

## ESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO EN EL SECTOR SURORIENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN (ZARAGOZA)

M.J. Varas Muriel<sup>1</sup>, P. Barba<sup>2</sup> e I. Armenteros<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Química y Geoquímica Ambiental, I.R.N.A.-C.S.I.C., 37071 Salamanca, España*

<sup>2</sup>*Departamento de Geología (Estratigrafía), Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37071, Salamanca, España*

**Resumen:** El relleno sedimentario Mioceno (Ageniense inferior-Vallesiense?) del sector suroriental de la Cuenca de Almazán está formado por dos secuencias deposicionales, definidas a partir de sendas discontinuidades basales y por cambios paleogeográficos mayores que dan lugar a una distribución variable de los sistemas aluviales y lacustres en la región. La discontinuidad inferior representa un evento diastrófico al final del Oligoceno (Ageniense inferior) mientras que la discontinuidad que separa ambas secuencias está situada en torno al límite Ramblense-Aragoniense. Cada secuencia incluye un complejo de sistemas aluviales y lacustres y muestra una tendencia grano y estratodecreciente que finaliza con una retracción aluvial. La evolución sedimentaria está controlada por las pulsaciones tectónicas del borde oriental (Rama Aragonesa) y por la posición de esta parte de la cuenca en la unión de las ramas Aragonesa y Castellana del Sistema Ibérico.

**Palabras clave:** Cuenca de Almazán, tránsito Oligoceno-Mioceno, Mioceno, facies fluvio-lacustres, secuencias deposicionales.

**Abstract:** The Miocene (lower Agenian-Vallesian?) sedimentary infilling of the southeastern zone of the Almazán Basin consists of two depositional sequences which have been defined on the basis of basal unconformities and major paleogeographical changes. These resulted in a changing distribution of the alluvial fan and lacustrine systems throughout the area. The lower unconformity represents a diastrophic event of late Oligocene age (lower Agenian), while the discontinuity separating Lower from Upper Depositional Sequences is upper Ramblian to lower Aragonian in age. Each sequence includes a set of depositional systems consisting of alluvial and lacustrine facies associations, both of which show fining and thinning-upward trends, ending with the shrinkage of the alluvial systems. The architectural evolution of the sedimentary sequences is controlled by tectonic pulses of the eastern border (Aragonian Branch of the Iberian Chain) and by the location of this part of the basin in the junction between the Aragonian and Castilian Branches of the Iberian Chain.

**Key words:** Almazán Basin, Oligocene-Miocene transition, Miocene, depositional sequence, depositional system, alluvial and lacustrine.

Varas Muriel, M.J., Barba, P. y Armenteros I. (1999): Estratigrafía del Mioceno en el sector suroriental de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (1): 63-75.

El área de estudio se localiza en el extremo suroriental de la Cuenca de Almazán, apéndice sureste de la Cuenca del Duero, que separa la Rama Castellana de la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico (Fig. 1).

Los primeros trabajos de cartografía y estratigrafía sobre la sucesión miocena en este sector de la Cuenca de Almazán indican la presencia de tres tipos de facies (conglomerados, areniscas y calizas-yesos) por debajo del primer nivel calizo expansivo en la zona centro-meridional (alrededores de Arcos del Jalón) de la Cuenca de Almazán (Schöder, 1930; Hahne, 1930; Brinkman, 1931; Castells y De La Concha, 1956a, b, 1959; Sánchez de La Torre, 1963); este nivel calcáreo se halla estratigráficamente algo por debajo del nivel equivalente al Páramo Inferior en las Cuencas del Duero y Almazán. Posteriormente, se da una división en tres tra-

mos (Sánchez de La Torre, 1974): 1) tramo inferior formado por conglomerados de clastos carbonatados de abanicos aluviales en los márgenes de la cuenca, que pasan a facies arenosas fluviales y a facies carbonático-yesíferas hacia el centro; 2) tramo intermedio, constituido por facies aluviales siliciclásticas derivadas del zócalo paleozoico del Umbral de Ateca; y 3) tramo superior, formado por las facies calcáreas lacustres que reflejan el primer gran episodio expansivo de la cuenca. En un trabajo de correlación entre las Cuencas de Almazán y Calatayud, se señala la existencia de dos secuencias positivas detrítico-carbonatadas atribuidas al Mioceno medio y superior (Meléndez *et al.*, 1982); por debajo de ambas, se sitúan los materiales miocenos más antiguos que afloran principalmente en el área de trabajo del presente estudio.

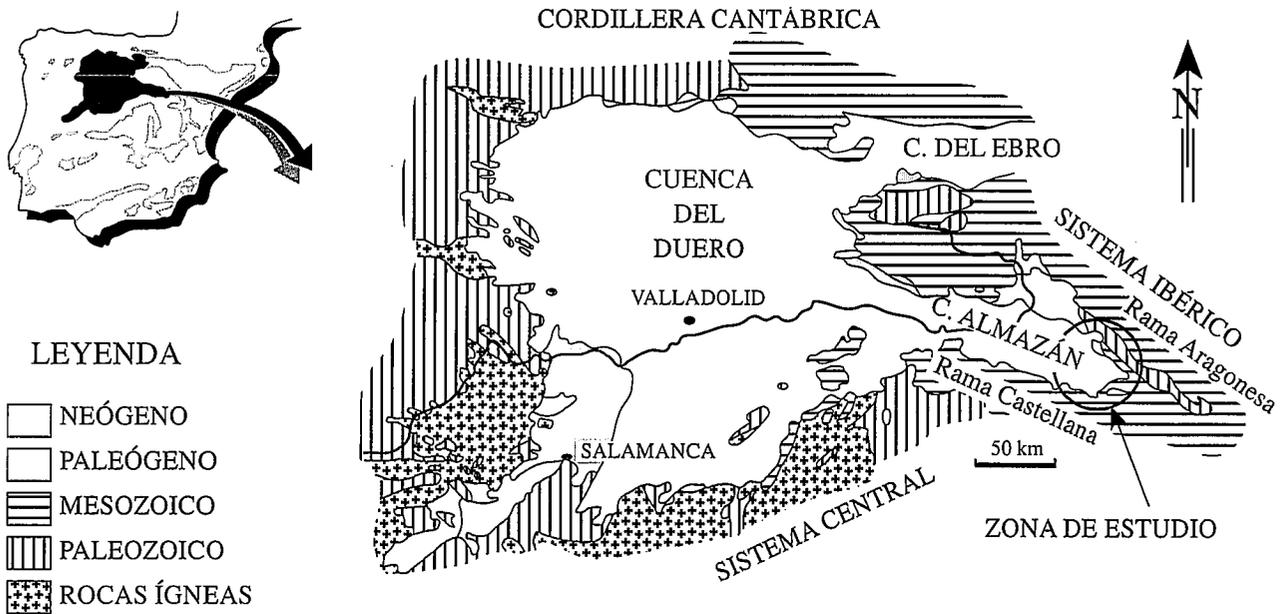


Figura 1.- Localización geográfica y marco geológico de la zona estudiada.

En trabajos más recientes (Armenteros *et al.*, 1989; Lendínez y Martín, 1991; Lendínez, 1991; Bond, 1996) se han propuesto diferentes subdivisiones del Terciario en Unidades Tectosedimentarias (UTS), cuya validez requiere la solución de problemas aún pendientes y más estudios adicionales.

La sucesión miocena estudiada es la única en la Cuenca de Almazán que evidencia la presencia de Mioceno inferior, merced a los yacimientos fosilíferos de Cetina y Ariza. Los restos de vertebrados del yacimiento de Cetina corresponden a la biozona MN2 de Mein (1975), los cuales indican Ageniense superior (Daams, 1976; Sanchíz, 1977; López Martínez *et al.*, 1985; Álvarez Sierra, 1986). Los del yacimiento de Ariza se asignan a la zona Z de Daams *et al.* (1987), dentro del Ramblense inferior (Cuenca, 1991).

Este trabajo tiene como objetivos principales el establecimiento del paso Paleógeno-Neógeno y el estudio de la sucesión estratigráfica miocena, teniendo en cuenta la posición estratigráfica de los yacimientos estudiados y la correlación para el Mioceno medio y superior con el sector más occidental de la Cuenca de Almazán. En esta última área, se sitúa el yacimiento fosilífero de Piquera de San Esteban por debajo de las calizas intermedias (Páramo Inferior) de la Cuenca de Almazán, que ha sido atribuido al Aragoniense superior (biozona MN7 de Mein; Mazo y Jordá, 1994). Otro objetivo del trabajo es el estudio de los sistemas deposicionales y la evolución paleogeográfica miocena para este sector de la cuenca.

### Marco geológico

La Cuenca de Almazán (Fig.1), con una extensión aproximada de 4.150 km<sup>2</sup>, se encuentra delimitada en su borde septentrional por una sucesión jurásico-cretácica de composición silíceo-carbonatada. En su

borde nororiental, está limitada por una sucesión paleozoica, principalmente silícea, a la que se superponen en discordancia las series triásico-cretácicas silíceo-carbonatadas; todo el conjunto se dispone según la estructuras ibéricas NO-SE. En su margen sur, está limitada por relieves jurásico-cretácicos de composición silíceo-carbonatada, que siguen una estructura ONO-ESE.

El origen de esta cuenca y su relleno terciario continental está ligado a la evolución tectónica del Sistema Ibérico durante el régimen compresivo alpino del Paleógeno e inicios del Neógeno (ITGE, 1990; Bond, 1996). Este régimen compresivo ha sido interpretado a partir de dos modelos geotectónicos: a) uno supone la existencia de varias fases tectónicas con diferentes direcciones de esfuerzos (Gómez y Babín, 1973; Capote *et al.*, 1982; Capote, 1983; Álvaro, 1991); y b) el otro trata de explicar todas las estructuras bajo un único mecanismo geotectónico (Guimerá, 1988; Simón, 1990; Maestro y Casas, 1995).

El contacto Cretácico-Terciario es una discontinuidad caracterizada por procesos de alteración (Armenteros, 1989). Posteriormente, durante el Paleógeno superior y Neógeno inferior, tuvo lugar una reactivación tectónica compresiva que dió origen a discordancias progresivas sintectónicas, bien representadas en los materiales terciarios de los márgenes de la cuenca. Debido a esta tectónica, la cuenca subsidie a partir del Eoceno medio-superior hasta el Mioceno mostrando un mayor hundimiento hacia la zona centro y NE (Bond, 1996). Así, a lo largo del borde nororiental, la serie paleógena puede llegar a superar los 2000 m de espesor, y aparecer plegada e incluso invertida junto al Cretácico del borde de la cuenca (Armenteros, 1994), reflejando un carácter de cuenca de antepaís.

La serie miocena supera los 400 m de espesor en el sector suroriental de la cuenca, y se dispone subhorizontal y discordantemente sobre los afloramientos paleógenos y

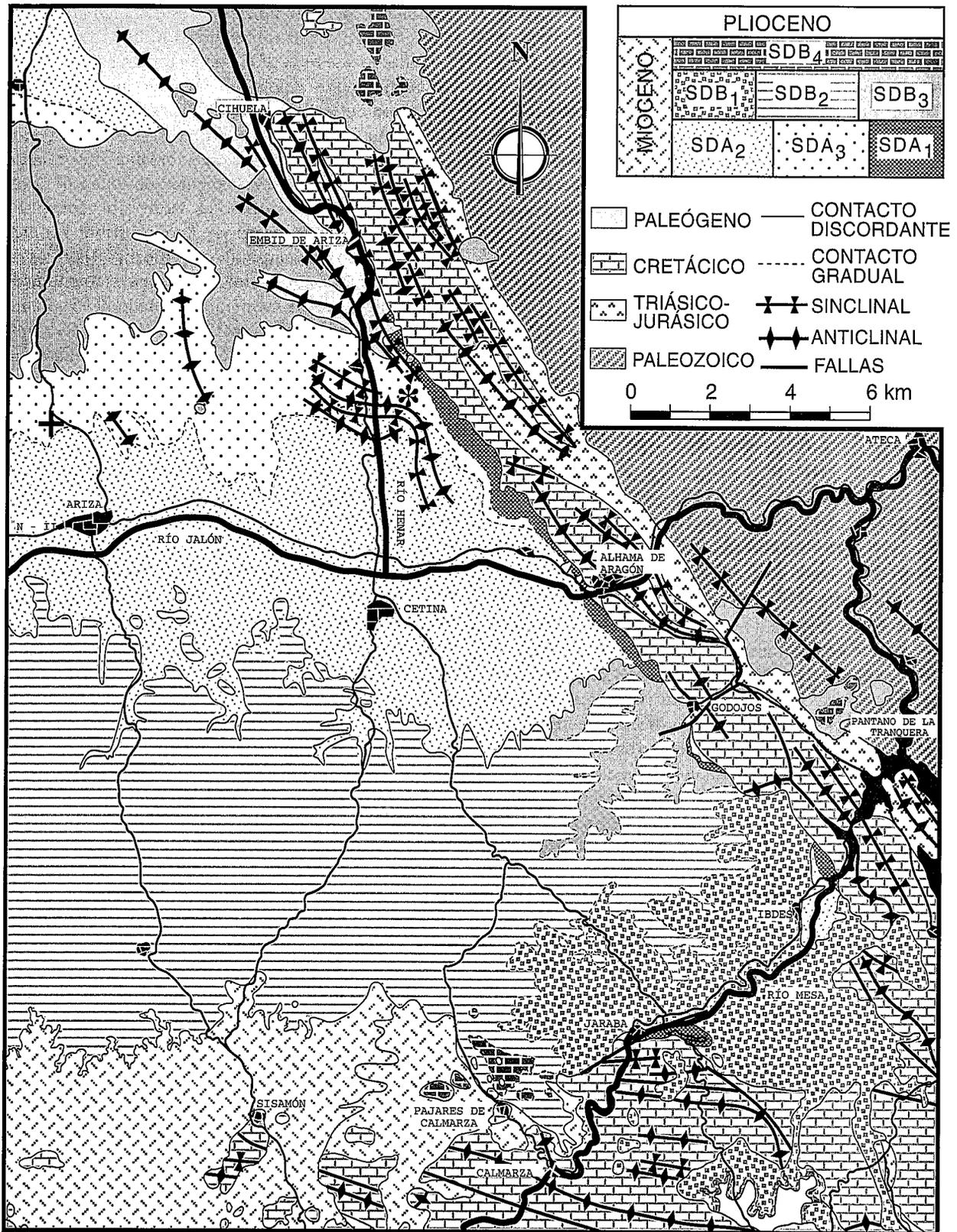
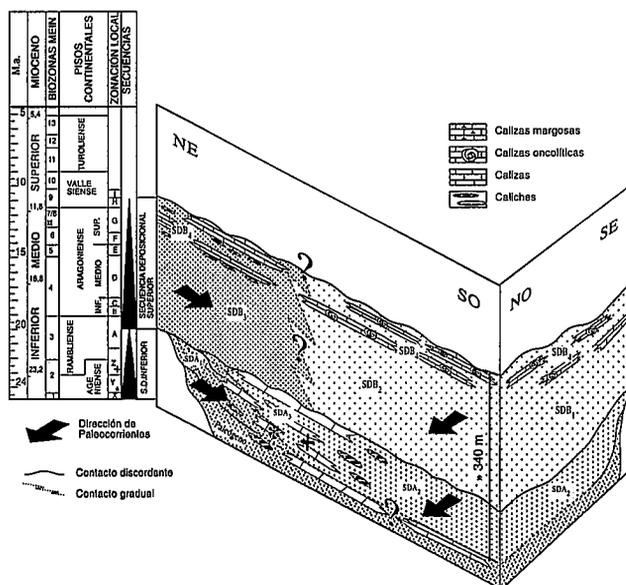


Figura 2.- Mapa geológico del sector suroriental de la Cuenca de Almazán donde se muestran los distintos sistemas deposicionales miocenos: SDA1, SDA2 y SDA3, pertenecientes a la Secuencia Depositional Inferior; y SDB1, SDB2, SDB3 y SDB4, a la Secuencia Depositional Superior. (\*) Localización del yacimiento de Cetina de Aragón. (+) Localización del yacimiento de Ariza.

mesozoicos del borde de cuenca (Adell Argilés *et al.*, 1981; Del Olmo *et al.*, 1983; Del Olmo y Portero, 1983; Lendínez y Ruíz-Fernández, 1991).

**División estratigráfica**

El establecimiento de una organización estratigráfica del Mioceno de la zona se apoya en la di-



**Figura 3.-** Esquema litoestratigráfico del sector suroriental de la Cuenca de Almazán, con los sistemas deposicionales (SD) identificados. Los niveles Y y Z de la zonación local están representados, respectivamente, por los yacimientos de vertebrados de Cetina (\*) y Ariza (+); la biozona MN7 corresponde al yacimiento de Piquera de San Esteban (X).

ferenciación de unidades litológicas, en su disposición espacio-temporal e interpretación sedimentológica y en la presencia de discontinuidades estratigráficas.

Las unidades así caracterizadas se asemejan al concepto de *unidades deposicionales* de la estratigrafía moderna, las cuales se definen como conjunto de materiales depositados bajo unas condiciones genéticas semejantes. Estas unidades no se incluyen en los códigos o guías estratigráficas, pero son consideradas "la herramienta de trabajo fundamental en la reconstrucción genética de las rocas sedimentarias" (Vera, 1994). Entre estas unidades deposicionales se incluyen: la *facies* como la unidad de menor rango, la *asociación de facies* como unidad de rango inmediatamente superior a la facies, el *sistema deposicional* (volumen de materiales depositados bajo unas determinadas condiciones sedimentarias en un mismo medio sedimentario) como unidad superior y, por último, las *secuencias deposicionales* que son las unidades genéticas de mayor rango y agrupan sistemas deposicionales delimitados por discontinuidades (Bosellini *et al.*, 1989). Las secuencias deposicionales son unidades estratigráficas compuestas de una sucesión relativamente conforme de estratos relacionados genéticamente y limitadas a techo y muro por discontinuidades o continuidades correlativas (Mitchum *et al.*, 1977). Se trata de unidades estratigráficas *híbridas*, ya que, por una parte, son unidades limitadas por discontinuidades observables, y por otra parte son similares a unidades cronoestratigráficas al disponerse dentro de un intervalo de tiempo definido (Vera, 1994). Para algunos autores las unidades tectosedimentarias y las secuencias deposicionales son idénticas. Pero los propios autores que definen y usan las UTSs (Pardo *et al.*, 1989) marcan algunas diferencias. En

cualquier caso, el término UTS es de rango igual o inferior al de secuencia deposicional (Vera, 1994), término este último que se va a utilizar en este trabajo.

Siguiendo esta metodología, en la sucesión miocena de la zona estudiada (Fig. 2), se han diferenciado dos secuencias deposicionales (Fig. 3). La Secuencia Depositional Inferior se dispone sobre una discontinuidad que es una discordancia angular en el borde (sector Alhama-Godojos), donde las facies conglomeráticas marginales del Mioceno se apoyan sobre las facies conglomeráticas marginales oligocenas (Fig. 4a). La edad de esta discontinuidad se asigna al Ageniense inferior, dado que se localiza por debajo del yacimiento de Cetina (Ageniense superior).

La Secuencia Depositional Superior está separada de la anterior por una discontinuidad bien marcada en todo el área, siendo una discordancia en los bordes (Godojos e Ibdes) y al norte del río Jalón (Fig. 4b) y, aparentemente, una disconformidad al sur del río Jalón (Fig. 4c). La edad de esta discontinuidad sería Ramblense superior, sin descartar un Aragoniense inferior, dado que se encuentra por encima del yacimiento de Ariza (Ramblense inferior). Esta datación es correlacionable con la discontinuidad intraramblense reconocida en la Cuenca de Calatayud (Calvo *et al.*, 1993). La parte alta de la Secuencia Depositional Superior está datada por correlación con el yacimiento de Piquera de San Esteban (Soria) de edad Aragoniense superior. Este yacimiento se sitúa en la parte más occidental de la Cuenca de Almazán, ligeramente por debajo del primer nivel carbonatado expansivo (Calizas del Páramo Inferior) de edad Vallesiense; es equivalente a los niveles carbonatados que culminan la sucesión estudiada. En resumen, el Mioceno de la zona abarca desde el Ageniense inferior a un posible Vallesiense.

### Secuencias Depositionales: Facies y dispositivos sedimentarios.

La sucesión miocena contiene facies detríticas y carbonatadas que constituyen el registro de sistemas aluviales y lacustres en la proximidad de un frente de sierra. La terminología de facies sigue la clasificación de Miall (1978) y la propuesta de Freytet y Plaziat (1982), con las descripciones microestructurales complementarias de Bullock *et al.* (1985), para las facies carbonatadas (Tabla I).

El reconocimiento de asociaciones de facies y su disposición espacial (Figs. 2 y 3) permite identificar siete sistemas deposicionales dentro de las dos secuencias deposicionales reconocidas.

#### *Secuencia Depositional Inferior* (Ageniense inferior -Ramblense superior)

Está integrada por tres sistemas deposicionales que se interdigitan lateralmente y, en conjunto, definen una megasecuencia grano y estratodecreciente (Fig. 3).

ASOCIACIÓN DE FACIES	FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
ASOCIACIÓN ALUVIAL	Gms	Paraconglomerado calcáreo	Flujos de transporte en masa ( <i>debris flows</i> )
	Gm	Ortoconglomerado mixto con estratificación horizontal difusa	Barras longitudinales y/o depósitos de <i>lag</i>
	Gt	Ortoconglomerado mixto con estratificación cruzada en surco	Relleno de depresiones menores y/o migración de <i>megaripples</i> de cresta sinuosa
	St	Litarenitas con estratificación cruzada en surco	Relleno de depresiones y/o migración de <i>megaripples</i> de cresta sinuosa
	Sl	Litarenitas con estratificación cruzada de bajo ángulo	Relleno de depresiones suaves por corrientes someras y esporádicas bajo un régimen de flujo alto
	Sh	Litarenitas con estratificación horizontal	Relleno de depresiones bajo un régimen de flujo menguante, posterior a episodios de avenida
	Sm	Litarenitas masivas	Relleno de depresiones y/o depósitos de desbordamiento con pérdida de la estructuración por procesos postsedimentarios
	Se	Litarenitas con estratificación cruzada de tipo <i>epsilon</i>	Acreción lateral
	So	Calcarenitas silíceas con alto contenido en estructuras biogénicas	Sistema fluvial de carácter tobáceo
	Fm	Lutitas masivas de color rojo o marrón	Sedimentación por acreción vertical en llanuras de inundación y/o sedimentación a partir de flujos de gravedad ( <i>mud flows</i> )
ASOCIACIÓN LACUSTRE	C	Facies carbonatada de aspecto masivo, nodular o prismático, y microestructura grumoso-peletoidal	Acumulación superficial de carbonato secundario por epigénesis, cementación y/o desplazamiento del material terrígeno original (Caliche)
	Fv	Lutitas verdes masivas	Encharcamiento lacustre terrígeno, previo al establecimiento del sistema lacustre carbonatado.
	M	Margas pardas o verdes	Lacustre con sedimentación mixta
	Cb	Calizas biomicríticas	Lacustre carbonatado somero y estable
	Co	Calizas oncolíticas	Lacustre somero, bien oxigenado y con escasa sedimentación detrítica
	Lg	Lignitos	Medio lacustre marginal y/o somero de tipo pantanoso
	Cp	Calizas nodulizada-brechificadas y grumoso-peletoidales	Palustre y/o lacustre marginal carbonatados

Tabla I.- Descripción e interpretación de facies.

*Sistema Depositional A1* (SDA<sub>1</sub>). Posee una potencia visible de 60 a 100 m, y una extensión de 300 a 900 m en dirección perpendicular al borde cretácico de la Rama Aragonesa (Figs. 2 y 4a).

Al norte de Alhama, aparece discordante sobre la *Unidad detrítica de Mazaterón-Serón de Nágima*, atribuida al Oligoceno superior (Sánchez de Vega, 1988). En otros puntos del margen se encuentra discordante tanto sobre el Paleógeno como sobre el Cretácico de borde. Al sur de Alhama, presenta discordancias progresivas, con buzamientos de 45° en la base y menos de 10° hacia el techo.

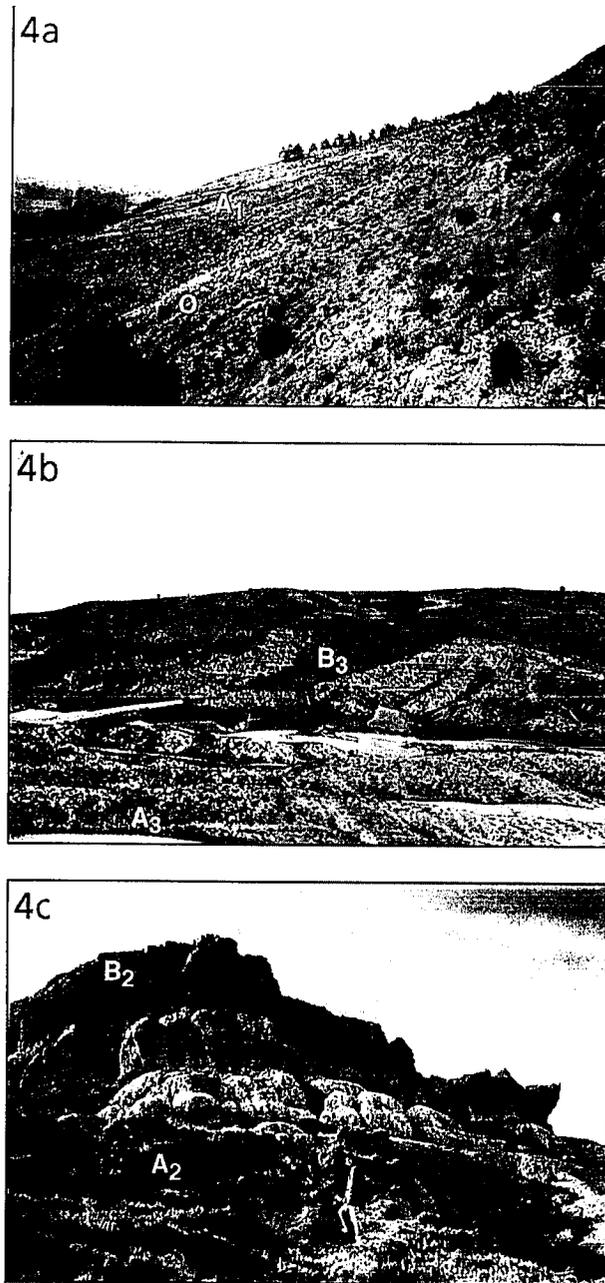
El sistema está constituido por conglomerados de clastos calcáreos masivos (Gms) y lutitas (Fm), procedentes del desmantelamiento del frente cretácico y de las cabeceras de antiguos sistemas aluviales paleógenos adosados a ese frente. La facies Gms domina en las proximidades del borde cretácico en capas amalgamadas. La segunda facies se encuentra representada en posiciones más alejadas del borde donde puede alternar con la anterior, llegando a ser exclusivas. Ambas facies presentan niveles de caliche intercalados.

Este tipo de asociación de facies y la limitada exten-

sión longitudinal del sistema, orlando un borde activo, indican un origen a partir de pequeños abanicos aluviales de pendiente elevada y baja eficacia de transporte (Colombo, 1992) dominados por flujos de sedimento en masa (*debris flows* y *mud flows*) de corto recorrido, alta energía y de carácter episódico (Fig. 7a). La presencia de caliches indicaría un clima con prolongados períodos de sequía.

*Sistema Depositional A2* (SDA<sub>2</sub>). Aflora subhorizontalmente a ambos lados del río Jalón (E-O) con una potencia visible de entre 70 y 120 m (Fig. 2).

El sistema comprende diversas facies detríticas: lutitas arenosas, areniscas mixtas y conglomerados heterométricos y poligénicos. Las facies gruesas (conglomerados y areniscas) aparecen en cuerpos de base canalizada cuyo tamaño disminuye hacia el noroeste y cuyas secuencias más típicas de relleno de canal son: Gm -> Gt -> St -> Sm -> Fm o St -> Sm -> Fm. Las facies Fm son dominantes y presentan abundante bioturbación, rasgos hidromórficos y niveles de caliche (fig. 4c). Estos últimos representan la precipitación de CO<sub>3</sub>Ca en un clima con marcada estación seca y baja tasa de sedimentación en zonas de llanuras de inundación (Leeder, 1975; Goudie, 1983).



**Figura 4.-** a) Discordancia entre el Cretácico superior carbonatado (C, inclinado 60°) y los conglomerados oligocenos (O, inclinados 30°), que, a su vez, aparecen recubiertos discordantemente por los conglomerados del SDA<sub>1</sub> (A<sub>1</sub>, inclinados 18°); Balnearios de Alhama de Aragón. b) Discordancia entre la Secuencia Depositional Inferior (calizas del SDA<sub>3</sub>) y la Secuencia Depositional Superior (facies rojas del SDB<sub>3</sub>) al norte del río Jalón. c) Detalle de la disconformidad entre las Secuencias Depositionales Inferior (perfiles de caliches superpuestos a techo del SDA<sub>2</sub>) y Superior (relleno arenoso-conglomerático de la base del SDB<sub>2</sub>), 2 km al oeste de Cetina.

Este sistema deposicional corresponde a un sistema fluvial trenzado de carga mixta procedente de un área fuente fundamentalmente mesozoica situada al SE (Fig. 7b). Distalmente y hacia el techo presenta cuerpos canalizados con acreciones laterales (barras de meandro) y niveles de caliche, que son muy abundantes en el tránsito al Sistema Depositional A<sub>3</sub>. Las aguas fluviales presentaban un alto contenido en CO<sub>3</sub>Ca disuelto, procedente fundamentalmente del Cretácico carbonatado,

lo cual favorecía la formación de tobas algales (oncooides y construcciones diversas) que también reflejan el tránsito al Sistema Depositional A<sub>3</sub>.

Dentro de este sistema deposicional se reconoce un subsistema de cantos cuarcíticos y facies proximales [Gm → Fm] que proceden de una pequeña salida localizada en el margen suroriental de la Rama Aragonesa, en las proximidades de Godojos (Fig. 7b).

**Sistema Depositional A<sub>3</sub> (SDA<sub>3</sub>).** Se sitúa en la parte más septentrional, al norte del río Jalón, con una potencia visible de 100-140 m (Figs. 2 y 4b). Presenta pliegues de gran longitud de onda (buzamientos de 5° a 15°), salvo en las proximidades del borde Cretácico donde son más apretados. Los ejes tienen dirección NO-SE y/o ONO-ESE. Esta unidad contiene los yacimientos fosilíferos de Cetina de Aragón y Ariza.

Está constituida por facies margoso-carbonatadas (M-Cb-Co-Cp), lignitos (Lg), areniscas (St-Sm-So) y lutitas (Fm). Las facies margoso-carbonatadas son las más importantes y se encuentran formando niveles discontinuos. Su contenido fósil está formado por caráceas, gasterópodos dulceacuícolas, ostrácodos y estructuras algales, siendo de destacar la omnipresencia de foraminíferos reciclados del Cretácico Superior. La facies de lignitos aparece en el área del yacimiento de Cetina, donde los niveles carbonosos están acompañados de restos de mamíferos y micromamíferos que han permitido su datación (Fig. 5). Las facies arenosas constituyen secuencias granodecrescentes sobre superficies erosivas, y son ricas en componentes algales (facies So). Las facies lutíticas de color marrón claro presentan carácter masivo, niveles de encostramiento (caliches) y moteado hidromórfico.

Las tendencias secuenciales Fm → Fv → M → Cb → Cp → Lg, Fm → M → Co y Fm → M → Cp → C, indican la implantación de medios lacustres (M, Cb y Co) sobre llanuras aluviales distales (Fm, Fv), con desarrollo a techo de facies palustres carbonatadas (Cp) y, ocasionalmente, niveles discontinuos de lignitos (Lg). Las calizas con rasgos palustres (brechificación, nodulización, seudomorfo de calcita a partir de yeso intersticial) son las facies más representativas y pasan vertical y lateralmente a facies de caliche (C). En conjunto, representa una sedimentación lacustre somera de naturaleza carbonatada que, eventualmente junto al frente de sierra, da paso a una sedimentación de materia orgánica (facies de lignitos) cuando las aguas del lago cambian desde unas condiciones de pHs ligeramente alcalinos, que favorecen la precipitación de CO<sub>3</sub>Ca, a otras más reductoras y ácidas. Estas últimas pudieran deberse a una mayor producción de electrones y de hidrogeniones en los procesos de reducción químico-biológica y metabolismo anaeróbico ante un exceso de detritos orgánicos en el lago (Dean, 1981). La acumulación de niveles de lignito indicaría etapas con mayor precipitación. En el resto del sistema existe un predominio de medios lacustres carbonatados con

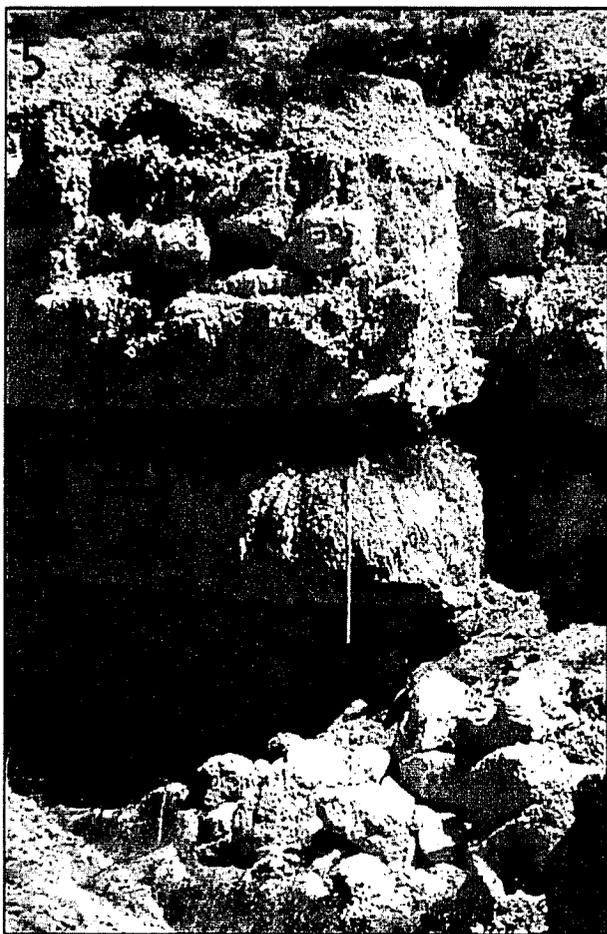


Figura 5.- Superposición de secuencias lacustres carbonatadas somerizantes ( $SDA_3$ ): las dos primeras terminan en facies de lignitos, mientras que la superior termina en facies carbonatadas palustres. Yacimiento de Cetina, al norte del río Jalón y al este del río Henar.

impronta palustre (Fig. 7a). Estos ambientes estarían situados tanto en áreas distales como marginales a los sistemas fluviales procedentes del SE y a los sistemas aluviales del NE.

Asociadas a estas facies lacustres y marginalmente a ellas se desarrollan secuencias de relleno de canal constituidas por facies arenosas mixtas ( $So$ ) que llegan a incluir construcciones algales tobáceas. Representan un sistema fluvial procedente del sureste, de características similares al modelo fluvial trenzado de depósitos tobáceos de aguas frías y dulces (Pedley, 1990).

Las relaciones laterales con los sistemas deposicionales adyacentes pone de manifiesto el carácter expansivo de este sistema deposicional.

#### **Secuencia Deposicional Superior** (Rambliese superior-Vallesiense?)

La Secuencia Deposicional Superior se dispone discordante sobre la Secuencia Deposicional Inferior y está caracterizada por la presencia de nuevos aportes derivados de áreas fuentes paleozoicas, situadas al NE de la región. Esta secuencia está formada por cuatro sistemas deposicionales entre los que existe tránsito lateral y vertical (Fig. 3).

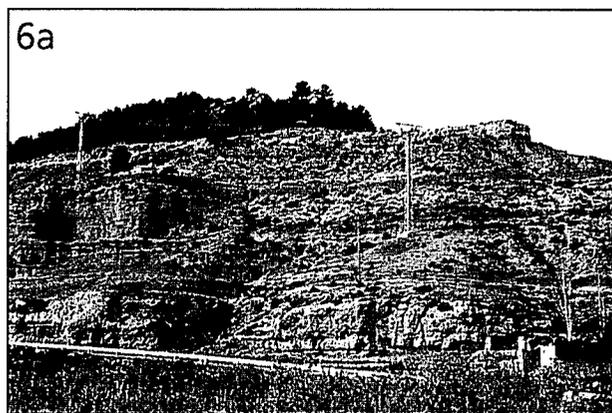
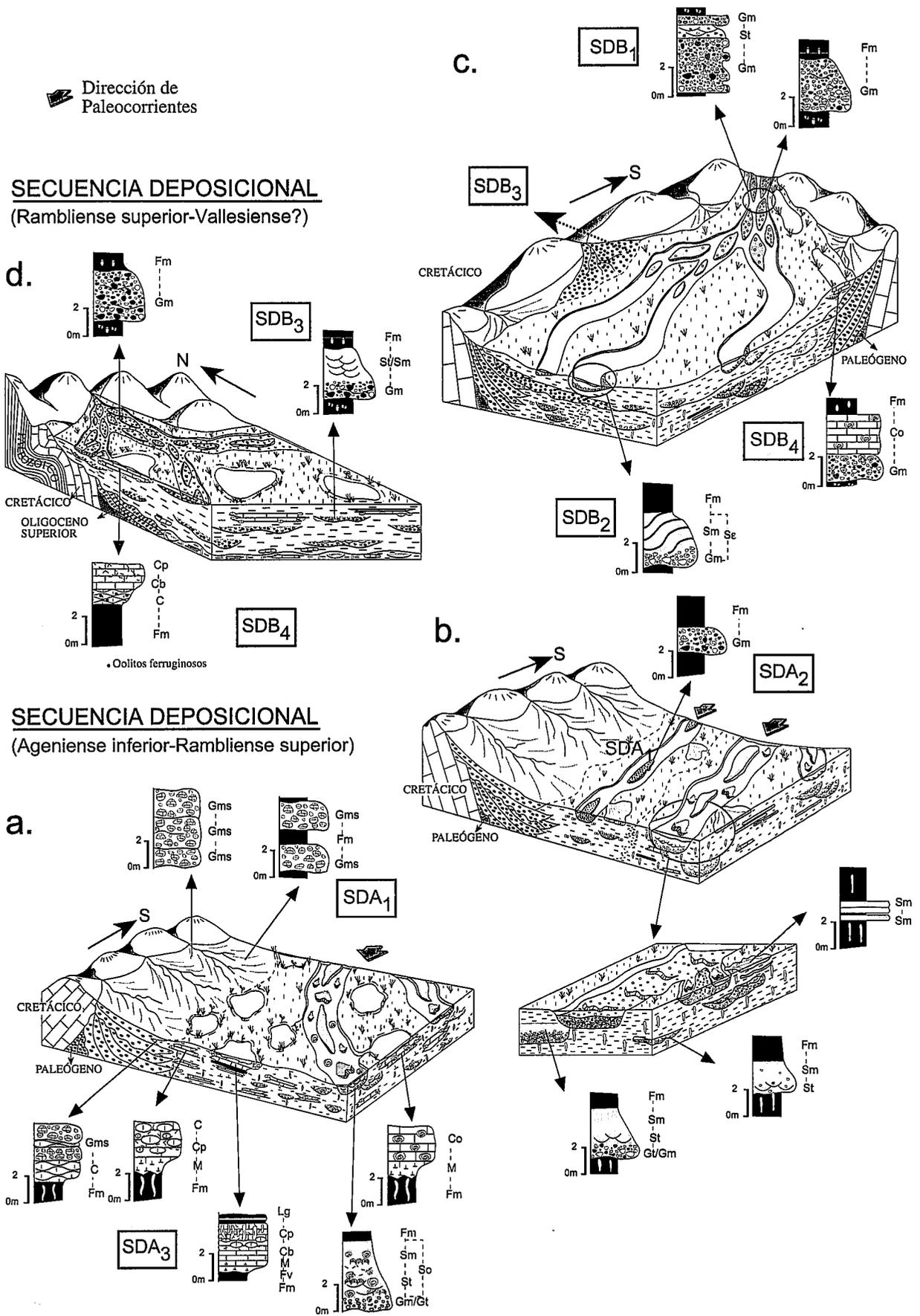


Figura 6.- a) Aspecto general de la sucesión aluvial proximal ( $SDB_1$ , proximidades de Jaraba). b) Acreción lateral en facies aluviales más distales ( $SDB_2$ , en las proximidades de Cetina).

**Sistema Deposicional  $B_1$  ( $SDB_1$ ).** Esta unidad aflora en la parte más suroriental de la Cuenca de Almazán, entre las localidades de Ibdes y Jaraba (Figs. 2 y 6a). Se dispone subhorizontal sobre los materiales terciarios subyacentes próximos al borde y sobre el Cretácico que enmarca el cierre suroriental de la cuenca, y llega a alcanzar los 200 m de espesor.

En la orla marginal predominan las facies conglomeráticas ( $Gm$ ) con intercalaciones lutíticas ( $Fm$ ) y, localmente, areniscas. Los clastos son heterométricos, subangulosos y poligénicos, con un cambio progresivo de carbonatados a silíceos hacia el techo del sistema. Las facies  $Gm$  constituyen extensos cuerpos tabulares de hasta 8 m de espesor, que se relacionan con barras longitudinales desarrolladas en canales de alta relación anchura/profundidad (Fig. 7c). Las facies arenosas abundan hacia las márgenes y parte superior del sistema, formando cuerpos tabulares y/o canaliformes con estratificación o aparentemente masivos debido a la bioturbación y al encostramiento carbonatado. Representan estadios menos energéticos y/o marcos más distales del mismo sistema de canales. La facies  $Fm$ , por su parte, está constituida por lutitas masivas rojas, muy bioturbadas y con nódulos irregulares de carbonato. Reflejan una sedimentación de llanuras aluviales bien drenadas, dada la escasez de rasgos hidromórficos.

Las tendencias secuenciales están representadas por:  $Gm \rightarrow Fm$  o  $Gm \rightarrow St \rightarrow Gm$  (en la base del sistema),  $Sm$



**Figura 7.-** Distribución de facies y paleogeografía de los sistemas deposicionales (SD) que componen la Secuencia Depositional Inferior (a y b) y la Secuencia Depositional Superior (c y d) en el sector suroriental de la Cuenca de Almazán.

-> Sm o Sm -> Fm (en las márgenes del sistema) y Gm -> Sm/St -> Fm (hacia el techo del sistema). En general, este sistema presenta una tendencia grano y estratodecreciente correspondiente a la parte proximal de una red fluvial trenzada procedente del SE (Ibdes-Jaraba; Fig. 7c). Su área fuente evoluciona gradualmente en el tiempo desde más carbonatada (Cretácico superior) a más silíceo (Cretácico inferior y Paleozoico).

*Sistema Depositional B<sub>2</sub>* (SDB<sub>2</sub>). Se localiza al sur del río Jalón con una potencia máxima visible de 200 m y discordante sobre el Sistema Depositional A<sub>2</sub> (Figs. 2, 4c y 6b).

Se caracteriza por la presencia de facies Gm, Sm y Fm. Los conglomerados son heterométricos, subredondeados y poligénicos, aunque hacia el techo del sistema los clastos carbonatados están subordinados a los de composición silíceo. Las facies arenosas aparecen formando cuerpos de base canalizada que internamente presentan acreciones laterales apoyadas sobre un lag basal conglomerático (Fig. 6b). Las facies lutíticas, muy abundantes, son de color rojo y con escasos rasgos hidromórficos y de carbonatación. La secuencia más característica [Gm -> Sm -> Fm] suele incluir acreción lateral (Se) hacia posiciones distales del sistema.

Este sistema constituye el cambio lateral hacia posiciones distales del Sistema Depositional B<sub>1</sub> (Fig. 7c).

*Sistema Depositional B<sub>3</sub>* (SDB<sub>3</sub>). Es un sistema doble que aflora en la mitad septentrional del área estudiada (Cihuela) y en las proximidades de Godojos (ESE), con una potencia visible de hasta 180 m en la primera zona, y 60 m en la segunda (Fig. 2). En esta última zona, aparece subhorizontal, mientras que en la región septentrional presenta una ligera deformación que va desapareciendo progresivamente hacia el techo del sistema. En ambos casos, se dispone discordante sobre el zócalo mesozoico-paleozoico del borde, la sucesión paleógena o la Secuencia Depositional Inferior (Fig. 4b).

Está constituido por conglomerados (Gm), lutitas (Fm) y, en menor medida, arenas (Sm, St, Sh o Sl). Los conglomerados son heterométricos, subredondeados y de naturaleza silíceo (pizarras y cuarcitas paleozoicas, cuarzos reciclados y areniscas mesozoicas) y, en menor medida, carbonatada (calizas y dolomías, principalmente cretácicas). Presenta cuerpos tabulares con alta relación anchura/espesor y bordes poco definidos. Esta facies corresponde a la sedimentación de la carga de fondo en forma barras longitudinales, que fosilizan generalmente un lag basal de gravas [Gm -> Fm]. El hecho de que estos cuerpos presenten gran anchura y bordes poco definidos hace pensar en canales inestables de una red poco jerarquizada.

Las facies Fm (lutitas masivas rojas), ricas en illita (82-64%) heredada, presentan nodulizaciones locales de CO<sub>3</sub>Ca, más desarrolladas en la zona N, donde son marrones y contienen rasgos hidromórficos, hechos que indican un funcionamiento episódico de la sedimentación y la influencia de los relieves carbonatados cretácicos y

paleógenos. Paulatinamente, la influencia del área fuente paleozoica se hace predominante hacia el techo. Las facies arenosas son más frecuentes hacia el techo del sistema reflejando una retracción de éste. La relación anchura/espesor de los cuerpos canalizados se reduce y aumenta el desarrollo de estructuras relacionadas con la migración de *megaripples* de cresta sinuosa sobre los fondos tapizados por gravas [Gm -> St -> Fm].

En definitiva, este sistema deposicional refleja una sedimentación en canales de ríos trenzados de gravas y arenas sobre llanuras aluviales bien drenadas (Figs. 7c y d). Los dos afloramientos del sistema corresponden a aparatos fluviales proximales relacionados con sendas salidas de abanicos aluviales en dichas zonas. Las paleocorrientes indican flujos con una fuerte componente hacia el SO. En conjunto, el sistema desarrolla una megasecuencia grano y estratodecreciente.

*Sistema Depositional B<sub>4</sub>* (SDB<sub>4</sub>). Representa la unidad carbonatada superior y corresponde al último registro sedimentario mioceno en el extremo SE de la Cuenca de Almazán. Aflora en dos áreas distintas: a) margen oriental, donde se dispone horizontal y concordante sobre el SDB<sub>3</sub>, localizándose al ESE de Godojos y al ENE de Cihuela; y b) margen meridional, donde aflora concordante sobre el SDB<sub>2</sub>, en las proximidades de Calmarza, y sobre el SDB<sub>1</sub>, algo más al SE de esta localidad (Fig. 2). Su potencia es de 10 a 15 m en el área oriental de la cuenca, y hasta 30 m en el área meridional.

En ambos afloramientos dominan las facies carbonatadas (Cb, Co y Cp) y, en menor medida, las facies detríticas (lutitas, arenas y conglomerados). En el área de Cihuela aparecen secuencias del tipo Fm -> C -> Cb -> Cp, que representan el paso desde facies aluviales marginales (Fm) a facies carbonatadas relacionadas con una sedimentación lacustre somera (Cb). Ocasionalmente, se desarrollan niveles lignitíferos correspondientes a ambientes lacustres más reductores y con mayor desarrollo de la flora litoral. Las secuencias terminan con facies de exposición (Cp; Fig. 7d).

En el afloramiento de Calmarza, al sur, las facies carbonatadas se desarrollan bien a techo de facies Fm de llanura aluvial, o bien a techo de facies de relleno de canal ricas en estructuras oncolíticas [Gm -> Co -> Fm]. El amplio desarrollo de las facies Co está íntimamente relacionado con aguas muy calcáreas en momentos de baja actividad tectónica del borde y con áreas de baja tasa de aporte aluvial (zonas de sombra de abanicos). Las facies carbonatadas apenas presentan signos de emersión y corresponden a lagos carbonatados someros localizados en las zonas marginales occidentales del gran sistema aluvial existente entre Ibdes y Jaraba, situación que explicaría una recarga hídrica permanente y escasa fluctuación de los niveles lacustres (Fig. 7c).

En general, este sistema deposicional representa un estadio de progresiva expansión de los ambientes lacustres/palustres a costa del retroceso de los sistemas aluviales del SE (SDB<sub>1</sub> y SDB<sub>2</sub>) y del NE (SDB<sub>3</sub>).

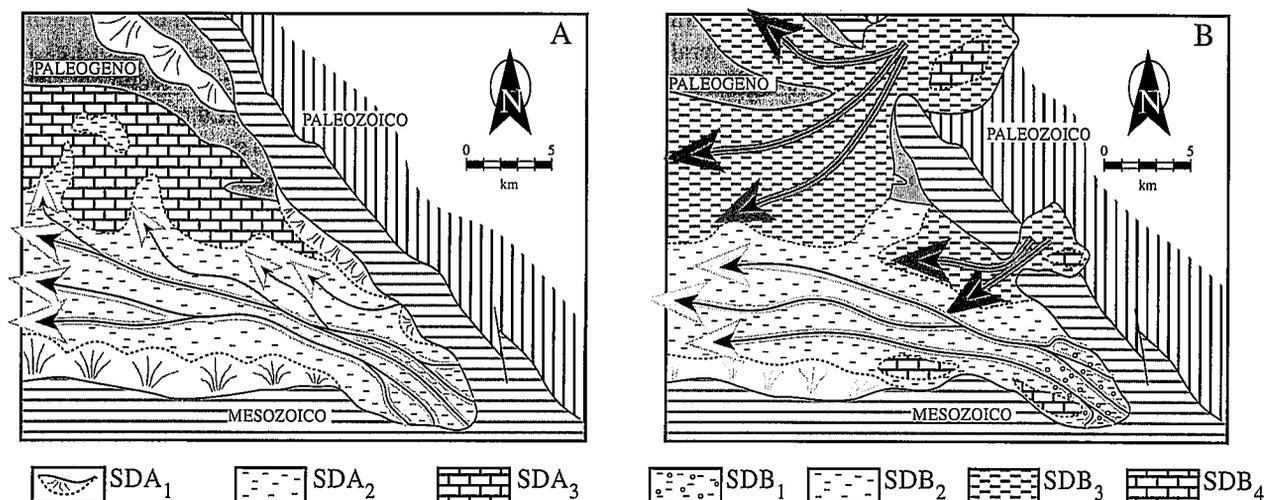


Figura 8.- Esquemas paleogeográficos que muestran la evolución sedimentaria del sector suroriental de la Cuenca de Almazán durante el Mioceno. A) Ageniense inferior-Ramblense superior, B) Ramblense superior-Vallesiense.

### Evolución sedimentaria y paleogeográfica

Los dispositivos sedimentarios al comienzo del Mioceno en la zona de estudio están controlados principalmente por su situación entre las ramas Castellana y Aragonesa. El levantamiento de la segunda desde el Paleógeno fue el principal condicionante de la instalación de los dos sistemas de drenaje que persisten con variaciones durante todo el Mioceno: el sistema transversal de abanicos aluviales enraizado en los relieves del NE; y el sistema longitudinal fluvial que paralelamente a estos relieves discurría hacia el NO/ONO. Las condiciones climáticas, por su parte, experimentaron cambios como lo demuestra la distribución de facies indicadoras de ambientes secos y de otros que, ocasionalmente, eran más húmedos.

El condicionamiento tectónico de la Rama Aragonesa y la progresiva erosión de los frentes de sierra de ambas ramas (áreas fuentes principales) determinaron los aportes y la variación composicional areal y temporal observada en las dos secuencias deposicionales. Estas corresponden a dos etapas paleogeográficas bien definidas (Fig. 8).

Durante la primera etapa (Fig. 8A, Ageniense inferior-Ramblense superior) dominó la red fluvial longitudinal (SDA<sub>2</sub>) procedente del SE con incorporaciones laterales de pequeñas salidas como la de Godojos. El sistema deposicional correspondiente (SDA<sub>2</sub>) presenta una composición predominantemente silíceo, con menor proporción de componentes carbonatados del Cretácico. Este sistema fluvial se desvió posteriormente hacia el ONO a consecuencia de la barrera estructural creada por el levantamiento de las estructuras plegadas mesozoico-paleógenas existentes al norte de la zona de estudio. La desviación facilitó la instauración de sistemas lacustres carbonatados efímeros (SDA<sub>3</sub>) entre el sistema fluvial desviado y la barre-

ra en elevación. Este sistema deposicional también fue afectado por los movimientos compresivos que deformaron los materiales subyacentes. La inestabilidad tectónica existente durante el Oligoceno continuó en el Mioceno inferior y se reactivó al final de éste. Tanto el sistema fluvial como los sistemas lacustres se vieron flanqueados por sistemas de pequeños abanicos aluviales (SDA<sub>1</sub>) que presentan componentes principalmente carbonatados al estar adosados al relieve cretácico carbonatado.

La segunda etapa (Fig. 8B, Ramblense superior-Vallesiense?) comenzó con una reactivación tectónica que originó el desmantelamiento del Paleozoico silíceo del borde oriental de la cuenca (Umbral de Ateca) y de los materiales carbonatados y silíceos del Cretácico en el extremo SE de la misma. Consecuencia de ello, fue la aparición de dos sistemas aluviales de distinta composición litológica, marco estructural y paleocorrientes. El sistema aluvial que procedía del SE (SDB<sub>1</sub> y SDB<sub>2</sub>) representa la reactivación del ya existente durante la primera etapa. Este tendió a encajarse y su cuenca de alimentación remontó, drenando tanto áreas fuentes cretácicas carbonatadas como siliciclásticas, lo que dio lugar a una inversión estratigráfica en los aportes: paso gradual de aportes carbonatados del Cretácico superior a siliciclásticos, principalmente del Cretácico inferior. La orientación del sistema hacia el NO-ONO estuvo condicionada por la persistencia de la barrera estructural en el límite nororiental de la zona de estudio. Mientras tanto, en el margen oriental, se desarrollaron sistemas aluviales (SDB<sub>3</sub>) enraizados en el núcleo paleozoico del Umbral de Ateca, como consecuencia del retroceso de los sistemas y del desmantelamiento durante la primera etapa de los materiales mesozoicos situados en la parte externa de la cadena. Son abanicos aluviales procedentes del NE (Cihuela y Godojos), que se extienden radialmente hacia el oeste, cubriendo discordantemente el Terciario

subyacente. En la zona de Cihuela (al norte), la barrera estructural existente forzó, en un primer momento, la salida del sistema aluvial hacia el NO a lo largo del núcleo sinclinal paleógeno contiguo (Figs. 2 y 8B). En el transcurso de esta etapa, dicha barrera fue superada (por un basculamiento hacia el SO y/o por colmatación del surco sinclinal septentrional) y el sistema fluvial comenzó a salir hacia el SO. Esta salida hacia el SO adquirió mayor importancia con el tiempo hasta el punto de convertirse en una red fluvial bien desarrollada. El final de esta etapa viene marcado por la expansión de los sistemas lacustres/palustres (SDB<sub>4</sub>) y el retroceso de los sistemas aluviales.

Durante la primera etapa (Secuencia Depositional Inferior), las características sedimentológicas, basadas en una mayor abundancia de caliches y de facies palustres con rasgos de déficit hídrico en la cuenca, indican condiciones climáticas con marcados períodos de sequía. En la siguiente etapa, estos períodos serían menos frecuentes y su intensidad decrecería como queda reflejado por la disminución de los niveles de costras y por el desarrollo de medios lacustres con escasez de rasgos palustres (SDB<sub>4</sub>) en la Secuencia Depositional Superior. Sin embargo, la correlación de esta última secuencia con la serie lutítico-margosa (con yesos intersticiales y caliches) del sector centro-meridional de la Cuenca de Almazán (al oeste), en el que se situaba el centro de cuenca, indica que también en esta etapa tuvieron lugar eventos especialmente secos.

## Conclusiones

La sucesión miocena del sector suroriental de la Cuenca de Almazán alcanza los 350 metros de espesor y se dispone discordante sobre la sucesión conglomerática oligocena. Su edad está comprendida entre el Ageniense inferior, por lo que probablemente sus niveles basales representan el tránsito Oligoceno-Mioceno, y un posible Vallesiense a techo (niveles calizos).

Se reconocen dos secuencias deposicionales basadas en la existencia de sendas discontinuidades basales. La discontinuidad inferior es de probable edad Ageniense inferior, debido a la datación (Ageniense superior) del yacimiento de Cetina que se sitúa hacia la parte inferior de la sucesión miocena. La discontinuidad superior separa dichas secuencias deposicionales en torno al límite Ramblense-Aragoniense pudiéndose correlacionar con la discontinuidad intrarramblense de la Cuenca de Calatayud. La Secuencia Depositional Inferior es la única datada como Mioceno inferior (Ageniense inferior-Ramblense superior) en todo el cuadrante suroriental de la Cuenca del Duero. La Secuencia Depositional Superior, situada por encima de esta discontinuidad, se puede correlacionar aproximadamente con la sucesión lutítico-carbonatada que aflora más al oeste, sector centro-meridional de la Cuenca de Almazán, y que termina en un nivel carbonatado equivalente al denominado Páramo Inferior carbonatado en

el resto de la Cuenca de Almazán y del Duero.

La sucesión sedimentaria miocena está formada por asociaciones aluviales (facies de abanicos aluviales, ríos trezados y/o meandriformes y llanuras aluviales) y lacustres carbonatadas someras, que presentan localmente abundantes intercalaciones de caliches. A lo largo de la evolución paleogeográfica del registro mioceno persiste la misma dirección de paleocorrientes en los sistemas fluviales procedentes del cierre de cuenca. La dirección general de paleocorrientes hacia el NO está de acuerdo con el paleodrenaje general de la Cuenca de Almazán durante el Mioceno. Este sistema fluvial longitudinal estuvo flanqueado por una orla de abanicos aluviales en la margen nororiental de la zona, que muestran notable desarrollo (SDB<sub>3</sub>) durante el depósito de la Secuencia Depositional Superior. Las calizas situadas a techo de ésta representan un sistema lacustre expansivo.

Las características paleoclimáticas reflejan un clima moderadamente cálido con etapas secas, especialmente representadas en la Secuencia Depositional Inferior, e indicadas por la presencia de facies palustres carbonatadas, caliches y, más localmente, yesos intersticiales. La abundancia de construcciones tobáceas fluvio-lacustres en algunos niveles y la presencia ocasional de lignitos indicarían etapas con mayor pluviometría.

Este trabajo ha sido financiado mediante el Proyecto PB-95-0106-CO2-O1/2. Los autores agradecen a los doctores L. Cabrera y A.M. Alonso, así como al editor, Dr. J.P. Calvo, las inestimables sugerencias que han contribuido a mejorar significativamente el manuscrito original.

## Bibliografía

- Adell Argilés, F., Bascones Alvira, L., Martínez Alvarez, F. y Tena-Dávila Ruiz, M. (1981): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja n° 463, (Milmarcos) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Aguirre, E., Hoyos, M., Mensua, S., Morales, J., Pérez González, A., Quirantes, J., Sánchez de La Torre, L. y Soria, M.D. (1974): Cuenca del Jalón. *Coloquio Internacional sobre la bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Guía 1.10, Madrid, 13-31.
- Álvarez Sierra, M.A. (1986): *Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia, Mammalia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 346 p.
- Álvaro, M. (1991): *Tectónica y memoria explicativa de la Hoja n° 40, (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000*. I.T.G.E., Madrid.
- Armenteros, I. (1989): Alteración del sustrato y encostramientos carbonatados ligados a la discontinuidad Cretácico-Terciaria en el borde E del Sistema Ibérico Central (España). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, Vol. Esp. 5: 13-54.
- Armenteros, I., Dabrio, C.J., Guisado, R. y Sánchez de Vega, A. (1989): Megasecuencias sedimentarias del Terciario del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, Vol. Esp. 5: 107-127.

- Armenteros, I. (1994): Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria): Geología del Yacimiento de Mazaterón. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 29: 145-156.
- Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE. Spain. En: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). World and Regional Geology, 6. Cambridge University Press, 203-213.
- Bosellini, B.B., Mutti, E. y Ricci-Lucchi, F. (1989): *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografico-Editrice Torinese (UTET), Torino, 395 p.
- Brinkmann, R. (1931): Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España (Trad. esp. por Gómez de Llarena, J.). *Publ. Extr. Geol. España*, t. IV: 305-434. Madrid, 1948.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. y Tursina, B. (1985): *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, 152 p.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agusti, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 29-40.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J.J., Sánchez de La Torre, L., Ruiz, P., Rossell, J., Sopena, A. y Yébenes, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el Terciario noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geol. Min.* 5, 290 p.
- Capote, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*, t. II. I.G.M.E., 108-120.
- Castells, I. y De la Concha, S. (1956a): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 462 (Maranchón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Castells, I. y De la Concha, S. (1956b): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 434 (Barahona) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Castells, I. y De la Concha, S. (1959): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 435 (Arcos de Jalón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Colombo, F. (1992): Abanicos aluviales. En: *Sedimentología*, vol. I (A. Arche, coord.). Nuevas Tendencias. C.S.I.C., 143-218.
- Cuenca, G. (1991): Los primeros mamíferos ramblenses (Mioceno inferior) de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Geogaceta*, 10: 42-45.
- Daams, R. (1976): Miocene rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. Zaragoza) and Buñol (prov. Valencia), Spain. *Konink. Nederl. Akad. Wet. Proc.*, B, 79(3): 152-182.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Álvarez Sierra, M.A. (1987). Ramblian; a new stage for continental deposits of early miocene age. *Geol. Mijnb.*, 65: 297-308.
- Dean, W.E. (1981): Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. *SEMP Spec. Publ.* 31, 213-231.
- Del Olmo, P., Hernández, A. y Aragonés, E. (1983). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 437 (Ateca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Del Olmo, P. y Portero, J.M. (1983). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 464 (Used) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sediment.*, 12, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägale u Obermiller), Stuttgart, 213 p.
- Gómez, J.J. y Babín, R.B. (1973): Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, prov. de Valencia). *Estudios Geol.*, 29: 381-388.
- Goudie, A.S. (1983): Calcrete. En: *Chemical Sediments and Geomorphology* (A.S. Goudie y K. Pye, Eds.) Academic Press, London, 93-131.
- Guimerá, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalan*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 600 p.
- Hahne, C. (1930): Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona (Trad. esp. por San Miguel de La Cámara, M.). *Publ. Extr. Geol. España*, t. II: 51-98. Madrid, 1943.
- I.T.G.E. Ed. (1990). *Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España*. Tomo V. Duero-Almazán.
- Leeder, M.R., (1975): Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, 112, 257-270.
- Lendínez, A. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 435 (Arcos de Jalón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.T.G.E., Madrid.
- Lendínez, A. y Martín, D. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 436 (Alhama de Aragón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.T.G.E., Madrid.
- Lendínez, A. y Ruiz-Fernández, V. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 408 (Torrijo de la Cañada) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.T.G.E., Madrid.
- López Martínez, N., Agusti, J., Cabrera, L., Calvo, J.P., Civis, J., Corrochano, A., Daams, R., Díaz, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martínez, J., Morales, J., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C. y Torres, T. (1985): Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, 70: 383-391.
- Maestro González, A. y Casas Sainz, A.M. (1995): Fracturación y estado de esfuerzos durante la comprensión terciaria en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España* 8(3): 193-214.
- Mazo, A.V. y Jordá Pardo, J.F. (1994): Los Proboscídeos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.*, 50: 239-245.
- Mein, P. (1975): *Résultats du groupe de travail des vertébrés*. Report on Activity of de R.C.M.N.S. Working Groups (1971-1975), Bratislava, 77-81.
- Meléndez, A., Pardo, G., Pendón, J.G. y Villena, J. (1982): Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno Superior. *Temas Geológico Mineros*, 6, Parte IIª, IGME, 415-429.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, 597-604.
- Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 2: The Depositional Sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. En: *Seismic Stratigraphy* (C.E. Pauton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 53-62.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los

- conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-220.
- Pedley, H.M. (1990): Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedim. Geology*, 68: 143-154.
- Sánchez de La Torre, L. (1963): Borde Mioceno en Arcos de Jalón. *Estudios Geol.*, 19: 109-136.
- Sánchez de La Torre, L. (1974): La Cuenca de Almazán. *Coloquio Internacional sobre bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Libro Guía (Aguirre, E. y Morales, J., Eds.). Madrid, 244 p.
- Sánchez de Vega, A. (1988): *Sedimentación continental terciaria del sector suroriental de la Cuenca de Almazán*. Tesis Licenciatura, Fac. Cienc. Univ. Salamanca (Inédita), 130p.
- Sanchíz, F.B. (1977): Catálogo de los anfibios fósiles de España. *Acta Geol. Hisp.*, 12(4/6): 103-107.
- Schröder, E. (1930): La zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas Hespéricas (Trad. esp. por San Miguel de La Cámara, M.). *Publ. Extr. Geol. España*, t. IV: 235-294. Madrid, 1948.
- Simón, J.L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Coferencia. Geogaceta* (8): 123-129.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Rueda, Madrid, 806 p.

*Manuscrito recibido el 25 de Mayo de 1998*

*Aceptado el manuscrito revisado el 8 de Febrero de 1999*