

LAS FACIES CONTINENTALES DEL CRETÁCICO INFERIOR EN LA ZONA MERIDIONAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA (CORDILLERA IBÉRICA): ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y DISCUSIÓN SOBRE SU CORRELACIÓN REGIONAL.

C. Peropadre y N. Meléndez

Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid (cperopadre@geo.ucm.es).

Resumen: Se han estudiado materiales sedimentarios continentales de la Sierra de Altomira meridional atribuidos recientemente al Cretácico Inferior en Facies Weald. Se distinguen dos unidades litoestratigráficas que denominamos: unidad inferior de lutitas y calizas, y unidad superior de conglomerados calcáreos. Ambas unidades están limitadas por discontinuidades. La unidad inferior se compone de calizas margosas, calizas dolomíticas, lutitas verdes y lutitas rojas. Representa un sistema deposicional de tipo llanura aluvial lutítica – lacustre carbonatado somero. La evolución de esta unidad es progradante y se discuten los posibles factores de control. La unidad superior se compone de conglomerados y olistolitos calcáreos, procedentes de calizas jurásicas. Se interpreta como un sistema deposicional de abanicos aluviales con inestabilidades gravitacionales. La distribución vertical y lateral de facies, las potencias y el tipo de discontinuidad basal permiten deducir algunos rasgos paleo-estructurales, con variaciones importantes para cada unidad; estas variaciones originan una fuerte ruptura sedimentaria entre ambas unidades. Se discuten los criterios estratigráficos que permiten atribuir estas unidades al Cretácico Inferior y se plantean las distintas posibilidades de correlación.

Palabras Clave: Estratigrafía, Cretácico Inferior, Facies Weald, Cuenca Ibérica suroccidental, lacustre, aluvial, Sierra de Altomira.

Abstract: This work deals with continental sedimentary rocks that crop out in the Altomira Range (Central Spain). Two unconformity bounded units have been distinguished: a mudrocks and dolomitic limestones lower unit, and a calcareous conglomerates upper unit.

The lower unit is composed of shallow lacustrine carbonates, and redoximorphically modified clayey marginal lacustrine to mudflat mudrocks. Facies associations are arranged in shallowing-upwards sequences composed from base to top of marly limestones, limestones and green/red mudrocks. Lacustrine environments dominate the lower part of the unit, and grade upwards to mudflat environments. We interpret the lower unit evolution as related to decreasing subsidence.

The upper unit consists of calcareous conglomerates, olistoliths, and very scarce siliceous sandstones. Source rocks of both conglomerate and olistoliths are Jurassic limestones. An alluvial fan depositional system is interpreted for this unit which represents an important change in the structural framework of the basin with the appearance of active faults creating large topographic gradients.

Regional evolution of the tectonic context and facies similarities point towards a Lower Cretaceous age. Accepting this age as an hypothesis, we propose two possible regional correlations between southern Altomira Range and south-western Iberian Chain; we also propose the elementary palaeo-structural features during this time period in the southern Altomira Range.

Key words: Stratigraphy, Lower Cretaceous, Weald facies, south-western Iberian Basin, lacustrine, alluvial, Altomira Range.

Peropadre, C. y Meléndez, N. (2004): Las facies continentales del Cretácico Inferior en la zona meridional de la Sierra de Altomira (Cordillera Ibérica): Estratigrafía, sedimentología y discusión sobre su correlación regional. *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 117-135.

La Sierra de Altomira es el afloramiento más occidental de la Cuenca Ibérica Suroccidental (Fig. 1). Al estar separada en su zona meridional unos 60km de la Serranía de Cuenca, ofrece una interesante posibilidad para el estudio de la sedimentación mesozoica en un área marginal de la Cuenca Ibérica.

En este trabajo se estudian los materiales suprayacentes a los del Jurásico Inferior – Medio (Fm. Chelva) e infrayacentes a los del Albiense - Cenomaniense (Fm.

Utrillas), que se encuentran representados en la zona meridional de la Sierra de Altomira (al sur del Río Ciguñela). Comprenden dos unidades litoestratigráficas: la inferior consiste en calizas dolomíticas y lutitas, y la superior en conglomerados y brechas de cantos de caliza.

Se trata sin duda de un conjunto de materiales de edad controvertida, ya que se les han atribuido posiciones cronoestratigráficas dispares (Fig. 2). Martínez Peña (1956) y recientemente, Díaz-Molina y Len-

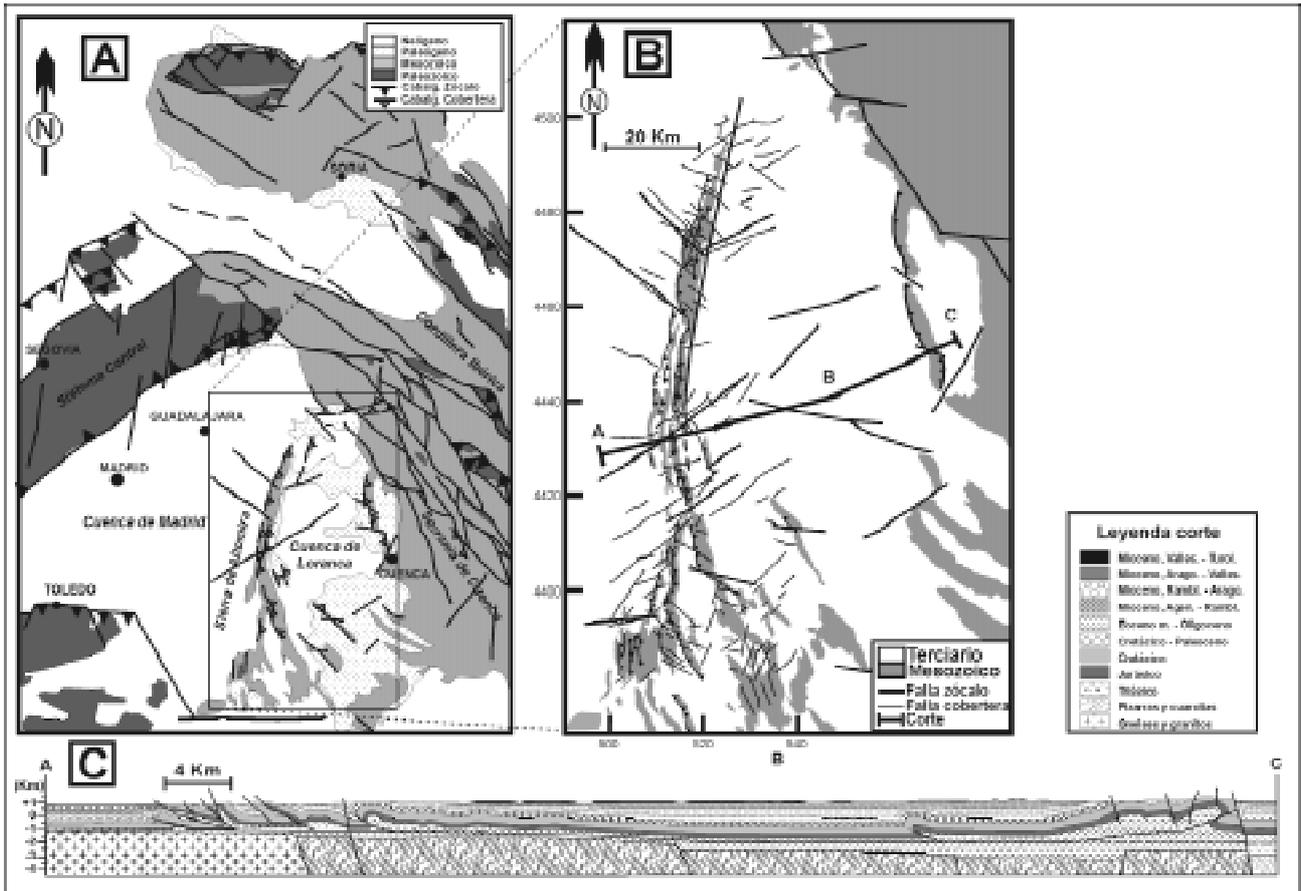


Figura 1.- Contexto geológico de la Sierra de Altomira. A) Encuadre geológico general; B) Principales estructuras (coordinadas UTM en km). C) Corte geológico entre la Sierra de Altomira y Cuenca de Loranca, nótese la profundización del basamento hacia el este de Altomira, ver localización en 1B. (modificados de Muñoz Martín y De Vicente, 1998a y 1998b)

dínez (1998), Hernaiz *et al.* (1998) y Lendínez (1998) los asignan por similitud de facies al Cretácico Inferior (Weald), si bien, Hernaiz *et al.* (1998) proponen la posibilidad de asignarlos al Jurásico Superior (facies Purbeck) por similitud de la unidad conglomerática de Altomira con la Fm. Buenache de la Sierra, definida informalmente por Meléndez (1971) en la Serranía de Cuenca. El origen de estas discrepancias radica en la ausencia de datos bioestratigráficos.

El objetivo de este trabajo es, por un lado, mostrar la estratigrafía detallada de los materiales que consideramos de edad Cretácico Inferior en la zona meridional de la Sierra de Altomira, y presentar su interpretación sedimentológica y sus modelos de depósito; y por otro lado, discutir su edad, y proponer una correlación con los materiales equivalentes registrados en la Serranía de Cuenca. Para ello se han levantado 17 perfiles estratigráficos de detalle y cortes generales (Fig. 3), que han sido muestreados para el análisis de microfacies. Además se incorporan tres datos de otros autores AM3 y SI (ver siglas en Fig. 3) de Sánchez Soria (1973), y SC de García Abad (1975).

Contexto Geológico

La Sierra de Altomira es un accidente tectónico alpino que recorre la provincia de Guadalajara y el borde occidental de la de Cuenca, separando las cuencas de

Madrid y de Loranca (Fig. 1). Se caracteriza por un frente cabalgante de orientación N-S vergente hacia el oeste que se mantiene a lo largo de toda la estructura, y por la aparición en su mitad meridional de una segunda rama oriental de cabalgamientos y pliegues con orientación NNO-SSE (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerà y Álvaro, 1990 y Muñoz Martín y De Vicente, 1998a).

Los materiales pretectónicos aflorantes en superficie son de edad Jurásico Inferior - Medio, y Cretácico, reconociéndose equivalencias con las unidades definidas por Gómez (1979) para el Jurásico y por Vilas *et al.* (1982) para el Cretácico.

Los estudios de subsuelo y estructurales realizados en la Sierra de Altomira y áreas adyacentes (Morillo-Velarde y Meléndez, 1979; Lanaja, 1987; Querol, 1989; Racero, 1989; GESSAL, 1990; Bartrina *et al.*, 1990; De Torres y Sánchez, 1990; Perucha *et al.*, 1995; Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín y De Vicente, 1998a y 1998b) han permitido interpretar la presencia de una falla normal que afecta al basamento por debajo de la Sierra de Altomira, que presentaría a ambos lados un fuerte contraste de litologías del basamento, y habría controlado los espesores del Triásico y Jurásico Inferior (Figs. 1B y 1C). Los estudios estratigráficos regionales sobre los materiales triásicos apoyan la interpretación anterior y sitúan un umbral paleogeográfico a lo largo de la zona occidental de la Cordillera Ibérica su-

Edad		Martínez Peña (1956)	Sánchez Soria y Pignatelli García (1967); Sánchez Soria (1973)	Gaibar-Puertas (1968); Gaibar-Puertas y Geyer (1969)	Rey Jorissen y García Rodríguez (1969)	Sánchez Soria (1975)	Morillo-Velarde y Meléndez (1979)	Hernalz <i>et al.</i> (1998)	Díaz-Molina y Lendínez (1998); Lendínez (1998)
CRETÁCICO	Inferior	facies Weald			brechas calcáreas (Albiense)				facies Weald
JURÁSICO	Superior (Malm)		brechas calcáreas margas y calizas				Fm. Buenache	Fm. Buenache (Facies Furbeck)	
	Medio (Dogger)					brechas calcáreas margas y calizas	Fm. Arcillas verdes		
	Inferior (Lias)			indiferenciado	margas y calizas				

Figura 2.- Cuadro comparativo de las distintas edades propuestas para los materiales estudiados en este trabajo.

roccidental (Sopeña, 1981; Sopeña *et al.*, 1988; Sopeña *et al.*, 1990; López-Gómez y Arche, 1995; Arche y López-Gómez, 1996 y Van Wees *et al.*, 1998). Es decir, los datos de subsuelo, estructurales y estratigráficos delimitan un dominio subsidente parcialmente independiente del Ibérico suroccidental durante el Triásico y Jurásico Inferior que algunos autores han denominado Cuenca – La Man-

cha. La evolución de este dominio subsidente durante el periodo Cretácico no ha sido discutida.

Unidades litoestratigráficas

Los materiales estudiados se organizan en dos unidades litoestratigráficas que en este trabajo denomina-

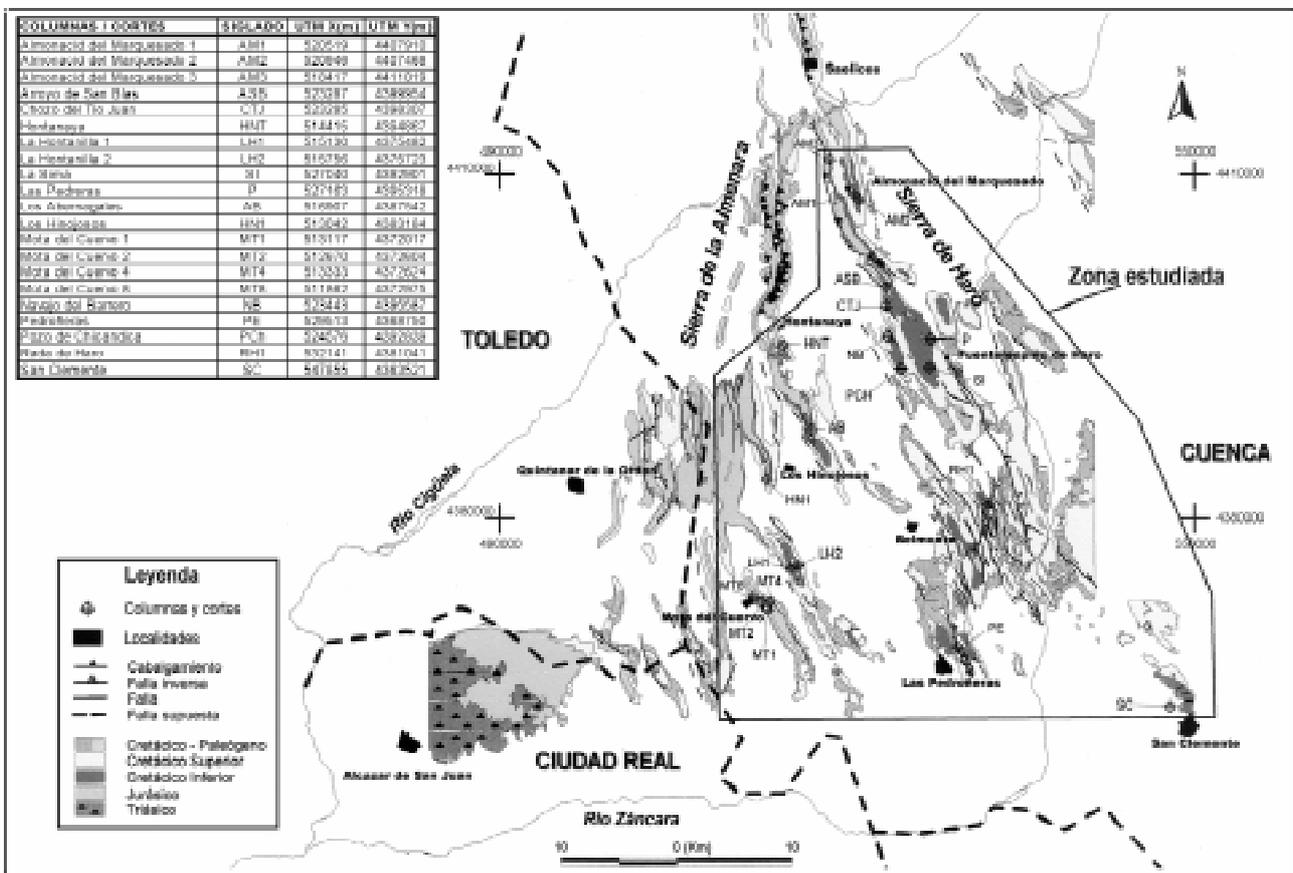


Figura 3.- Esquema geológico de la zona meridional de la Sierra de Altomira, distribución y tabla de coordenadas y abreviaturas de los afloramientos estudiados (coordenadas UTM en metros).

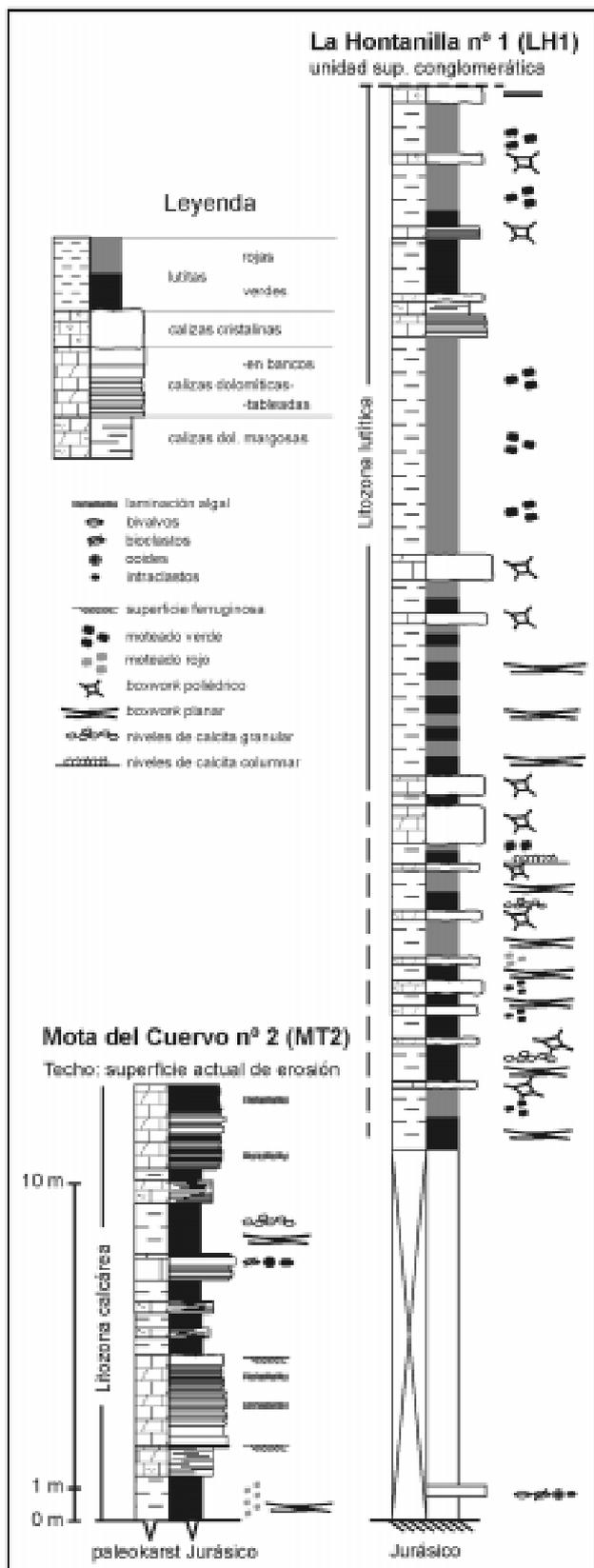


Figura 4.- Columnas estratigráficas seleccionadas de la unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas (localización en Fig. 3).

mos informalmente: unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas, y unidad superior de conglomerados calcáreos. Ambas unidades están limitadas por discontinuidades y por lo tanto deben considerarse secuencias

deposicionales, sin que por el momento podamos precisar su rango.

Unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas

La unidad inferior está formada por arcillas verdes y rojas, calizas dolomíticas, margas calcáreas, calizas cristalinas y dolomías. Pueden distinguirse dos litozonas con límites graduales (Fig. 4): una litozona inferior donde predominan calizas dolomíticas, con tramos delgados de arcilla verde y raramente roja; y una litozona superior de arcillas verdes y rojas, con bancos delgados de calizas dolomíticas hacia la base, mientras que hacia el techo predominan las arcillas rojas. Dadas las pobres condiciones de afloramiento no se ha podido levantar una columna completa, sin embargo, la evolución vertical descrita puede interpretarse integrando secciones próximas y afloramientos puntuales. Las excepciones a esta organización general se dan al suroeste, en Mota del Cuervo, donde solo está representada la litozona inferior (Figs. 4 y 10B).

El contenido paleontológico de esta unidad es escaso. Se identifican en lámina delgada bivalvos y gasterópodos, que no se han clasificado por haber sufrido micritización.

La figura 5 muestra el mapa de isopacas de esta unidad, y su límite de extensión. El límite de extensión es debido a la erosión pre-Albiense en todo su desarrollo. La erosión pre-Albiense no solo elimina la unidad en los límites antes citados, sino que también lo hace dentro del área estudiada, por lo tanto el mapa de isopacas

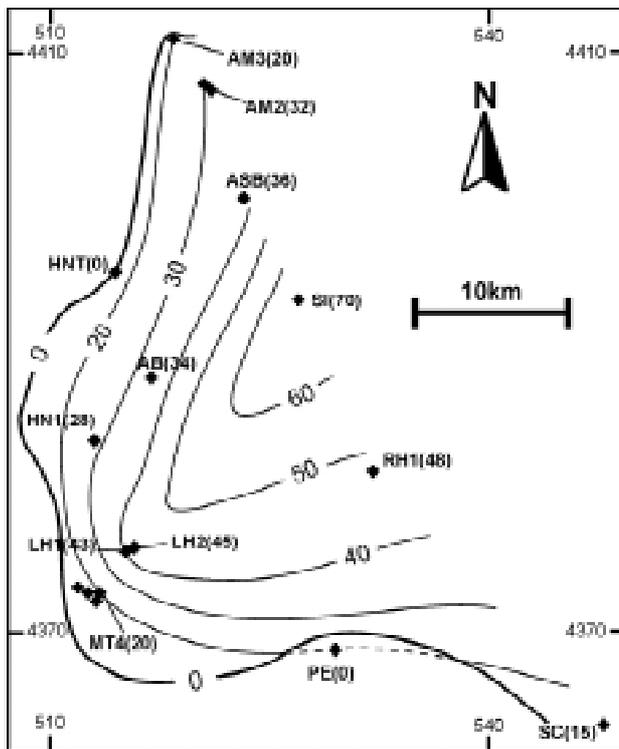


Figura 5.- Mapa de isopacas de la unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas. La línea de cero es el límite de extensión de la unidad. Espesor en metros, coordenadas UTM en km.

muestra los espesores mínimos acumulados. El criterio utilizado para elaborar este mapa ha sido considerar únicamente valores de potencia en puntos donde sobre la unidad inferior se encuentra la unidad conglomerática superior. De este modo, y a pesar de la erosión sufrida, el mapa refleja las pautas generales de la cuenca.

El espesor mínimo de la unidad es de 20m en Mota del Cuervo (MT, ver siglas en Fig. 3) y su espesor máximo es algo menor de 50m en Rada de Haro (RH). Sánchez Soria (1973) midió espesores mínimos de 20m al norte de Almonacid del Marquesado (AM3) y máximos de 70m algo al sur de Fuentelespino de Haro (SI), en ambos casos las condiciones actuales de afloramiento no permiten confirmarlos; son de gran interés los datos de un sondeo (citado en García Abad, 1975) emplazado en el flanco oeste del anticlinal de San Clemente (SC) que atravesó 15m de esta unidad. Este área de la cuenca presenta dos directrices (Fig. 5): una hacia el oeste de orientación NNE-SSO, marcadamente similar a la Sierra de Almenara; y otra hacia el sur de orientación O-E, similar al Valle del Záncara (Fig. 3). Estas directrices enmarcan un amplio área depocentral que profundiza hacia el este.

Se apoya mediante una discontinuidad sobre el Jurásico Inferior - Medio. Localmente esta discontinuidad se caracteriza por el desarrollo de un paleokarst (alrededores de Mota del Cuervo, MT2) en forma de grandes cavidades y grietas rellenas de arcilla de descalcificación y bloques, geodas de calcita de tamaño diverso. Otras veces es una superficie de fuerte alteración ferruginosa con potencia métrica (LH2). Por otro lado esta discontinuidad supone una ruptura sedimentaria y litológica. El techo es una discontinuidad de magnitud temporal variable, sobre la que se apoya en unos casos la unidad superior de conglomerados calcáreos, o en otros la Fm. Arenas de Utrillas.

El ambiente sedimentario interpretado corresponde a una llanura aluvial lutítica con desarrollo de lagos carbonatados someros. El máximo desarrollo de ambientes lacustres corresponde a la litozona inferior, y el máximo de llanuras lutíticas a la litozona superior.

Unidad superior de conglomerados calcáreos

La unidad superior de conglomerados calcáreos presenta también dos litozonas (Fig. 6): en la base se dispone una litozona de conglomerados calcáreos con cantos exclusivamente procedentes de formaciones jurásicas, y muy localmente, varias intercalaciones (20cm) de areniscas silíceas de grano grueso con escasos cantos calcáreos y de arcillas, situadas hacia la base de la unidad; esta litozona se distribuye en toda el área de extensión de la unidad (Fig. 7). Por encima y lateralmente se dispone una litozona formada por olistolitos de calizas jurásicas que intercalan tramos conglomeráticos; la figura 11B muestra sobre el mapa de isopacas de esta unidad la distribución geográfica de la litozona olistolítica. La litozona conglomerática tiene aspecto masivo y mal estratificado, debido a una total cementa-

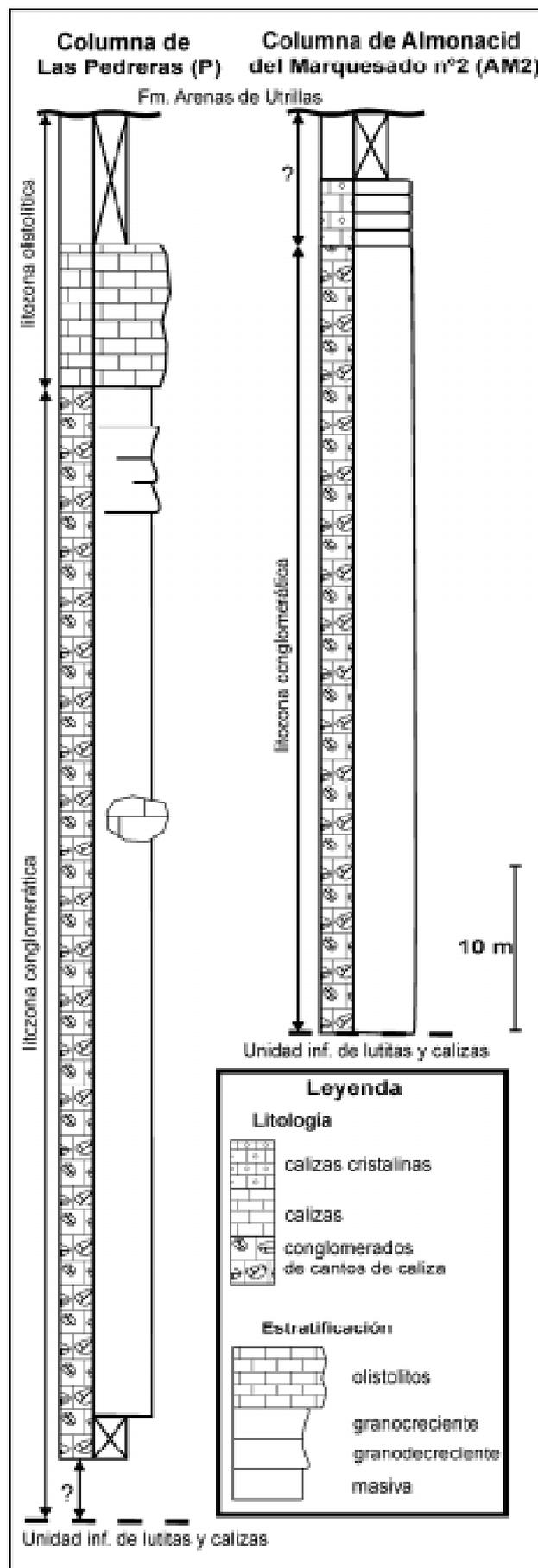


Figura 6.- Columnas estratigráficas seleccionadas de la unidad superior de conglomerados calcáreos (localización en Fig. 3).

ción esparítica y ferruginosa. Al mismo tiempo, la ausencia de matriz se traduce en un escaso contraste entre los cantos y cemento, de modo que, aunque el afloramiento de esta unidad es extenso, rara vez permite realizar observaciones de detalle. La litozona olistolítica muestra igualmente mala estratificación, únicamente aparecen paquetes bien estratificados constituyendo los olistolitos ya que proceden de la serie jurásica infrayacente que está bien estratificada. La estratigrafía de la litozona olistolítica es muy variable. En unos casos la litozona está compuesta únicamente por olistolitos (hasta 60m de espesor en PCh) a veces con aspecto de megabrecha (ASB). En otros casos, olistolitos de varios metros de potencia se intercalan entre conglomerados. Se han observado olistolitos de dimensiones métricas a decamétricas.

Esta unidad está afectada por una importante karstificación. Aparece en forma de grietas abiertas con rellenos de arcilla roja y crecimientos hemisféricos de calcita prismática adosados a la paredes, o bien como cavidades de magnitud métrica rellenas de arcilla roja, que pueden presentar colapsos.

Al igual que la unidad infrayacente, la extensión y potencia están fuertemente afectadas por la erosión pre-Albiense y por lo tanto el mapa de isopacas (Fig. 7) debe considerarse de espesores mínimos y preliminar. En cualquier caso, para el trazado de las isopacas se han desechado varios valores de potencia fuertemente afectados por esta erosión (LH1, LH2, AB y AM3).

Considerando espesores mínimos, la potencia varía entre 60m en las zonas marginales (oeste y sur) y cerca de 90m (PCh y P). Al igual que la unidad inferior, esta unidad también fue atravesada por el sondeo de San Clemente donde se cortaron 130m de potencia. El conjunto del mapa define una directriz ENE-OSO, a partir de las potencias; y se interpreta una directriz NNO-SSE ligada a fallas (ver explicación más adelante y Fig. 11).

Esta unidad superior se apoya mediante una discontinuidad sobre la unidad de lutitas y calizas dolomíticas, que se materializa en una fuerte ruptura de la dinámica sedimentaria. Se trata de una paraconformidad en la mayor parte del área estudiada, y hacia los márgenes se ha podido observar apoyada directamente sobre el Jurásico (HNT y PE); concretamente en Hontanaya (HNT) tiene carácter erosivo sobre la unidad inferior y se presenta encajada en la serie jurásica. Esta observación indica la presencia de un importante gradiente deposicional O-E, que hemos interpretado como reflejo de una estructura tectónica activa dentro de la zona de estudio.

Sobre esta unidad, se dispone mediante una discordancia erosiva, la Fm. Arenas de Utrillas. Se trata de una discontinuidad de escala regional, más intensa cuanto más hacia oeste; un buen ejemplo de esto puede verse entre las zonas septentrionales de Sierra de Haro (al este) donde se encuentran los materiales aquí estudiados, y Sierra de la Almenara (al oeste), donde la Formación Utrillas se apoya sobre unidades jurásicas más antiguas cuanto más al oeste (Díaz-Molina y Lendínez,

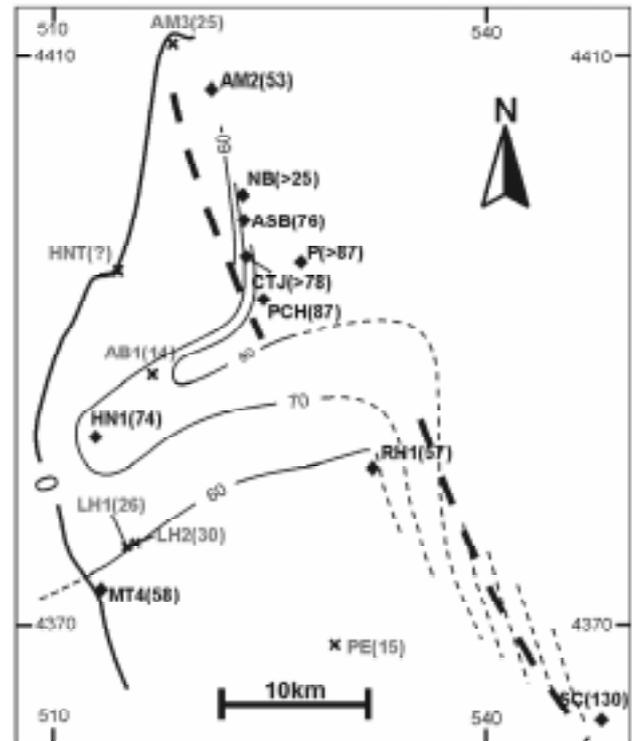


Figura 7.- Mapa de isopacas de la unidad superior de conglomerados calcáreos. La línea de cero es el límite de extensión de la unidad. Las líneas discontinuas gruesas representan fallas interpretadas. Las líneas discontinuas finas representan isopacas interpretadas. Las secciones con un aspa no se han usado. Espesor en metros, coordenadas UTM en km.

1998 y Hernaiz *et al.*, 1998). Cabe destacar que además de este gradiente regional E-O, dentro de la zona estudiada aparece otro gradiente erosivo N-S, responsable de las frecuentes desapariciones de las unidades estudiadas. Esta discontinuidad podría asociarse genéticamente a la karstificación que afecta a la unidad superior; los mejores afloramientos para observar este paleokarst son la cantera de Las Pedreras (P) al norte de Fuenteespino de Haro, y el flanco oeste del anticlinal de Santa María de los Llanos (LH1). Por lo general, la superficie no es visible, pero localmente muestra aspectos de disolución y relleno de magnitud métrica.

La génesis puede interpretarse a partir de sus características petrológicas y sedimentológicas como un sistema aluvial dominado por procesos de gran capacidad de transporte y gravitacionales.

Sedimentología

A partir de las columnas estratigráficas levantadas y de su muestreo para el análisis de microfacies, se han diferenciado las facies y sus asociaciones características; se describen por separado para cada unidad, dado que son radicalmente distintas.

Facies de la unidad inferior de calizas dolomíticas y lutitas

Se han diferenciado tres facies lutíticas y siete carbonatadas, que describimos en la Tabla I.

Facies	Descripción	Interpretación
F1	Lutitas arcillosas verdes, a veces con moteado rojo. Masivas. Potencia de 0,1-1 m. Con fragmentos de materia carbonosa (1-2 mm) y cuarzo bipiramidal detritico.	Decantación a partir del estancamiento de mantos de arroyada. Condiciones postdeposicionales reductoras: ambiente frecuentemente encharcado, drenaje pobre; paleosuelos hidromorfos (<i>gley</i>). Margen lacustre, eulitoral.
F2	Lutitas verdes a base y rojas a techo, la interfase es neta pero con moteados rojos, amarillos, y/o verdes. Masivas. Potencia de 0,5-1 m. Con cuarzo bipiramidal detritico	Decantación a partir del estancamiento de mantos de arroyada. Condiciones postdeposicionales reductoras a la base y oxidantes al techo; drenaje moderadamente bueno, con presencia de agua freática (oscilante) y vadosa; paleosuelos hidromorfos (<i>gley</i> y <i>pseudogley</i>). Llanura lutítica próxima al margen lacustre.
F3	Lutitas rojas, frecuentemente con moteado verde. Masivas. Entre 0,5 y varios metros de potencia. Con cuarzo bipiramidal detritico	Decantación a partir del estancamiento de mantos de arroyada. Condiciones postdeposicionales oxidantes, buen drenaje, hidromorfismo por agua vadosa (<i>pseudogley</i>). Llanura lutítica.
F4	Calizas margosas (<i>mudstone</i>). Blancas o crema. Masivas y mal estratificadas, potencia 0,5-1m.	Sedimentación bajo lámina de agua somera y estable, áreas de decantación, en condiciones de baja energía. Sublitoral.
F5	Calizas masivas (<i>mudstone</i>). Estratificadas en bancos o tableadas (5-40cm), tabulares o con techo suavemente ondulado. Con trazas de cuarzo tamaño limo. El techo puede presentar disolución y concreciones ferruginosas.	Sedimentación bajo lámina de agua somera, en condiciones de baja energía, pero que puede producir un leve retoque de la superficie del sedimento. Exposición subaérea ocasional. Litoral.
F6	Calizas intraclásticas (<i>floatstone</i>). En bancos (20-60 cm), intraclastos (<i>mudstone</i>) de 3-4 mm. El techo puede presentar disolución y concreciones ferruginosas.	Sedimentación bajo lámina de agua somera, en condiciones de baja energía, con frecuentes episodios más energéticos con aportes desde áreas expuestas contiguas. Exposición subaérea ocasional. Litoral.
F7	Calizas (<i>mudstone</i>) con laminación tractiva, con cuarzo tamaño limo marcando las láminas. En bancos (20cm). Laminación suavemente ondulada.	Sedimentación bajo lámina de agua somera y estable, energía moderada con influencia de corrientes u oleaje débil. Litoral.
F8	Calizas con laminación algal (<i>mudstone-bindstone</i>). Tableadas (1-10cm), generalmente en secuencias estrato-decrecientes, geometría planar y raramente pequeños <i>mounds</i> . Laminación milimétrica <i>thinning upwards</i> , consistente en dobles de láminas claras y gruesas (microesparíticas, con algo de cuarzo) y oscuras finas (micríticas, ferruginosas).	Tapices algales desarrollados bajo lámina de agua somera, moderadamente estable. Litoral.
F9	Calizas de aloquimicos (<i>wackestone</i> y <i>packstone</i>). Bancos (30cm). Contiene en proporciones variables: bioclásticos (monopecíficos) con envueltas micríticas, ooides micríticos, intraclastos, peloides, gasterópodos. Presentan orientación tractiva. Porosas.	Sedimentación bajo lámina de agua somera y estable, energía moderada a alta. Litoral.
F10	Calizas de aloquimicos laminadas. Bancos delgados y gruesos (hasta 50cm). Los mismos componentes que F9. Laminación textural de <i>packstone</i> orientados a <i>wackestone</i> o <i>mudstone</i> sin orientación. Pueden presentar laminación oblicua y <i>ripples</i> a techo.	Sedimentación bajo lámina de agua somera y estable, en condiciones de energía variables, de alta a baja. Litoral.

Tabla 1.- Facies de la unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas.

Las facies lutíticas corresponden al mismo proceso deposicional de decantación y se han diferenciado a partir de los procesos pedogenéticos (redoximórficos) que las caracterizan. Estos procesos son: oxidación (facies de color rojo) de horizontes superficiales en condiciones subaereas de buen drenaje; y reducción (facies de color verde) bien en horizontes subsuperficiales con drenaje pobre debido a aguas freáticas, o bien reducción en horizontes superficiales debido a encharcamiento (e.g. Buurman, 1980; PiPujol y Buurman, 1994 y Wright, 1999). Por otro lado Bown y Kraus (1987) y Kraus (1987) interpretan horizontes oxidados por debajo de horizontes superficiales orgánicos reducidos. Nosotros interpretamos para la facies F2 (ver Tabla I) que los horizontes oxidados se sitúan en el techo y los reducidos en la base del perfil puesto que las transiciones verde-rojo suelen presentar moteado, mientras que las transiciones rojo-verde no lo presentan.

En las facies calcáreas la ausencia de claros indicadores paleontológicos ambientales, limita la interpretación que se puede hacer sobre cada facies, a consideraciones energéticas. Se trata de facies micríticas, de baja energía o moderada con laminaciones suavemente onduladas. La participación de algas en estas facies debió ser muy importante, ya que aparte de las facies con laminación algal (F8), en las facies con componentes esqueléticos estos siempre están micritizados. Para estas facies proponemos un origen lacustre sobre la base de su asociación con las facies arcillosas (F1, F2 y F3), que son claramente continentales.

Todas las facies carbonatadas, han sufrido neomorfismo agradante (pseudomicrita-microesparita) y han sufrido cierto grado de dolomitización; estas modificaciones no han llegado a borrar la textura deposicional. Hacia el techo de la unidad las modificaciones diagenéticas son más intensas, apareciendo cuerpos calcáreos cristalinos (a veces dolomías) de grano medio y grueso; frecuentemente preservan laminación o tienen un bandado grueso de color, y raramente se reconocen fantasmas de ooides. Su interpretación deposicional es asimilable al resto de las facies calcáreas descritas, sin más precisión.

Es muy frecuente la presencia de carbonato cristalino, ferroso, formando un entramado poliédrico o planar (*boxwork*) de amplitud centimétrica a decimétrica; este entramado puede afectar tanto a las facies lutíticas como las carbonatadas: en unas ocasiones las sustituye totalmente y aparece como un cuerpo calcáreo estratificado, otras veces tiene aspecto oqueroso por lavado de la roca caja.

Asociaciones de facies de la unidad inferior de calizas dolomíticas y lutitas

Asociación de llanura lutítica con lagos efímeros (Fig. 8A). Esta asociación está compuesta por las tres facies lutíticas (de muro a techo, F1, F2, F3), y puede acompañarse de facies de calizas margosas (F4), calizas masivas (F5) y calizas intraclásticas (F6). La potencia de

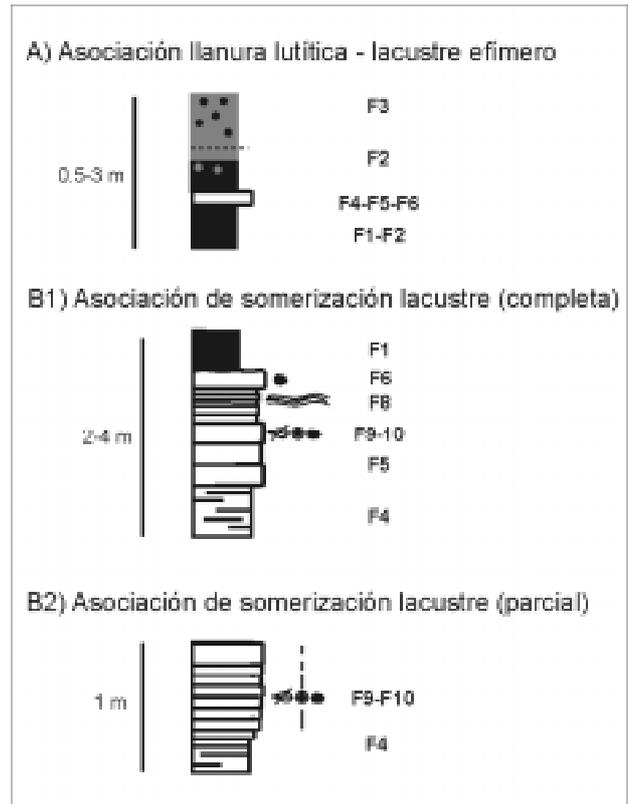


Figura 8.- Asociaciones de facies de la unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas. La descripción de las facies (F1 a F10) se encuentra en la Tabla I.

esta asociación suele variar desde medio metro a varios metros, los términos calcáreos se suelen situar hacia la base. Representa la sedimentación en una llanura de inundación, en la que inicialmente el ambiente se encuentra frecuente o permanentemente encharcado (ambiente reductor), pudiendo desarrollar ambientes lacustres carbonatados someros, que evoluciona hacia un descenso del nivel freático, o en general, de la frecuencia de encharcamiento; esto posibilita una exposición suficientemente continuada en la superficie del sedimento, para generar condiciones oxidantes. En función de la eficiencia del drenaje aparecerá un menor o mayor desarrollo de los horizontes verdes y rojos, y de los moteados.

Asociaciones de somerización lacustre (Fig. 8, B1 y B2). En el caso más completo, asociación B1, se compone de tres términos: en la base se disponen calizas margosas mal estratificadas (F4); por encima se disponen calizas bien estratificadas, pudiendo aparecer cualquiera de las facies calcáreas, si bien, las más comunes son las facies de calizas masivas (F5) y calizas algales (F8), pueden aparecer calizas intraclásticas (F6), cuyo techo suele presentar erosión; finalmente a techo se disponen lutitas verdes (F1). La potencia de esta asociación es variable, en general en torno a dos o cuatro metros, y frecuentemente falta el término basal (F4). En otras ocasiones, la asociación es menos completa, asociación B2, presentando en la base facies de calizas

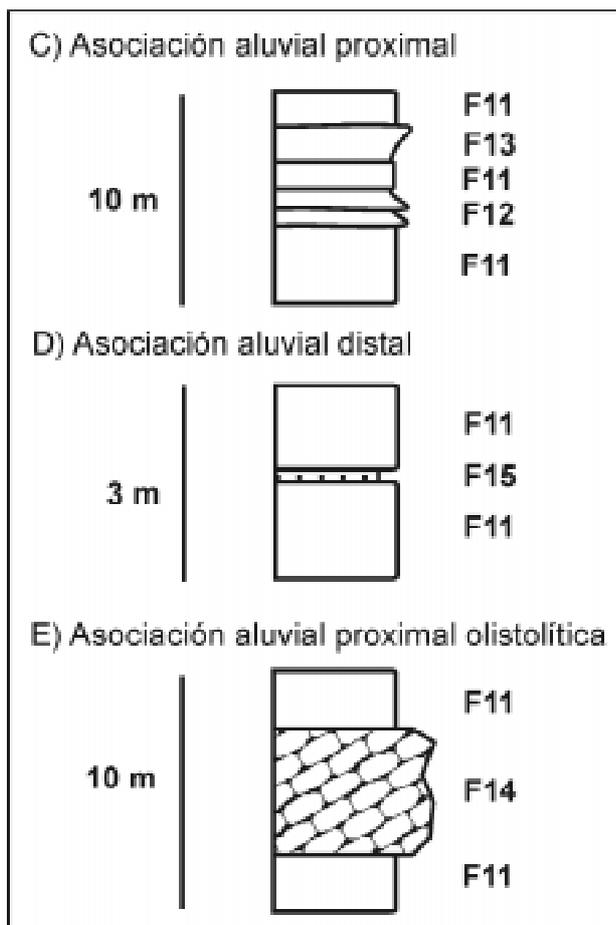


Figura 9.- Asociaciones de facies de la unidad superior de conglomerados calcáreos. La descripción de las facies (F11 a F15) se encuentra en la Tabla II.

margosas (F4), y por encima, calizas de aloquímicos masivas o tableadas (F9 y F10), en secuencias métricas; el paso de unas a otras es progresivo y la facies de techo puede presentar una evolución de *packstone* a *mudstone*; esta segunda asociación (B2) puede repetirse verticalmente, mostrando contactos netos y sin indicios de exposición subaérea. Ambas asociaciones se interpretan como una respuesta a un nivel freático que asciende y da lugar a la instalación de un ambiente lacustre carbonatado somero, con facies sublitorales (F4). La situación evoluciona a un nivel freático estable, ante la cual el lago someriza (asociación B2) y puede colmarse con progradación del litoral lacustre (asociación B1), en el que existe una mayor variedad de facies carbonatadas someras, generalmente de baja energía, a veces con desarrollo de tapices algales, y otras veces con condiciones más agitadas.

Facies de la unidad superior de conglomerados calcáreos

Se han observado cinco facies, que se describen en la Tabla II. Tres de estas facies son conglomeráticas, una es de tipo olistolítico, y la última aunque muy escasa (lateral y verticalmente) es de areniscas. Pese a la

importancia que tienen las geometrías de los cuerpos sedimentarios para la interpretación de este tipo de facies, en el área estudiada los afloramientos son muy puntuales, sin embargo, hemos podido realizar una descripción lo más completa posible, y proponemos una interpretación preliminar.

Asociaciones de facies de la unidad superior de conglomerados calcáreos

A partir de los datos expuestos en la Tabla II y de las interpretaciones parciales de cada facies, interpretamos un ambiente aluvial, caracterizado por facies que denotan procesos con gran capacidad de transporte, como corrientes acuosas que a veces implican pérdida brusca de energía (ver F11 en la Tabla II) y otras veces presentan gradación normal que implica procesos con mayor desarrollo temporal (F12); en otros casos interpretamos procesos gravitacionales (F14) que implican la presencia de relieves importantes muy próximos a la zona de sedimentación. También se observan facies propias de corrientes acuosas menos energéticas que se han interpretado como mantos de arroyada en situaciones más distales (F15). Dada la asociación de procesos hidrodinámicos y gravitacionales consideramos un sistema de abanico aluvial. Las asociaciones de facies observadas se muestran en la figura 9.

Asociación aluvial proximal (C). Está integrada por las siguientes facies: conglomerados masivos (F11), conglomerados con gradación normal (F12), y conglomerados con gradación inversa (F13). La facies de conglomerados masivos domina la asociación, y la facies de conglomerados con gradación normal aparece apilada en varias secuencias.

Asociación aluvial distal (D). Se compone de facies conglomeráticas (F11) y de areniscas (F15). Se trata de una asociación puntual y en cualquier caso la única observación que permite el afloramiento, es constatar la presencia de varias capas de areniscas intercaladas en una serie conglomerática mal expuesta. Esta asociación representa situaciones algo más distales del abanico que la anterior, donde las corrientes evolucionan perdiendo energía y capacidad de carga, y ganan capacidad de selección.

Asociación aluvial proximal olistolítica (E). La forman facies conglomeráticas (F11) y facies de olistolitos (F14). Está representada de forma muy desigual y no presenta organización secuencial; así, se pueden tener potentes series olistolíticas (hasta 60m) en las que no se corta ningún tramo conglomerático, y otras series que presentan paquetes métricos y decamétricos olistolíticos, que intercalan tramos conglomeráticos de potencia similar. Esta asociación se relaciona con posiciones en los abanicos muy próximas a los márgenes inestables de la cuenca, con fuertes gradientes topográficos, que permitirían el desprendimiento gravitacional

Facies	Descripción	Interpretación
F11	Conglomerados masivos. Cantos exclusivamente calcáreos. Cantos de entre 1 y 10cm, siendo los de 4 a 6cm los más frecuentes, ocasionalmente bloques de 30cm y métricos; de subangulosos a subredondeados. Cantosoportado, sin matriz, cemento esparítico. De potencia métrica (observable de 1-3m).	Sedimentos aluviales poco maduros, transportados por corrientes con gran capacidad de transporte y ocasionalmente gravitacionales. Se depositan a partir de procesos de pérdida rápida de energía, p.e. infiltración del flujo, desbordamiento, pérdida de confinamiento y pérdida de gradiente topográfico.
F12	Conglomerados con gradación normal. De idénticas características a F11 respecto a los cantos, sin bloques. Se distingue por la organización interna: a la base abundan los tamaños en torno a 10-15 cm, tienen selección pobre, y los cantos carecen de orientación, a techo domina el grano entre 4 y 6cm, gana selección y los cantos alargados están orientados paralelos a la estratificación. La base es erosiva y muy irregular, su potencia es métrica.	El medio sedimentario evoluciona desde condiciones de alta capacidad de transporte, a condiciones de energía ligeramente menores, en corrientes con mayor capacidad de selección. Depósito asimilable a relleno de canal.
F13	Conglomerados con gradación inversa. La descripción es fundamentalmente igual a la facies F11, a techo presentan bloques de hasta 60cm.	Se interpretan como el producto corrientes tractivas con capacidad de transporte creciente, o como flujos masivos no cohesivos generados a partir de inestabilidades gravitacionales.
F14	Olistolitos. Grandes bloques de formaciones jurásicas. De geometría irregular, la potencia es desde varios metros a paquetes decamétricos y la extensión lateral se estima desde pocos metros a decamétrica. En general son concordantes con la estratificación, otras veces tienen aspecto caótico o ligeramente discordante.	Deslizamientos gravitacionales a partir de pendientes inestables.
F15	Areniscas. De grano grueso, presentan cantos calcáreos y arcillosos de tamaño centimétrico. Se trata de cuerpos poco potentes 20-30cm aparentemente no canalizados. Los clastos son fundamentalmente de cuarzo y son escasos los de feldespato y fragmentos de roca. Cemento esparítico.	Sedimentos transportados en corrientes selectivas de energía moderadamente alta, asimilables a mantos de arroyada.

Tabla II.- Facies de la unidad superior de conglomerados calcáreos.

de olistolitos; estos procesos probablemente estaban favorecidos por la karstificación del área madre jurásica.

Discusión

Sistema deposicional y evolución paleogeográfica de la unidad inferior de calizas dolomíticas y lutitas

Las asociaciones de facies presentes, nos permiten proponer un sistema deposicional de tipo llanura aluvial lutítica con lagos carbonatados someros (Fig. 10A). Este sistema se caracteriza por (1) un área proximal aluvial, generalmente bien drenada, y localmente

mal drenada e incluso con áreas lacustres o charcas con alta productividad de carbonato, en la que se desarrollan las asociaciones de facies de llanura lutítica con lagos efímeros; y (2) un área distal lacustre de drenaje pobre, en la que se desarrollan las asociaciones de somerización lacustre. Es decir, este sistema deposicional muestra una sucesión lateral de asociaciones de facies A-B1-B2, que se ha representado en la figura 10A. En la llanura lutítica y margen lacustre, la sedimentación se produce por el mismo mecanismo de avenida – decantación, y el sedimento adquiere su configuración final a partir de las condiciones redox imperantes. En el subsistema lacustre, el litoral se caracteriza por una alta

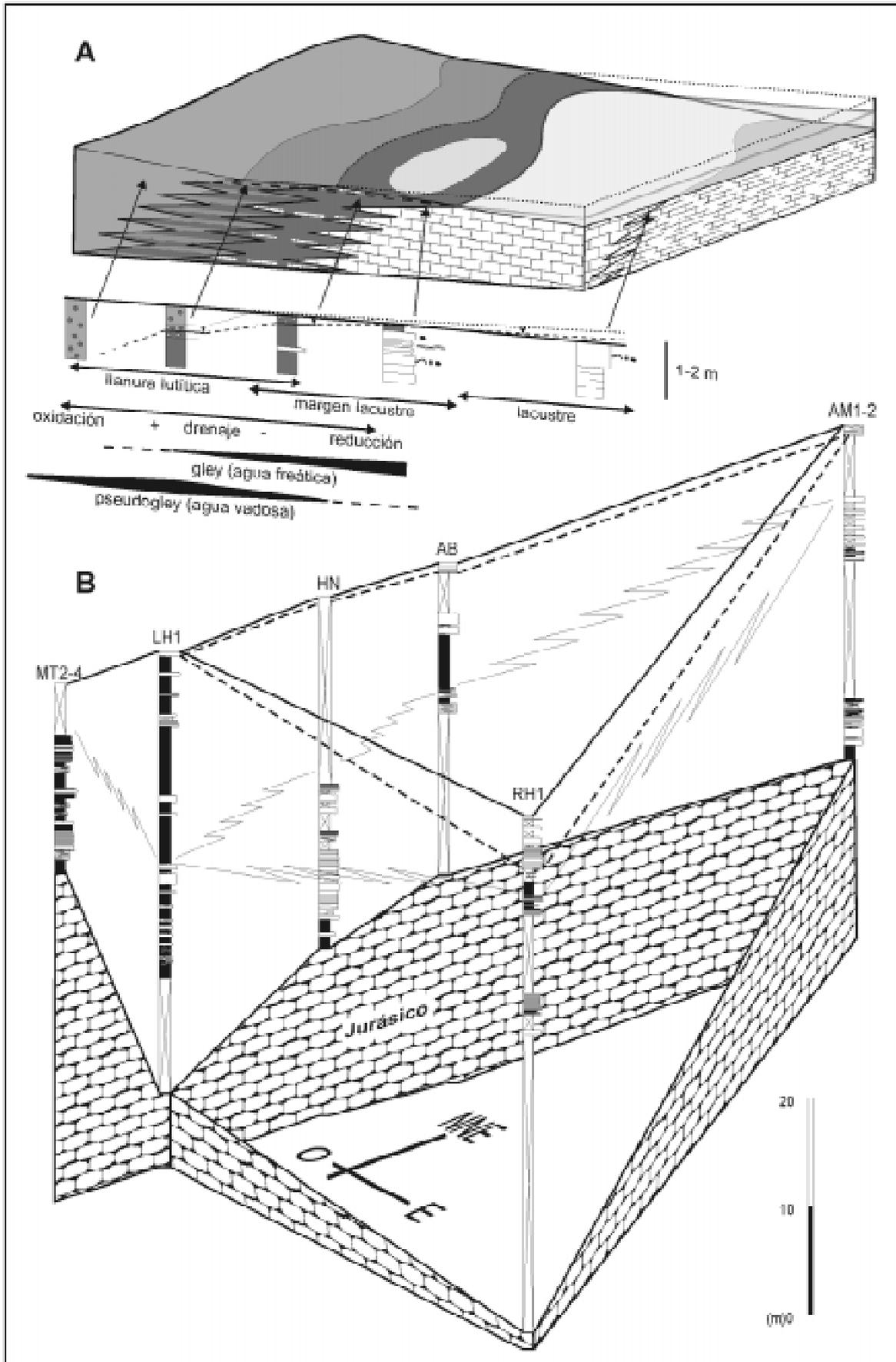


Figura 10.- A) Modelo deposicional de la unidad inferior de lutitas y calizas, se indican los ambientes sedimentarios interpretados en relación a las oscilaciones del nivel freático y los procesos postdeposicionales asociados a ellas. B) Panel de correlación tridimensional de la unidad inferior, nótese la mayor abundancia relativa de cuerpos calcáreos a techo de las columnas AM1-2 y RH1 (localización en la Figura 3).

productividad de carbonatos, y por procesos de sedimentación – erosión – resedimentación y bioconstrucción, con una lámina de agua oscilante; en las áreas lacustres abiertas, donde las oscilaciones de la lámina de agua no motivan interrupciones ni cambios frecuentes de ambiente sedimentario, a la alta productividad de carbonatos se añade la decantación de lutitas.

Este sistema deposicional puede compararse conceptualmente con otros modelos, que describen un empobrecimiento del drenaje en sentido proximal – distal (e.g. Atkinson, 1986; Fatowsky y McSweeney, 1987; Besly y Fielding, 1989; Calvo *et al.*, 1989a y b; Kraus, 1992; Sanz *et al.*, 1995; PiPujol y Buurman, 1997; Dunagan, 2000 y Wright *et al.*, 2000). Las diferencias más significativas (litologías y pedogénesis) con algunos de estos modelos, y particularmente con los modelos de sedimentación aluvial - lacustre propuestos para el Cretácico Inferior de la Serranía de Cuenca (Meléndez, 1983; Gierlowski-Kordesh y Janofske, 1987; Arribas *et al.*, 1989; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991 y Gómez-Fernández y Meléndez, 1991), se encuentran en el drenaje de los ambientes marginales lacustres; estas diferencias tienen escasa importancia si se tiene en cuenta que en la mayoría de los sistemas comparados, el drenaje es más complejo que en nuestro modelo dada la presencia de sistemas de canales distribuidores (ver por ejemplo Bown y Kraus, 1987).

En la Fig. 10B se ha representado un esquema de las columnas estratigráficas levantadas en el que puede observarse, que la unidad evoluciona verticalmente desde ambientes lacustres a ambientes de llanura lutítica, y por lo tanto describe una secuencia progradante. Debido a la ausencia de columnas completas no es evidente el modo en que se produce esta progradación. Sin embargo, por un lado algunos afloramientos puntuales al sur y en la zona centro-oriental, permiten suponer que la litozona inferior calcárea se extiende por toda la zona estudiada; y por otro lado, la frecuencia de facies calcáreas hacia el techo de la unidad en las columnas orientales (AM1-2 y RH1) indica la persistencia de ambientes lacustres hacia el este y especialmente al sureste, describiendo a grandes rasgos las pautas de esta progradación. A esta evolución general debe añadirse un breve ciclo de inundación – colmatación que se produce hacia el techo de la unidad.

Aceptando la hipótesis de que esta unidad correspondiera al Cretácico Inferior, Barremiense (que se discutirá más adelante), se trataría de una evolución ligada a la subsidencia y al clima: ya que regionalmente el área de sedimentación marina era lejana, limitada al sur del Umbral de Sierra Martés (García, 1977; Arias, 1978), y por otro lado este periodo de tiempo corresponde a un episodio de *rifting* en la Cuenca Ibérica (e.g. Álvaro *et al.*, 1979; Canerot *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1982 y Salas y Casas, 1993).

La subsidencia controlaría la evolución de esta unidad mediante un balance entre aportes sedimentarios constantes, nivel de base pasivo y subsidencia variable; de modo que por debajo de un determinado umbral de

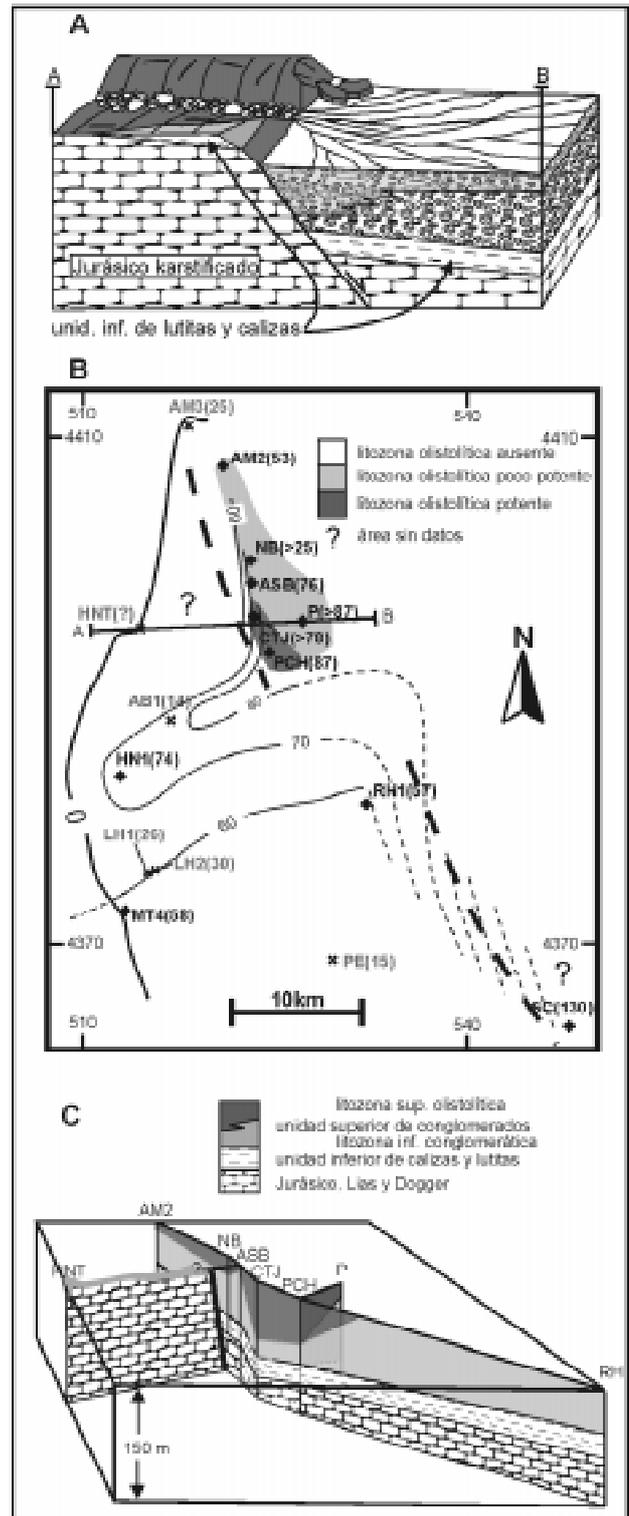


Figura 11.- A) Modelo deposicional de la unidad superior de conglomerados calcáreos, una posible ubicación de la sección AB, se ha representado en 11B. B) Representación sobre el mapa de isopacas de la distribución espacial de facies de la unidad superior. C) Representación tridimensional de parte de la unidad superior, que permite interpretar la presencia de una falla activa.

subsidencia, la cuenca tiende a colmatarse y se produce el avance de la llanura de inundación. La evolución paleogeográfica representaría un régimen general de subsidencia decreciente, en el que la acomodación de fa-

cies lacustres se desplaza hacia el depocentro de la cubeta lacustre (hacia el este); por el proceso inverso, un aumento de la subsidencia permitiría de nuevo la instalación de ambientes lacustres.

El clima, según Carrol y Bohacs (1999), asumiendo una subsidencia y gradiente topográfico constantes, actúa modificando de forma paralela la entrada de aportes clásticos e hídricos en la cuenca, de modo que si aumentan las precipitaciones aumentan los aportes detríticos, y se produciría el avance de la sedimentación aluvial. Esta pauta general, puede tener desviaciones importantes cuando las áreas madre presentan gradientes topográficos bajos (ver por ejemplo Einsele, 1992 capítulo 9), en cuyo caso la cubierta vegetal condicionaría la erosión, es decir, a mayor precipitación, menor erosión y menor aporte clástico.

Los autores que han discutido la influencia de la subsidencia y del clima en sistemas aluviales – lacustres en cuencas distensivas, coinciden en relacionar las etapas mayores de *rifting* (tasa de subsidencia decreciente) con progradaciones de los sistemas aluviales sobre los lacustres, a escala de secuencia deposicional, y proponen que el clima controla las evoluciones del sistema a nivel de secuencias menores (e.g. Olsen, 1990; Lambiasse, 1990; Carrol y Bohacs, 1999; Bohacs *et al.*, 2000). El análisis de la influencia climática requiere, al menos, una estimación aceptable del desarrollo temporal de la secuencia, de modo que el registro pueda compararse con los ciclos orbitales y otros eventos que controlan el clima. Por otro lado, los autores que han trabajado en las facies Weald de la Serranía de Cuenca, interpretan un clima subtropical estacional, sin grandes variaciones importantes en el tiempo a escala de unidades estratigráficas (Gómez-Fernández, 1988; Gierlowski-Kordesch y Janofske, 1987; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991 y Fregenal-Martínez, 1991 y 1998); de hecho, los sistemas aluviales – lacustres wealdenses de la Serranía de Cuenca han sido citados como ejemplos de sistemas deposicionales controlados por la subsidencia (Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994). Sobre la base de esta discusión, proponemos la hipótesis de que la evolución general de la unidad inferior esta controlada por la subsidencia y que las variaciones climáticas de mayor frecuencia podrían controlar la evolución a escala de asociaciones de facies.

Sistema deposicional y evolución paleogeográfica de la unidad superior de conglomerados calcáreos

Corresponde a un sistema de abanicos aluviales, de los cuales en la zona estudiada sólo se observan sus áreas proximales. Estos abanicos estarían asociados a márgenes tectónicamente activos, susceptibles de presentar deslizamientos gravitacionales (Fig. 11A).

Las asociaciones de facies conglomeráticas se encuentran en toda la extensión de la unidad y constituyen la única asociación presente en los afloramientos que orlan los bordes centro – occidental y sur de la zona

estudiada (Fig. 11 B y C); las asociaciones con areniscas sólo se han encontrado en un afloramiento de la zona centro – septentrional hacia la base de la unidad (PCh); y las asociaciones olistolíticas están restringidas a la mitad nororiental.

Modelos que representan sistemas deposicionales como éste, han sido descritos por Rust (1979) entre muchos otros. En detalle, el sistema aquí descrito se diferencia de otros modelos por su escasa variabilidad litológica. Esto podría deberse a la presencia de un área madre restringida (Jurásico calcáreo) durante la mayor parte del tiempo; o bien, al hecho de que en el área estudiada solo está expuesta la porción proximal del sistema deposicional; esto último, no parece ser el motivo, pues la ausencia de matriz arenosa o arcillosa en los conglomerados sería difícilmente justificable.

Las áreas madre se encontraban, en líneas generales, asociadas a bloques no subsidentes al oeste y probablemente al sur. Al oeste se deduce a partir de la interpretación del afloramiento de Hontanaya (HNT), que evidencia erosión sobre la unidad inferior y probablemente encajamiento de la unidad conglomerática en el Jurásico; Al Sur, en Las Pedroñeras (PE) podría interpretarse lo mismo ya que la unidad superior se apoya sobre el Jurásico. El origen de los cantos nos indica una reactivación de la actividad tectónica, que da lugar a la aparición de un área madre en la que se erosionan las formaciones jurásicas. La ubicación de uno de los accidentes tectónicos activos puede deducirse en torno al margen occidental de la Sierra de Haro (Fig. 3) y afectando al menos a la mitad septentrional del área estudiada: el carácter erosivo y quizá encajado de la unidad hacia el oeste, nos situaría en un bloque elevado; por otro lado las mayores potencias y las facies olistolíticas (Fig. 11 A y B) se disponen al este del accidente propuesto, a la vez que la unidad no es especialmente erosiva, lo cual situaría a estas facies en un bloque subsidente; por último, este accidente se presenta actualmente como una importante estructura alpina de orientación Ibérica (NO-SE a NNO-SSE, Figs. 1 y 3) que en el contexto general de la Cuenca Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993 y Arche y López-Gómez, 1996), podría interpretarse como un desgarre tardihercínico del zócalo paleozoico con funcionamiento distensivo durante el Mesozoico. En la figura 11B se ha representado otro posible accidente tectónico, que también se podría relacionar con la estructura actual, y que explicaría la gran potencia del sondeo de San Clemente (SC); en este caso el criterio de bloque elevado y hundido lo proporciona el afloramiento de Las Pedroñeras (PE) situado en el bloque elevado, donde la potencia es mínima.

La unidad representa claramente un periodo de *rifting* y proponemos que se desarrolla en régimen de subsidencia creciente, dado que la litozona superior olistolítica indica la presencia de mayores gradientes topográficos, que podría relacionarse con una mayor subsidencia.

Evolución tecto-sedimentaria del conjunto de ambas unidades

La síntesis estratigráfica, sedimentológica y de los sistemas deposicionales identificados nos permite establecer que las unidades estudiadas representan dos secuencias deposicionales de origen tectónico. El paso de la unidad inferior de lutitas y calizas a la unidad superior de conglomerados calcáreos supone una importante ruptura en la dinámica sedimentaria, que se materializa en una discontinuidad erosiva hacia los bordes de cuenca o una paraconformidad en zonas centrales de la cuenca, y en un neto cambio de sistemas deposicionales. Esta ruptura está ligada a una reconfiguración estructural de la cuenca, que modifica la paleogeografía de áreas madre y subsidentes. Para la unidad inferior el área madre se situaría al oeste y sur de la zona estudiada, de acuerdo con los espesores de la unidad. La mayor contribución detrítica debió provenir de los materiales triásicos y jurásicos de la cobertera. La contribución detrítica del Macizo Ibérico se estima nula ya que habría proporcionado cantidades considerables de cuarzo que no se observan.

Para la unidad superior, las áreas madre también se situaron al oeste y al sur. Sin embargo, parte del margen occidental se desplaza hacia el este, por la aparición del accidente de la Sierra de Haro (Figs. 3, 11A y 11B), este desplazamiento además se traduce en que el área madre pasa a estar constituida fundamentalmente por materiales jurásicos; el margen sur (umbral Záncara – Sierra Martés) solo actuaría como área fuente en su sector occidental (Pedroñeras), mientras que hacia el este (San Clemente) pasa a ser un área netamente subsidente. Por otro lado, la desaparición parcial del umbral Záncara – Sierra Martés, permitiría explicar la fuerte variación de sistemas deposicionales como respuesta a la apertura hidrológica de la cuenca.

Hipótesis sobre la edad de las unidades y de correlación

Respecto a la edad de las unidades, es evidente que en ausencia de datos bioestratigráficos o de dataciones absolutas, únicamente se pueden plantear hipótesis, y como tal aceptamos la propuesta de Díaz-Molina y Lendínez (1998) y Lendínez (1998), de asignar las unidades aquí estudiadas al Cretácico Inferior. Para la unidad inferior, la similitud de facies (arcillas versicolores y calizas lacustres) con los materiales Barremienses de la Serranía de Cuenca (Meléndez, 1983; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991; Gómez-Fernández y Meléndez, 1991; Fregenal-Martínez y Meléndez, 1993 y Fregenal-Martínez, 1998) y en general de la Cuenca Ibérica (e.g. García, 1977; Arias, 1978; Mas, 1981; Canerot *et al.*, 1982 y Vilas *et al.*, 1982), nos parece un criterio más apropiado que relacionarla con un cambio lateral de facies con materiales jurásicos, dada la ausencia de características de influencia marina. La unidad superior también puede suponerse de edad Cretácico Inferior dada su clara relación con un episodio de *rifting*, que

dentro de la evolución espacio-temporal de la Cuenca Ibérica Suroccidental se desarrolla durante el Cretácico Inferior.

Por otro lado, las propuestas de asignar estas unidades al Jurásico no nos parecen justificables, ya que se han basado: (1) en las microfacies de la litozona olistolítica de la unidad superior conglomerática (Gaibar-Puertas, 1968 y Gaibar-Puertas y Geyer, 1969); (2) en la correlación (Sánchez Soria, 1973; Morillo-Velarde y Meléndez, 1979 y Hernaiz *et al.*, 1998) con una unidad de la Serranía de Cuenca, las Brechas de Buenache de la Sierra (Meléndez, 1971), que actualmente se interpretan bien como el paleokarst que se desarrolla sobre el Dogger previo al depósito del Cretácico Inferior, o bien como paleosuelos, intensamente marmorizados y brechificados que corresponden al Cretácico Inferior (Gómez-Fernández y Meléndez, 1991; Fregenal-Martínez, 1998); (3) o se ha propuesto su equivalencia con facies dolomíticas del Dogger de la Cordillera Ibérica (Sánchez Soria, 1975). Otras propuestas como la de Rey Jorissen y García Rodríguez (1969) que relacionan la sedimentación de la unidad superior de conglomerados calcáreos con la Fm. Arenas de Utrillas, no es válida, ya que entre ambas unidades media una discontinuidad importante y además, en la zona de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica (San Clemente – Tébar), García Abad (1975), Díaz de Neira y Cabra (1998), y Cabra *et al.* (1988) han identificado la presencia de materiales en facies Weald, y hemos comprobado que en San Clemente estos materiales son suprayacentes a la unidad de conglomerados calcáreos.

En la Fig. 12 se han representado las relaciones estratigráficas y paleo-estructurales entre el Cretácico Inferior de la zona meridional de Altomira, la zona de enlace de San Clemente - Tébar, la Serranía de Cuenca, y el norte de Valencia.

Sobre la base de los trabajos de Mas *et al.* (1982), Vilas *et al.* (1982), y Meléndez (1983), el Cretácico Inferior en facies Weald de la Serranía de Cuenca se ha dividido en dos ciclos sedimentarios limitados por discontinuidades regionales, el primero constituido por la Fm. Calizas de la Huérguina y la Fm. Areniscas y Arcillas del Collado, y el segundo por la Fm. Arcillas de Contreras y la Fm. Calizas con Rudistas del Caroch. Recientemente Salas *et al.* (2001) han propuesto una organización secuencial para toda la Cuenca Ibérica para el Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Fig. 12A, J.9-K1.10). Desechamos una posible correlación con las secuencias K1.2 y K1.3 (Fm. Aldea de Cortés) registradas en Valencia, considerando el desarrollo espacial y temporal de la sedimentación (Vilas *et al.* 1982). Si nuestra hipótesis de edad Cretácico Inferior es cierta, aparecen dos posibilidades de correlación entre las unidades de Altomira con las unidades representadas en la Cuenca Ibérica Suroccidental.

La primera hipótesis (líneas de correlación 1, Fig. 12A), supondría la equivalencia de la unidad inferior de calizas y lutitas con las Fms. La Huérguina y El Collado (K1.5-1.7), y que la unidad superior de con-

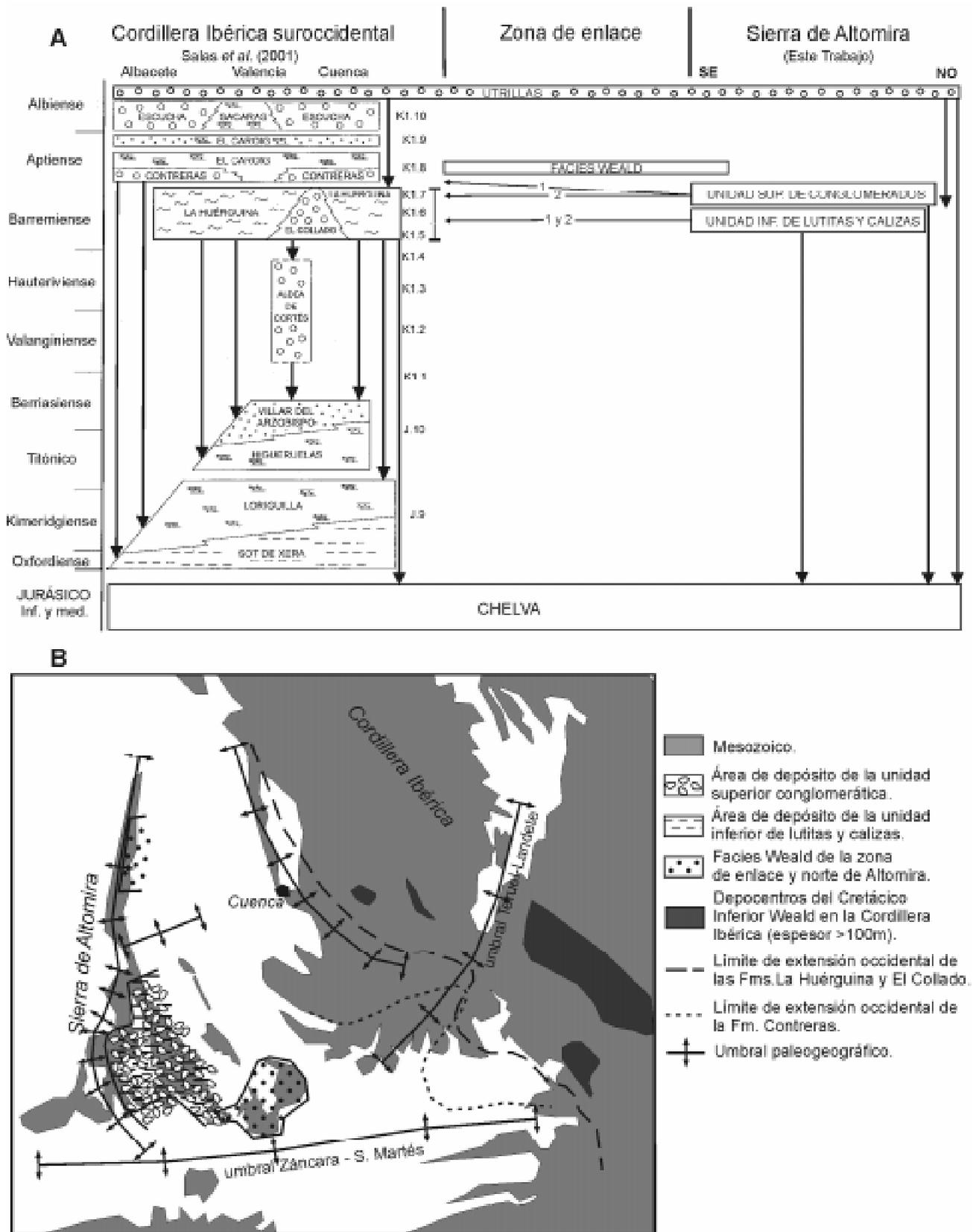


Figura 12.- A) Esquema estratigráfico regional (según Salas *et al.*, 2001) para la Cordillera Ibérica suroccidental, al que se han añadido las dos hipótesis de correlación propuestas en este trabajo, representadas por las líneas 1 y 2. Dado que por el momento no se conoce la edad precisa, tanto de las unidades de Altomira como de las de la zona de enlace, la posición cronoestratigráfica en la figura de estas unidades debe ser considerada en sentido amplio (datos de la zona de enlace extraídos de Díaz de Neira y Cabra, 1998 y Cabra *et al.* 1988). B) Esquema simplificado de los principales elementos paleoestructurales y áreas de depósito de las facies Weald, del sector norte de la Cuenca Ibérica suroccidental durante el Cretácico Inferior (modificado de Mas *et al.*, 1982 y Vilas *et al.*, 1982).

glomerados calcáreos se correlacionaría con la Fm. Contreras.

La segunda hipótesis (líneas de correlación 2, Fig. 12A), considera que ambas unidades de Altomira podrían equivaler únicamente al ciclo La Huérguina – El Collado. La discontinuidad entre las unidades de Altomira supondría un límite de secuencia de rango similar a los que Fregenal-Martínez (1998) reconoce en la Cuesta de las Hoyas de la Serranía de Cuenca, dentro de la Fm. La Huérguina (ver también: Fregenal-Martínez y Meléndez, 2000; y Fregenal-Martínez y Meléndez, 2001).

Una de las claves para resolver esta correlación se encuentra en los materiales wealdenses de la zona de enlace (San Clemente – Tébar) que no se han estudiado en este trabajo. Tomando los datos de Díaz de Neira y Cabra (1998), el contacto entre la unidad conglomerática y las facies Weald arenosas de la zona de enlace parece una discontinuidad, puesto que en San Clemente, ni los conglomerados intercalan areniscas, ni las areniscas intercalan conglomerados calcáreos. Por otro lado, la correlación de los materiales wealdenses de la zona de enlace, no ha sido establecida; preliminarmente, considerando el contexto paleogeográfico regional (Fig. 12B), parecen asimilables a la Fm. Contreras que tiene carácter expansivo.

En el estado actual de conocimientos, no es posible decantarse por alguna de estas opciones, y su resolución requiere mejorar el conocimiento de los materiales wealdenses de la zona de enlace y de sus infrayacentes, definir los rasgos estructurales de esta zona durante el Cretácico Inferior, y aportar datos bioestratigráficos. Al mismo tiempo se plantea una interesante discusión, respecto a la correlación de discontinuidades durante periodos de *rifting*, lo que es por el momento una cuestión abierta para el Cretácico Inferior de la Cuenca Ibérica (ver Salas *et al.*, 2001, Fregenal-Martínez y Meléndez, 2000; y Fregenal-Martínez y Meléndez, 2001)

En cualquier caso, podemos proponer que durante el Cretácico Inferior se desarrolló un dominio paleogeográfico subsidente o subcuenca, en la Sierra de Altomira Meridional y al menos parte de la zona de enlace con la Serranía de Cuenca (Fig. 12B), que fue parcialmente independiente del dominio de la Serranía de Cuenca a partir del umbral Priego – Cuenca – Fuentes – Villar de Humo, y del dominio de Albacete por el umbral Záncara – Sierra Martés. Este dominio de Altomira acomodó los sedimentos detríticos procedentes de la cobertera mesozoica expuesta al oeste, lo cual es coherente con la ausencia de aportes desde el oeste para el ciclo La Huérguina – El Collado en la Cuenca Ibérica Suroccidental (Mas, 1981; Vilas *et al.* 1982; Mas *et al.* 1982; Meléndez, 1983; Meléndez *et al.*, 1989). Este esquema paleogeográfico es, en líneas generales, similar al propuesto para el Triásico por Sopena *et al.* (1988), López-Gómez y Arche (1995), Arche y López-Gómez (1996), y para el Jurásico Inferior por Morillo-Velarde y Meléndez (1979).

Conclusiones

Los materiales recientemente asignados al Cretácico Inferior en la Sierra de Altomira meridional, pueden dividirse en dos unidades litoestratigráficas limitadas por discontinuidades. Hemos denominado a estas unidades: unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas, para la cual se ha interpretado un sistema deposicional de llanura aluvial lutítica – lacustre carbonatado; y unidad superior de conglomerados calcáreos, para la cual se ha interpretado un sistema deposicional de abanicos aluviales.

La unidad inferior de lutitas y calizas dolomíticas se apoya en discontinuidad sobre materiales del Jurásico Inferior-Medio karstificados. Se caracteriza por evolucionar verticalmente desde condiciones predominantemente lacustres, a condiciones de llanura lutítica. Las variaciones de esta evolución general, indican que la progradación de ambientes aluviales sobre lacustres progresa desde el oeste hacia el este. Las modificaciones pedogenéticas de tipo redoximórfico en facies lutíticas han sido de gran utilidad para discriminar subambientes lutíticos, y su evolución vertical es coherente con la evolución de las facies deposicionales.

La unidad superior conglomerática, se compone en la mayor parte del área estudiada por conglomerados masivos, que proceden casi exclusivamente del desmantelamiento de unidades jurásicas; en los sectores nororientales la unidad evoluciona verticalmente incorporando olistolitos, igualmente procedentes de unidades jurásicas. La base de esta unidad es erosiva en sus afloramientos marginales, y paraconforme en la mayor parte de la zona estudiada. Estas características en conjunto han permitido interpretar un sistema deposicional aluvial, ligado a fallas que producen gradientes topográficos fuertes, y una importante inestabilidad tectónica. Cabe destacar la presencia de olistolitos que evidencian esta inestabilidad tectónica, y que no han sido descritos en otros sectores de la Cuenca Ibérica para el Cretácico Inferior. El techo de la unidad superior es una discordancia erosiva, que puede eliminar tanto a la unidad superior como a la unidad inferior, sobre esta discontinuidad se dispone siempre la Fm. Utrillas. Sin embargo, en la zona de enlace Altomira-Ibérica, sobre el techo de la unidad superior se disponen sedimentos de edad Cretácico Inferior en facies Weald, y por encima discordante se dispone la Fm. Utrillas.

La ruptura sedimentaria entre la unidad inferior y la unidad superior, es de origen tectónico y se relaciona con la modificación de la estructura de este sector de la cuenca, que modifica tanto las áreas madre, como las áreas subsidentes.

Puesto que no se han encontrado evidencias bioestratigráficas, solo puede plantearse la edad de las unidades a nivel de hipótesis. El techo del Jurásico en Altomira presenta un paleokarst que podría ser comparable al que se desarrolla en la Serranía de Cuenca. Coincidimos con otros autores en que las facies de la unidad inferior son muy similares a las facies Weald

del Cretácico Inferior de la Serranía de Cuenca. La reestructuración de la cuenca que se deduce de la unidad superior conglomerática puede relacionarse con el periodo de *rifting* reconocido en la Cuenca Ibérica Suroccidental durante el Cretácico Inferior. Se han propuesto dos posibilidades de correlación, sobre la base estratigráfica del Cretácico Inferior de la Cuenca Ibérica Suroccidental.

Independientemente de la correlación, se propone la presencia de un dominio subsidente en la Sierra de Altomira meridional, cuyas pautas estructurales tienen relación con las propuestas por otros autores, tanto para el Cretácico Inferior, como para el Triásico y el Jurásico Inferior.

Agradecimientos

Agradecemos las sugerencias realizadas de los revisores Dr. Gil y Dr. Molina Cámara que han contribuido a la mejora de borrador inicial de este trabajo.

Este trabajo es una contribución del proyecto de investigación BTE2002-04453-C02-02 del Ministerio de Ciencia y Tecnología. Este trabajo se basa parcialmente en el trabajo desarrollado por el primero de los autores durante periodo de investigación de doctorado.

Referencias

- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (1996): Origin of the Permian – Triassic Iberian Basin, central eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- Arias, C. (1978): *Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior del Nordeste de la Provincia de Albacete*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 3. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 299 p.
- Arribas, M.E., Gómez-Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1989): Early diagenetic processes in lacustrine and in related floodplain sediments from the lower Cretaceous (Central Spain). *10th Int. Ass. Sediment. Regional Meeting, Budapest. Hungary, Abstracts*: 3-4.
- Atkinson, C.D. (1986): Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of northern Spain. En: *Paleosols; their recognition and interpretation* (V.P. Wright, Ed.). Princeton University Press. Princeton, 139-179.
- Bartrina, T., Hernández, E. y Serrano, A. (1990): Estudio de subsuelo del Trias salino en la Depresión Intermedia. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. (F. Ortí, y J.M. Salvany, Eds.). ENRESA – Univ. de Barcelona, 232-238.
- Besly, B.M. y Fielding, C.R. (1989): Palaeosols in Westphalian coal-bearing and red-bed sequences, central and northern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70 (4): 303-330.
- Bohacs, K.M., Carrol, A.R., Neal, J.E. y Mankiewicz, P.J. (2000): Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: an Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. En: *Lake basins through space and time*. (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology, 46, 3-34.
- Bown, T.M. y Kraus, M.J. (1987): Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(4): 587-601.
- Buurman, P. (1980): Paleosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. *Sedimentology*, 27: 593-606.
- Cabra, P., Díaz de Neira, J.A., Enrile, A. y López, F. (1988): *Mapa Geológico de España. 1:50.000, hoja nº 717 (Quintanar del Rey)*. IGME, Madrid.
- Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M. y García del Cura, M.A. (1989a): Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70: 199-214.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J.P. (1989b): Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geológica Hispánica*, 24 (3-4): 281-298.
- Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G.; Salas, R. y Villena, J. (1982): Ibérica Central y Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. (A. García, Coord.). Universidad Complutense de Madrid, 273-344.
- Carrol, A. R. y Bohacs, K. M. (1999): Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2): 99-102.
- De Torres, T y Sánchez, A. (1990): Espesores de las facies Keuper en la Rama Castellana del la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. (F. Ortí, y J.M. Salvany, Eds.). ENRESA – Univ. de Barcelona, 212-218.
- Díaz de Neira, J.A. y Cabra, P. (1998): *Mapa Geológico de España 1:50.000. hoja nº 716 (San Clemente)*. ITGE, Madrid.
- Díaz-Molina, M. y Lendínez, A. (1998): *Mapa Geológico de España 1:50.000. hoja nº 633 (Palomares del Campo)*. ITGE, Madrid.
- Dunagan, S.P. (2000): Lacustrine carbonates of the Morrison Formation (Upper Jurassic, Western Interior), East-Central Colorado, U.S.A. En: *Lake basins through space and time*. (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology, 46, 181-188.
- Einsle, G. (1992): *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 628 p.
- Fastovsky, D.E. y McSweeney, K. (1987): Paleosols spanning the Cretaceous-Paleogene transition, eastern Montana and western North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 66-77.
- Fregenal-Martínez, M.A. (1991): *El Sistema lacustre de Las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca): Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 226 p.
- Fregenal-Martínez, M.A. (1998): *Análisis de la cubeta sedimentaria de las Hoyas y su entorno paleogeográfico (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca). Sedimentología y aspectos tafonómicos del Yacimiento de las Hoyas*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 354 p.
- Fregenal, M.A. y Meléndez, N. (1993): Sedimentología y evolución paleogeográfica de la cubeta de Las Hoyas (Cretácico

- Inferior de la Serranía de Cuenca). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 231-256.
- Fregenal-Martínez, M.A. y Meléndez, N. (2000): The Lacustrine Fossiliferous deposits of the Las Hoyas subbasin (Lower Cretaceous, Serranía de Cuenca, Iberian Ranges, Spain). En: *Lake basins through space and time*. (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology, 46, 303-314.
- Fregenal-Martínez, M.A. y Meléndez, N. (2001): Unidades estratigráficas genéticas en el registro continental de la Cuenca de las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca). *Geotemas*, 3(2): 185-188.
- Gaibar-Puertas, C. (1968): Algunas precisiones sobre la litoestratigrafía, el espesor y la edad atribuibles al Mesozoico que apoyado sobre el Keuper y constituyendo el yacente de las capas de Utrillas, aflora en la hoja nº 661 (Villarejo de Fuentes, Cuenca). *Boletín Geológico y Minero*, 79-1: 1-16.
- Gaibar-Puertas, C. y Geyer, O. (1969): Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Triásico Manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 80-1: 1-44.
- García Abad, F. (1975): *Estudio Geológico de la Región del Pantano de Alarcón (Cuenca)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 475 p.
- García, A. (1977): *Jurásico terminal y Cretácico Inferior en la región central de la Provincia de Valencia y noreste de la Provincia de Albacete*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 1. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 334 p.
- GESSAL (1990): *Documentos sobre la geología del subsuelo de España. Año 1990. Tomo III, Tajo (Madrid - Depresión intermedia)*. IGME, Madrid.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. y Janofske, D. (1987): Paleoenvironmental reconstruction of the Weald around Uña (Serranía de Cuenca, Cuenca Province, Spain). En: *Cretaceous of western Tethys. Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium. Tübingen*. (J. Wiedman, Ed.), 239-264.
- Gierlowski-Kordesch, E.H., Gómez-Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1991): Carbonate and coal deposition in an alluvial-lacustrine setting; Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (East-central Spain). En: *Lacustrine facies analysis*. (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.). Special Publication International Association of Sedimentologist, 13, 109-125.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. y Kelts, K.R. (1994): Introduction. En: *Global Geological Record of Lake Basins v.1*. (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). Cambridge University Press, XVII-XXXII.
- Gómez-Fernández, J.C. (1988): *Estratigrafía y sedimentología del Cretácico Inferior en "facies Weald" de la Región Meridional de la Serranía de Cuenca*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 228 p.
- Gómez-Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1991): Rhythmically laminated lacustrine carbonates in the Lower Cretaceous of La Serranía de Cuenca Basin (Iberian Ranges, Spain). En: *Lacustrine facies analysis*. (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.). Special Publication International Association of Sedimentologist, 13, 245-256.
- Gómez, J.J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 4. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 683 p.
- Guimerá, J. y Álvaro, M. (1990): Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalana (Espagne). *Bulletin Société Géologique de France*, 8 (4): 339-348.
- Hernaiz, P.P., Cabra, P. y Solé, J. (1998): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 661 (Villarejo de Fuentes)*. ITGE, Madrid.
- Kraus, M. J. (1987): Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(4): 602-612.
- Kraus, M.J. (1992): Alluvial response to differential subsidence: sedimentological analysis aided by remote sensing, Willwood Formation (Eocene), Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedimentology*, 39: 455-470.
- Lambiase, J.J. (1990): A Model for Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins. En: *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogues*. (B.J. Katz, Ed.). AAPG Memoir, 50, 265-276.
- Lanaja, J. M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME - Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 465 p.
- Lendínez, A. (1998): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 689 (Belmonte)*. ITGE, Madrid.
- López-Gómez, J. y Arche, A. (1995): El Pérmico y el Triásico del Levante español características principales y consideraciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 201-234.
- Martínez Peña, I. (1956): El Sistema Cretáceo en la Mesa Manchega. En: *El Cretáceo en España*. Memorias del IGME, LVII, 161-174.
- Mas, J.R. (1981): *El Cretácico Inferior de la región noroccidental de la Provincia de Valencia*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 8. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 408 p.
- Mas, R., Alonso, A. y Meléndez, N. (1982): El Cretácico basal "Weald" de la Cordillera Ibérica Suroccidental (NW de la provincia de Valencia y E de la de Cuenca). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 309-335.
- Meléndez, F. (1971) *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación con sus posibilidades petrolíferas*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. Publicaciones de la Facultad de Ciencias, Serie A, nº 153 y 154, 245 p.
- Meléndez, N. (1983): *El Cretácico de la región Cañete - Rincón de Ademuz (Provincias de Cuenca y Valencia)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 9. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 242 p.
- Meléndez, N., Meléndez, A. y Gómez, J.C. (1989): *Los sistemas lacustres del Cretácico Inferior de la Serranía de Cuenca. Cordillera Ibérica. IGCP - 219, Comparative Lacustrine Sedimentology in Space and Time*. Guía de Campo. IV Reunión del Grupo Español de Trabajo. 70 p.
- Morillo-Velarde, M. J. y Meléndez, F. (1979): El Jurásico de la Alcarria - La Mancha. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 10: 149-166.
- Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 500 p.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1998a): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2): 57-70.

- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1998b): Cuantificación del acortamiento y estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la Cordillera Ibérica (Sierras de Altomira y Bascuñana). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(3-4): 233-252.
- Olsen, P.E. (1990): Tectonic, Climatic, and Biotic Modulation of Lacustrine Ecosystems – Examples from Newarc Supergroup of Eastern North America. En: *Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogues*. (B.J. Katz, Ed.). AAPG Memoir, 50, 209-224.
- Perucha, M.A., Muñoz Martín, A., Tejero, R. y Bergamín, J.F. (1995): Estudio de una transversal entre la cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, 18: 15-18.
- PiPujol, M.D. y Buurman, P. (1994): The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary Paleosols of the Ebro Basin, NE Spain. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110: 103-113.
- PiPujol, M.D. y Buurman, P. (1997): Dynamics of iron and calcium carbonate redistribution and palaeohydrology in middle Eocene alluvial paleosols of the southeast Ebro Basin margin (Catalonia, northeast Spain). *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134: 87-107.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo para la cuenca del Tajo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, 48 p.
- Racero, A. (1989): Exploración petrolífera en la cuenca del Tajo. En: *VII Cong. Int. de Minería y Metalurgia (Oviedo)*, t. 2: 62 - 81.
- Rey Jorissen, R. y García Rodríguez, J.L. (1969): *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja n° 688 (Quintanar de la Orden)*. 1ª Serie, IGME, Madrid.
- Rust, B.R. (1979): Coarse Alluvial Deposits. En: *Facies models*. (R.G. Walker, Ed.). Geological Association of Canada, Toronto, 9-21.
- 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., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. (P. A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.). Memoires del Musee National de Histoire Naturel, 186: 145-185.
- Sánchez Soria P. (1973) *Estudio Geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid,
- Sánchez Soria, P. (1975): El Jurásico de la Sierra de Altomira y su correlación con los sectores Suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 86 (IV): 21-29.
- Sánchez Soria, P. y Pignatelli García, R. (1967): Notas Geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca – Guadalajara). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 65: 231-240.
- Sanz, M.E., Alonso Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (1995): Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, 42: 437-452.
- Sopeña, A. (1981) *Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el SE de la Meseta*. INYPSA-IGME, 47 p.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Perez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: *Triassic-Jurassic rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins* (W. Manspeizer, Ed.). Developments in Geotectonics, 22. Elsevier, Ámsterdam, 757-786.
- Sopeña, A., Ramos, A. y Villar, M. V. (1990): El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (Prov. de Albacete). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. (F. Ortí y J.M. Salvany, Eds.). ENRESA – Univ. de Barcelona, 224-231.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Beijdorff, C.G., López-Gómez, J. y Cloethingh, S.A.P.L. (1998): Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian – Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*. (A. García, Coord.) Universidad Complutense de Madrid, 457-513.
- Wright, V.P. (1999) Assessing flood duration gradients and fine-scale environmental change on ancient floodplains. En: *Floodplains; interdisciplinary approaches*. (S.B. Marriot y J. Alexander, Eds.). Geological Society Special Publications, 163. London, 279-287.
- Wright, V.P., Taylor, K.G. y Beck, V.H. (2000): The paleohydrology of Lower Cretaceous seasonal wetlands, isle of Wight, southern England. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3): 619-632.

Manuscrito recibido el 27 de noviembre de 2003
Aceptado el manuscrito revisado el 14 de abril de 2004