 1991; Salas y Casas, 1993).

El análisis, tanto de los mapas de isopacas (Figs. 13 y 15) como de los paneles de correlación (Figs. 4 y 5) de cada una de las unidades, muestra una cuenca de directriz ibérica (WNW-ESE a NW-SE) con depocentros localizados a lo largo de la misma. La situación de estos depocentros pone de manifiesto una clara asimetría de la cuenca, localizándose los depocentros principales desplazados hacia el Norte si bien, en la primera secuencia de depósito, algunos de ellos se encuentran desplazados hacia el Sur. Estos depocentros están separados por umbrales relativos de directriz tanto ibérica como catalana (NE-SW a N-S).

Para explicar la formación y desarrollo de la cuenca nos hemos basado en el modelo de Gibbs (1984) que considera la existencia de fallas normales de geometría lítrica que tienen, en detalle, una serie de rampas y rellanos, al igual que los descritos para los cabalgamientos. El nivel de despegue principal considerado en el modelo propuesto en este trabajo (Fig. 16) corresponde a las pizarras del Silúrico (Fm. Bádenas), que en el área de estudio presenta unos 400 m de espesor (Cortés, 1994). Otros niveles de despegue se sitúan en las unidades margosas del Jurásico como son las Fms. Turmiel y Sot de Chera (Cortés, 1994). Estos despegues menores funcionan como rellanos de esta falla. Estos rellanos separan tres rampas: La rampa principal se localiza entre el Devónico y los materiales carbonatados del Lías (hasta la Fm. Cuevas Labradas); la segunda rampa se localiza en los materiales calcáreos del Dogger (Fm. Chelva) y la rampa superior en el Malm (Fms. Loriguilla e Higueruelas). No obstante, el rellano de la Fm. Sot de Chera es tan pequeño, que el modelo se puede simplificar considerando únicamente dos rampas separadas por el rellano de la Fm. Turmiel.

El modelo tectónico conceptual (Fig. 16) que se propone permite explicar

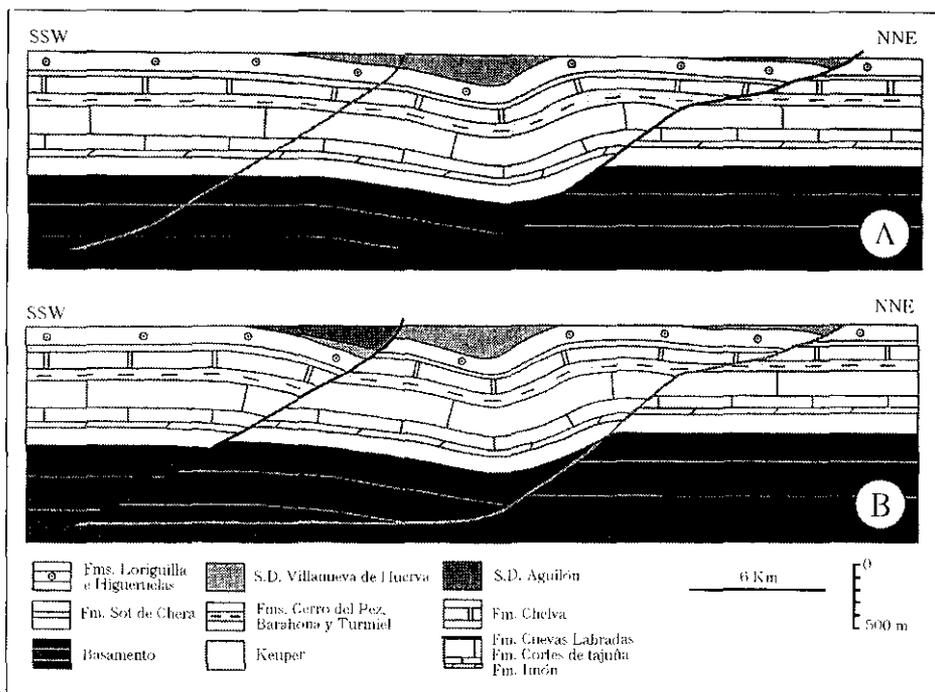


Fig. 16.—Modelo tectónico conceptual en el que se muestra la formación y evolución de la Cubeta de Aguilón durante el Hauteriviense-Barremiense basal. A.—S.D. Villanueva de Huerva; B.—S. D. Aguilón. En negro se muestra la falla que actúa en cada episodio y con traza gris las que no actúan en ese momento.

Fig. 16.—Cross-sections illustrating the conceptual tectonic model of the formation and evolution of the Aguilón sub-basin during the Hauterivian-Early Barremian. A.—Villanueva de Huerva D. S.; B.—Aguilón D. S. The black line corresponds to the sin-sedimentary fault active during deposition of each genetic unit. The grey one represents the fault which is not moving during these episodes.

la formación y evolución de la Cubeta de Aguilón a partir de los datos obtenidos tanto en campo como en gabinete y que se han ido exponiendo a lo largo de este trabajo. La formación de esta cuenca es consecuencia de una etapa extensiva que coincide con la etapa de *rifting* anteriormente mencionada. Sin embargo su evolución y desarrollo se produce en dos episodios evolutivos diferentes, dentro de esta etapa. Estos episodios tienen estructuras tectónicas distintas, que se suceden en el tiempo y cuya actuación permite explicar la extensión geográfica de cada una de la secuencias de depósito identificadas, su evolución sedimentaria y distribución de espesores.

En un primer episodio, de edad Valanginiense y/o Hauteriviense (Fig. 16A), como consecuencia de la extensión generalizada, se produce una falla

normal de geometría lítrica y directriz ibérica que se situaría al Norte de las localidades de Jaulín y Mozota. Esta falla se localiza en el flanco Norte del anticlinal de Muel-Jaulín. Al Norte de esta falla no afloran depósitos de Weald y el Terciario de la Depresión del Ebro se apoya discordantemente sobre la Fm. Higuieruelas del Jurásico Superior. Estos datos concuerdan con los aportados por otros autores (Cortés, 1994; Cortés y Casas, 1996).

La actuación de esta falla da lugar a la formación de dos subcuencas en las que tiene lugar el depósito de la S.D. Villanueva de Huerva. Ambas subcuencas están separadas por un anticlinal de bloque superior (*Hanging Wall Anticline*; Gibbs, 1984) de directriz ibérica. La primera de ellas (eje Jaulín-Mozota) representa el surco producido por la propia actuación de la falla, mientras que la segunda subcuenca (eje Villanueva de Huerva-La Almunia de Dñ. Godina), situada en el sinclinal del bloque superior (*Hanging Wall Syncline*), es una consecuencia geométrica de la rampa principal del bloque inferior, tal y como supone el modelo de Gibbs (1984), y que en nuestro modelo se sitúa entre el Devónico y los materiales carbonatados del Lías. No hemos encontrado evidencias directas de dicha rampa, sin embargo, diversos autores (Cortés, 1994; Casas y Cortés, 1995; Cortés y Casas, 1996) consideran como nivel de despegue regional las pizarras del Silúrico, hecho éste que nos permite deducir indirectamente la existencia de esta rampa.

Los materiales de la S.D. Villanueva de Huerva van rellenando paulatinamente el espacio de acomodación que se crea como consecuencia de la actuación de esta falla, de tal manera que todo el conjunto es sincrónico con la actuación de la misma dando lugar a la evolución sedimentaria observada para esta secuencia de depósito.

Todo este esquema se complica con la existencia de fallas menores normales de orientación subperpendicular a la falla principal (NNW-SSE a NE-SW) que compartimentan la cuenca de sedimentación en una serie de bloques con movimientos diferenciales (Fig. 17A) que favorecen la existencia de umbrales y surcos, que se identifican en el mapa de isopacas de esta unidad (Fig. 13), y que influyen de manera decisiva en el desplazamiento de algunos depocentros hacia el sur.

La cinemática y geometría de esta falla (buzamiento de la rampa principal mayor que el de la rampa superior) permite que la subcuenca meridional (correspondiente al sinclinal de bloque superior) muestre una mayor subsidencia que la septentrional y explica el desarrollo de un sistema deltaico, procedente del Oeste, de evolución retrogradante en el margen septentrional de la primera constituido por barras deltaicas progradantes. Esta evolución es consecuencia del paulatino hundimiento de este margen lo que permite, por una parte, que los materiales detríticos aportados por el sistema aluvial no se debiliten y por otra, que cada uno de los dispositivos deltaicos se sitúen tierra adentro del anterior. Además este hundimiento aumenta el espacio de acomodación, lo que permite además la expansión del sistema lacustre.

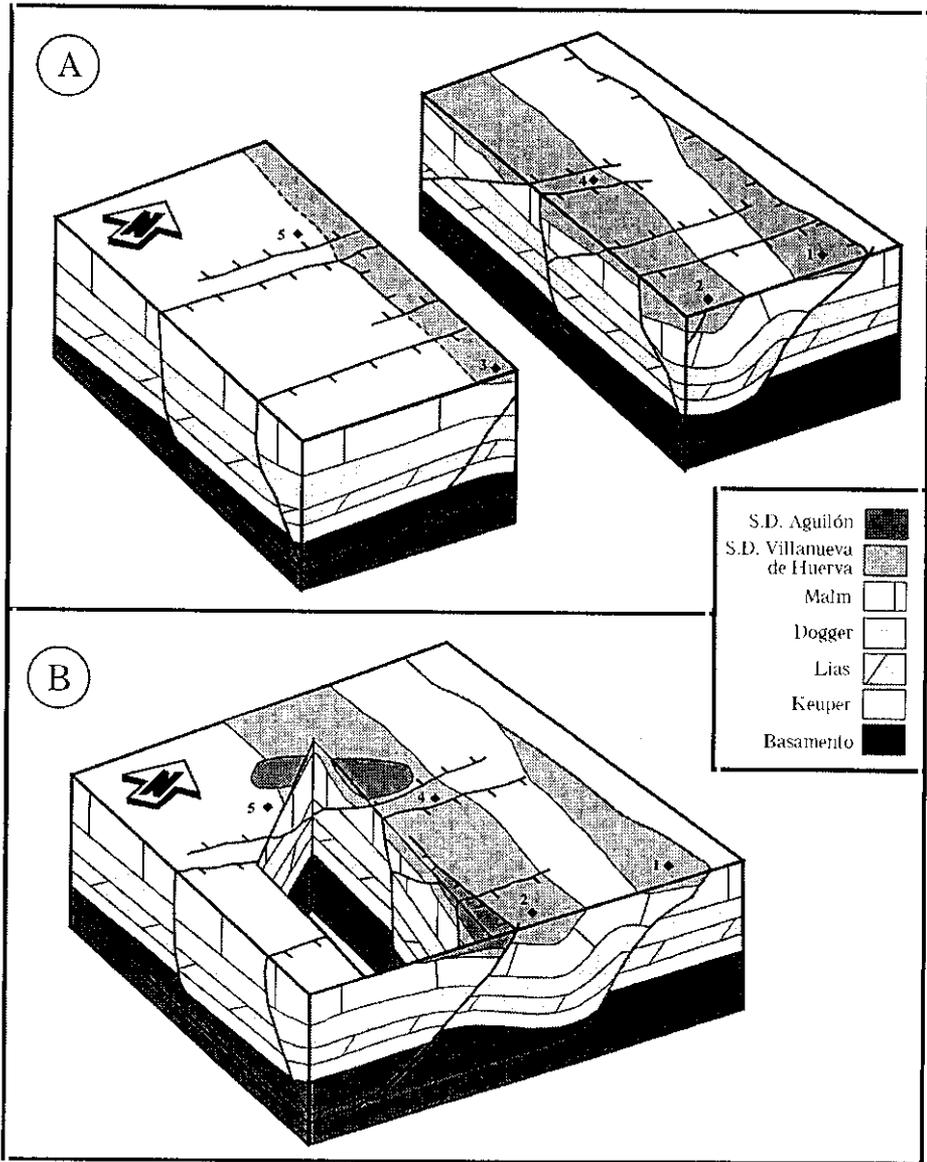


Fig. 17.—Bloques diagramas ilustrando la evolución tectónica de la cuenca durante el Cretácico Inferior. En ellos se puede observar la extensión de las distintas unidades genéticas y la situación de las fallas sinsedimentarias principales que controlan la formación de la cuenca y la distribución de potencias y facies dentro de la misma. 1.—S. D. Villanueva de Huerva; 2.—S. D. Aguilón. *Localidades de referencia:* 1. Jaulín, 2. Villanueva de Huerva, 3. Aguilón, 4. Longares y 5. Almonacid de la Sierra.

La evolución de todo el conjunto continua con la instalación y desarrollo de un sistema lacustre (consecuencia de una inundación general de la cuenca) hasta que la subsidencia producida por la actuación de la falla se atenúa, lo que va a favorecer la retracción del sistema lacustre.

En una segunda etapa, de edad Hauteriviense superior-Barremiense basal, la extensión se resuelve rompiendo este bloque y dando lugar a la formación de una nueva falla normal de geometría lítrica y directriz ibérica. Esta falla se sitúa al Sur de la anterior (al Norte de las localidades de Tosos y Aguilón) y se desarrolla, con respecto a la primera, en secuencia de bloque superior (Fig. 16B). Esta nueva falla se invierte durante la orogenia alpina dando lugar al Cabalgamiento de Aguilón que se sitúa en el flanco septentrional del anticlinal del mismo nombre.

Si bien no se ha podido observar el carácter sinsedimentario de esta falla (no se han encontrado indicadores cinemáticos concluyentes), en las proximidades de Aguilón, Cortés (1994) encuentra fallas en las unidades carbonatadas del Jurásico Superior de características similares (fallas lítricas, buzamientos hacia el Sur y orientaciones entre E-W y NW-SE) cuyos indicadores cinemáticos le hacen suponer asimismo su reactivación con movimientos inversos y direccionales durante la compresión alpina.

Como consecuencia de este segundo episodio, la cuenca sedimentaria queda reducida a un único surco (de directriz ibérica) al Sur de la nueva falla cuyo espacio de acomodación se va rellenando con los materiales de la S.D. de Aguilón. Este surco se encuentra compartimentado por la actuación de fallas menores subperpendiculares a la principal (Fig. 17B).

Las facies aluviales que se identifican en ocasiones en la base de esta secuencia de depósito están limitadas únicamente al margen septentrional de este surco, en áreas próximas a la falla. Estos aportes detríticos que pueden ser consecuencia de la actuación de dicha falla, corresponden a un sistema aluvial de poca efectividad de transporte por lo que en las partes centrales y meridionales de la cuenca no llegan aportes detríticos y esta secuencia se inicia con facies palustres y lacustres marginales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo quieren agradecer a Angel Cortés y al Dr. Antonio Casas la revisión y discusión del modelo tectónico y las ideas sugeridas a este respecto. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB92-0862-C02-02 y PB93-1218 de la DGICYT.

Fig. 17.—Block diagrams illustrating the tectonic evolution during the Early Cretaceous. They show both the distribution of genetic units and the main faults which controlled the basin development. 1.—Villanueva de Huerva D.S.; 2.—Aguilón D.S. *Localities of reference*: 1. Jaulín, 2. Villanueva de Huerva, 3. Aguilón, 4. Longares and 5. Almonacid de la Sierra.

BIBLIOGRAFÍA

- AIGNER, T. (1985): *Storm Depositional Systems*, Springer-Verlag, 174 pp.
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca, Tesis Doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, 510 pp.
- MELÉNDEZ, N. M. y MELÉNDEZ, A. (1990): «Evolution of a lacustrine system during the Hauterivian (Early Cretaceous) on the North of Oliete Basin. Central Spain. 13th International Sedimentological Congress», Nottingham, Abstract-Posters (2), 13-14.
- BULARD, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la chaîne ibérique et catalane (Espagne)*, Tesis Doctoral Universidad de Toulouse, 702 pp.
- CANÉROT, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibériques et catalane (Espagne)*, These Doctoral, Sc. Nat. Toulouse, ENADISMA, trabajos de tesis, 517 pp., 121 figs., 38 pl., 10 tab., 1 carte 1:200000.
- CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R. y VILLENNA, J. (1982): «Ibérica Central y Maestrazgo», en *El Cretácico de España*, Univ. Comp. Madrid, 273-344.
- CASAS SAINZ, A. M. y CORTÉS GRACIA, A. L. (1995): «Cabalgamientos plegados en el macizo hercínico de la Sierra de Herrera (Cordillera Ibérica)», *Geogaceta*, 19: 3-6
- CORTÉS GRACIA, A. L. (1994): *Geometría y cinemática de las estructuras alpinas en el sector de Cariñena-Belchite (Borde Norte de la Cordillera Ibérica)*, Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 171 pp. Inédita.
- y CASAS SAINZ, A. M. (1996): «Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera)», *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 9: 51-66.
- FREYTTET, P. y PLAZIAT, J. C. (1982): «Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France», B. H. Purser (ed.), *Contributions to sedimentology*, 12, 217 pp.
- GIBBS, A. D. (1984): «Structural evolution of extensional basin margins», *J. Geol. Soc. London*, 141, 609-620.
- GLENN, C. y KELTS, K. (1991): «Sedimentary rhythms in lake deposits», en *Cycles and Events in Stratigraphy*, ed. G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Springer-Verlag, Berlín, pp. 188-221.
- MARTÍN-CLOSAS, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*, Tesis Doct. Dpto. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología, Fac. de Geología, Univ. de Barcelona (inédita), Barcelona, 581 pp.
- y SCHUDACK (1996): «Oxfordian-Turonian Biozonation», en Riveline, J.; Berger, J.P.; Feist, M.; Martín-Closas, C.; Schudack, M. E. y Soulié-Märsche, I., *European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation*, Bulletin Soc. Geol. France (167 (3), 453-468.
- MELÉNDEZ, A. y AURELL, M. (1989): «Controles en la sedimentación del Cretácico inferior de Aguilón (Zaragoza, Cordillera Ibérica Septentrional)», *Geogaceta*, 6, 55-58.
- SAENZ, C. (1929): «Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento del vaso del pantano de las Torcas en el río Huerva», *Publ. C.S.H. del Ebro*, 353 pp.
- 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.
- SALAS, R., MARTÍN-CLOSAS, C., QUEROL, X., GUIMERA, J. y ROCA, E. (1991): *Evolución*

tectosedimentaria de las cuencas del Maestrat y Aliaga-Peñagolosa durante el Cretácico inferior, Guía de campo del III Coloquio del Cretácico de España, Morella, 1991.

- SORIA, A. R. y MELÉNDEZ, A. (1993): «Sequence stratigraphy of the Early Cretaceous of the Aliaga Basin (NE Spain)», *Terra Abstracts nº1 to Terra nova*, 5, 593-594. Strasbourg, 1993.
- MARTÍN-CLOSAS, C., MELÉNDEZ, M. N. y AURELL, M. (1995): «Estratigrafía del Cretácico inferior continental de la Cordillera Ibérica Central», *Estudios Geológicos*, 51 (3-4), 141-152.
- y MELÉNDEZ, N. M. (1993): «Les systèmes lacustres du Crétacé inférieur des sub-bassins d'Aliaga et Aguilón-Oliete (Chaîne Ibérique)», *14th Regional Meeting of Sedimentology (IAS)*, Abstracts, 397-398, Marrakesh, 1993.
- STRASSER, A. (1986): «Ooides in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura», *Sedimentology*, 33, 711-727.

Manuscrito recibido: 29 de junio 1995

Manuscrito aceptado: 29 enero 1996