

# LOS SISTEMAS ALUVIALES OLIGO-MIOCENOS DEL MARGEN NORTE DE LA CUENCA DEL EBRO: CARACTERIZACIÓN SEDIMENTARIA Y SÍNTESIS PALEOGEOGRÁFICA.

A. Luzón Aguado, A. González Rodríguez.

*Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza, (aluzon@unizar.es).*

**Resumen:** En este trabajo se describen los principales rasgos sedimentológicos de los depósitos detríticos que afloran en una amplia zona del sector septentrional de la Cuenca del Ebro (zona central) y se caracterizan los sistemas deposicionales que representan. Mediante el establecimiento e interpretación de las litofacies presentes, se deduce que en la zona de estudio existen depósitos propios de sistemas de abanicos aluviales y aluvio-fluviales, procedentes de los Pirineos. El análisis de las relaciones que guardan entre sí estas litofacies, unido a una correlación detallada mediante el seguimiento de líneas de capa y al reconocimiento de los dispositivos geométricos que afectan a los materiales, permite conocer cómo fue la evolución paleogeográfica de este sector durante el periodo de tiempo que abarca desde el Oligoceno inferior al Mioceno Inferior y comprobar que los abanicos aluviales experimentaron varias etapas de progradación y retrogradación relacionadas con el contexto tectónico existente.

**Palabras clave:** Cuenca del Ebro, Oligoceno-Mioceno, Sedimentología, Paleogeografía.

**Abstract:** The paleogeographic framework of the northern Ebro Basin during the Oligocene and Miocene was characterised by the development of alluvial systems with source area in the Pyrenees, which passed into broad carbonate or saline lacustrine central areas. Pyrenean tectonic activity was the dominant control on the paleogeographic evolution of this sector of the basin. The sedimentological analysis of the detrital rocks outcropping in the central sector of the northern Ebro basin allows to identify two type of alluvial systems: alluvial fans and fluvial fans. The former presented a radius lesser than 5 km and a fast transition from proximal to distal zones; their source areas were located in the southernmost Pyrenean areas. In contrast, the fluvial fans presented a larger radius and a smooth transition from proximal to distal areas; their source areas also comprise most internal zones of the Pyrenees. The stratigraphic analysis of these rocks points out that the alluvial systems evolution was mainly controlled by tectonics. During the episodes of tectonic uplift in the Pyrenees progradation of the alluvial systems was recorded. In contrast, episodes of tectonic calm resulted in retrogradation of these systems.

**Key words:** Ebro Basin, Oligocene-Miocene, Sedimentology, Paleogeography.

Luzón, A. y González, A. (2003): Los sistemas aluviales Oligo-Miocenos del margen norte de la Cuenca del Ebro: caracterización sedimentaria y síntesis paleogeográfica. *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (3-4): 239-256

El esquema paleogeográfico de la Cuenca del Ebro entre el Oligoceno inferior y el Mioceno Inferior queda determinado tanto por el carácter endorreico de la misma como por su contexto tectónico. Durante este tiempo existieron ambientes sedimentarios de carácter exclusivamente continental y los tres márgenes de la cuenca (Pirineos, Cordillera Costero Catalana y Cordillera Ibérica) actuaron como áreas fuente de sistemas aluviales y aluvio-fluviales. Estos sistemas aportaron agua y sedimentos hacia las zonas centrales de la cuenca, donde se desarrollaron lagos someros de tipo carbonatado o evaporítico (Quirantes, 1978; Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Hirst, 1983; Nichols, 1984; Cabrera *et al.*, 1985; Cabrera y Colombo, 1986; Hirst y Nichols, 1986; González, 1989; Pérez, 1989; Muñoz,

1992; Arenas, 1993; Villena *et al.*, 1996a y b; Muñoz y Casas, 1997; Arenas y Pardo, 1999; Luzón, 2001; Luzón y González, 2000; Muñoz *et al.*, 2002).

Los materiales detríticos que afloran en el sector más septentrional de la Cuenca del Ebro se depositaron en sistemas de abanicos aluviales y aluvio-fluviales procedentes exclusivamente de los Pirineos. La actividad tectónica registrada en esta cadena durante el Terciario condicionó en gran medida la localización y evolución de tales sistemas (Riba *et al.*, 1983; Puigdefàbregas *et al.*, 1986, 1992; Arenas, 1993; Arenas *et al.*, 2001; Luzón, 2001; Muñoz *et al.*, 2002). Así, es posible admitir que, en general, durante las etapas de máxima deformación tectónica los sistemas aluviales progradaron hacia el centro de

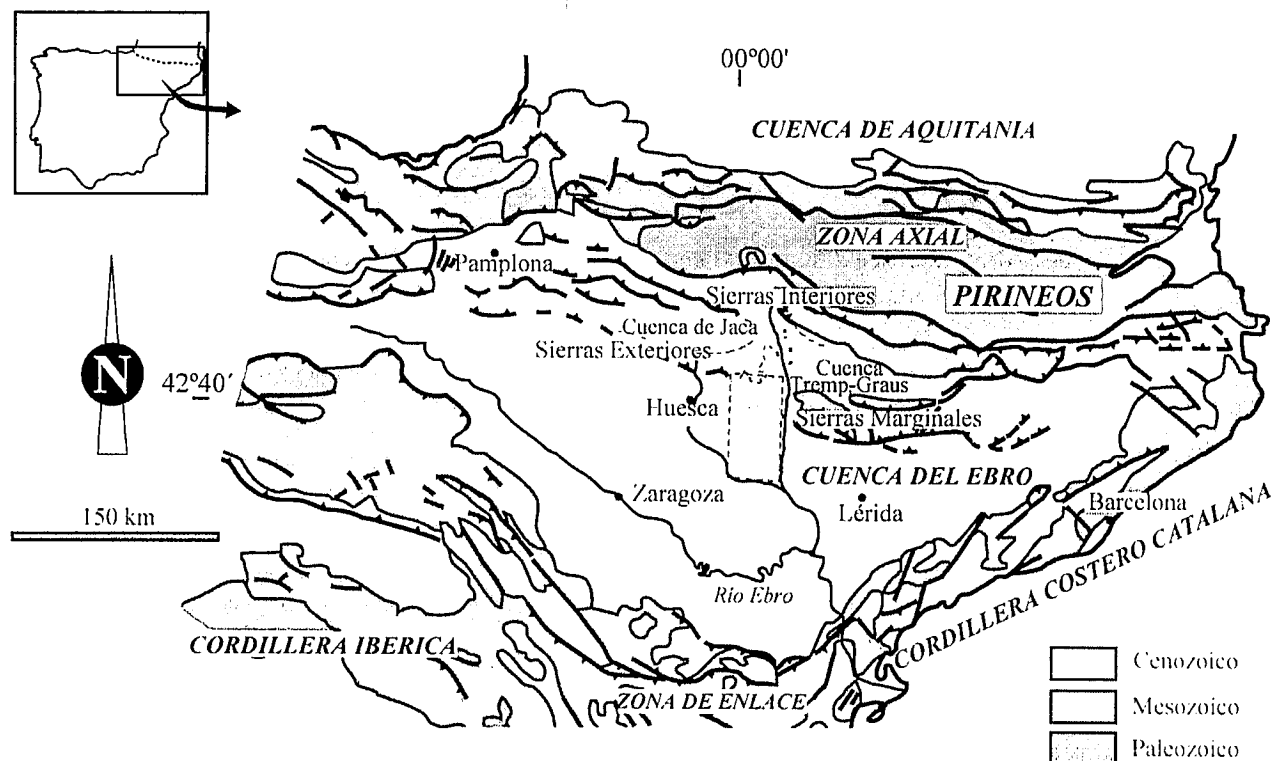


Figura 1.- Marco geológico en el que se enmarca la zona de estudio.

la cuenca y durante las etapas de mínima deformación los sistemas aluviales retrogradaron.

El objetivo de este trabajo es la descripción de los principales rasgos sedimentológicos de los depósitos que afloran en una amplia zona del sector septentrional de la Cuenca del Ebro (zona central) y la caracterización de los modelos sedimentológicos representativos. Asimismo, basándonos en un seguimiento detallado de líneas de capa en fotogramas aéreos (escalas 1:18.000 y 1:33.000) que ha permitido realizar una correlación detallada, se ha establecido cómo fue la evolución paleogeográfica de la zona entre el Oligoceno inferior y el Mioceno Inferior.

### Marco geológico y Estratigrafía

El área estudiada se localiza en la mitad septentrional del sector central de la Cuenca del Ebro (Fig. 1), ocupando el sureste de la provincia de Huesca. La Cuenca del Ebro es la mayor cuenca Cenozoica del noroeste de la Península Ibérica, y su evolución geodinámica ha estado controlada por la flexión ligada a la estructuración del orógeno pirenaico, que constituye su margen norte, y por el desarrollo de las cadenas Catalana e Ibérica que representan, respectivamente, sus márgenes oriental y meridional (Séguret, 1972; Guimerà y Alvaro, 1990; Zoetemeijer *et al.*, 1990; Casas, 1992). La Cuenca del Ebro se corresponde con la última cuenca de antepaís surpirenaica (Puigdefàbregas *et al.*, 1992) y presenta un relleno sedimentario asimétrico con los mayores espesores adosados a su margen norte (Riba *et al.*, 1983). Más en detalle, el sector estudiado se sitúa inmediatamente al sur de la zona de conexión

entre las Sierras Exteriores y Marginales, que representan los accidentes más meridionales de la zona surpirenaica. Estas sierras están integradas por un conjunto de pliegues y cabalgamientos que se emplazaron entre el Eoceno medio y el Mioceno afectando a materiales de la cobertera que abarcan desde el Triásico Medio al Mioceno Inferior. Por otra parte, los materiales que se analizan en este trabajo están afectados en el área más septentrional por estructuras que muestran direcciones congruentes con las del resto del Pirineo (Martínez Peña y Pocoví, 1988; Senz y Zamorano, 1992; Millán *et al.*, 2000).

Los materiales aflorantes en este sector forman parte de tres unidades litoestratigráficas (Figs. 2 y 3). La inferior, la Fm. Barbastro, que no es objeto del presente estudio, es predominantemente evaporítica y margosa y se considera que se depositó entre el Priaboniense medio-superior y el Estampiense medio (Quirantes, 1978; Senz y Zamorano, 1992). Representa el desarrollo de un gran sistema lacustre de tipo salino que marca el paso al endorreísmo en el ámbito surpirenaico central (Riba *et al.*, 1983; Hirst, 1983; Muñoz *et al.*, 2002). Sobre ella, y ocupando la mayor parte del sector septentrional de la cuenca, se reconoce un conjunto predominantemente lutítico-arenoso incluido en las formaciones Peraltilla y Sariñena. La Fm. Peraltilla fue definida por Crusafont *et al.* (1966), se apoya sobre la Fm. Barbastro y su base se interdigita con el techo de ésta (Luzón, 2001). A pesar de estar predominantemente constituida por una alternancia de lutitas y areniscas, en la base de la Fm. Peraltilla se localiza, en gran parte de la zona, un conjunto predominantemente calcáreo (Larragán, 1949; Quirantes, 1978; Reille, 1971; Garrido Megías,

1972) que fue denominado por Álvarez Sierra *et al.* (1987) "calizas de Peraltilla". Hacia el noroeste de Abiego y al sureste de la localidad de Peraltilla las calizas desaparecen por cambio lateral hacia depósitos detríticos finos, si bien en sectores localizados fuera del ámbito de nuestro estudio (hacia el este y el noreste) existe un tramo calcáreo de características semejantes en idéntica posición estratigráfica (Macías *et al.*, 1986-87; Senz y Zamorano, 1992). Por otra parte, y tal y como ya indicó Garrido Megías (1972, 1973), localmente bajo estas calizas, aparece un tramo de brechas constituido por elementos de caliza del Cretácico Superior y del Paleoceno. Los depósitos proximales equivalentes a la Fm. Peraltilla quedan bajo el límite de afloramiento en el sector estudiado. La Fm. Sariñena, que se localiza estratigráficamente sobre la Fm. Peraltilla, fue definida por Quirantes (1978); algunos autores la denominan Fm. Uncastillo (Puigdefàbregas, 1975; Riba *et al.*, 1972; 1980; Arenas *et al.*, 2002). Presenta unas características litológicas similares a las de la Fm. Peraltilla (alternancia de lutitas y areniscas), si bien hacia el borde de la cuenca se reconoce una potente sucesión predominantemente conglomerática con intercalaciones de areniscas y lutitas. En el área que nos ocupa no se ha detectado una relación lateral entre las formaciones Peraltilla y Sariñena. Todos estos materiales detríticos representan la sedimentación en sistemas de abanicos aluviales y aluvio-fluviales de procedencia norte que han sido incluidos en el Sistema fluvial de Huesca y en los abanicos de Sta. Cilia y Vadiello (Hirst, 1983; Hirst y Nichols, 1986; Nichols y Hirst, 1998; Luzón, 2001).

En este sector tan sólo se han localizado hasta la fecha dos yacimientos de vertebrados: Peraltilla y Sta. Cilia (Figs. 2 y 3). El primero (Álvarez Sierra *et al.*, 1987, 1990) está situado en la base de la Fm. Peraltilla y proporciona una edad Oligoceno inferior (biozona MP23). El segundo (Crusafont *et al.*, 1966) se localiza

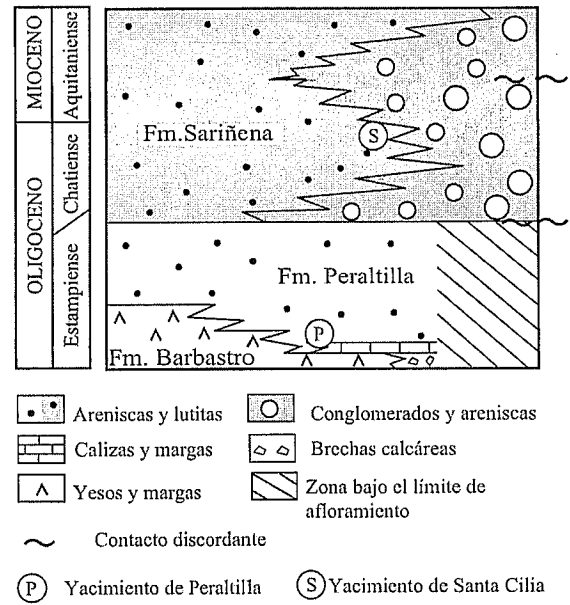


Figura 3.- Relaciones estratigráficas entre las unidades litoestratigráficas presentes en la zona.

hacia la parte intermedia de la Fm. Sariñena y fue asignado por Álvarez Sierra *et al.* (1987, 1990) al tránsito Oligoceno-Mioceno (biozona local X, ó MN1 según Cuenca *et al.*, 1992). La localización exacta de estos yacimientos dentro de la sucesión estratigráfica y el seguimiento detallado de líneas de capa realizado hacia sectores más meridionales de la cuenca dónde existe un mayor número de yacimientos (Cabrera, 1983; Agustí *et al.*, 1988; 1994; Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1989, 1992; Cuenca, 1991; Cuenca y Canudo, 1991), permiten asignar los materiales que se localizan estratigráficamente por encima de la Fm. Barbastro, desde el Estampiense hasta, al menos, el Aquitaniense (Luzón, 2001).

**Litofacies establecidas: caracterización e interpretación**

Este apartado se centra en el análisis sedimentológico de los depósitos que afloran en la zona de estudio, de manera que se describen e interpretan las litofacies establecidas. Estas litofacies son asociaciones de facies cartografiadas que han sido definidas en función de las características litológicas de los depósitos (incluyendo más de una litología), el porcentaje representado por cada litología, la textura, geometría de los estratos y las estructuras sedimentarias reconocidas. Debido a que no se trata de estratos individuales, sino de unidades de mayor entidad, no representan un único proceso sedimentario, sino un conjunto de distintos procesos (bien en el espacio, bien en el tiempo). Las litofacies definidas quedan cartografiadas en la figura 4. Con objeto de agilizar la lectura de la descripción de las litofacies, algunas de sus características (como la organización vertical de los depósitos) no se han incluido en el texto sino

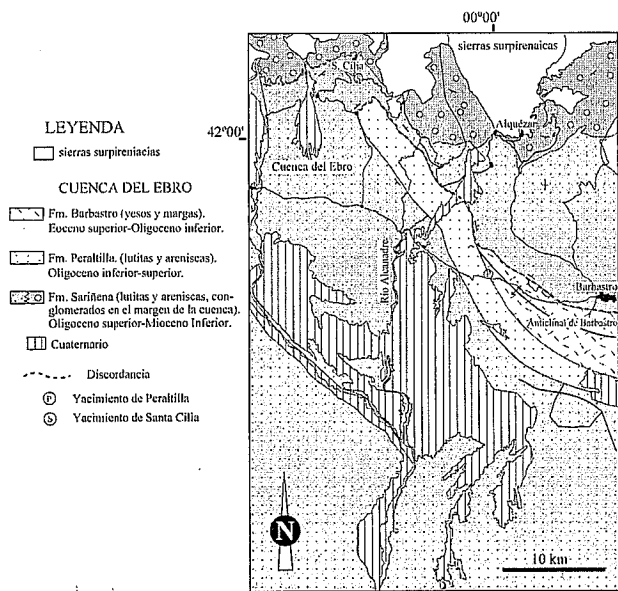


Figura 2.- Cartografía de las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio.

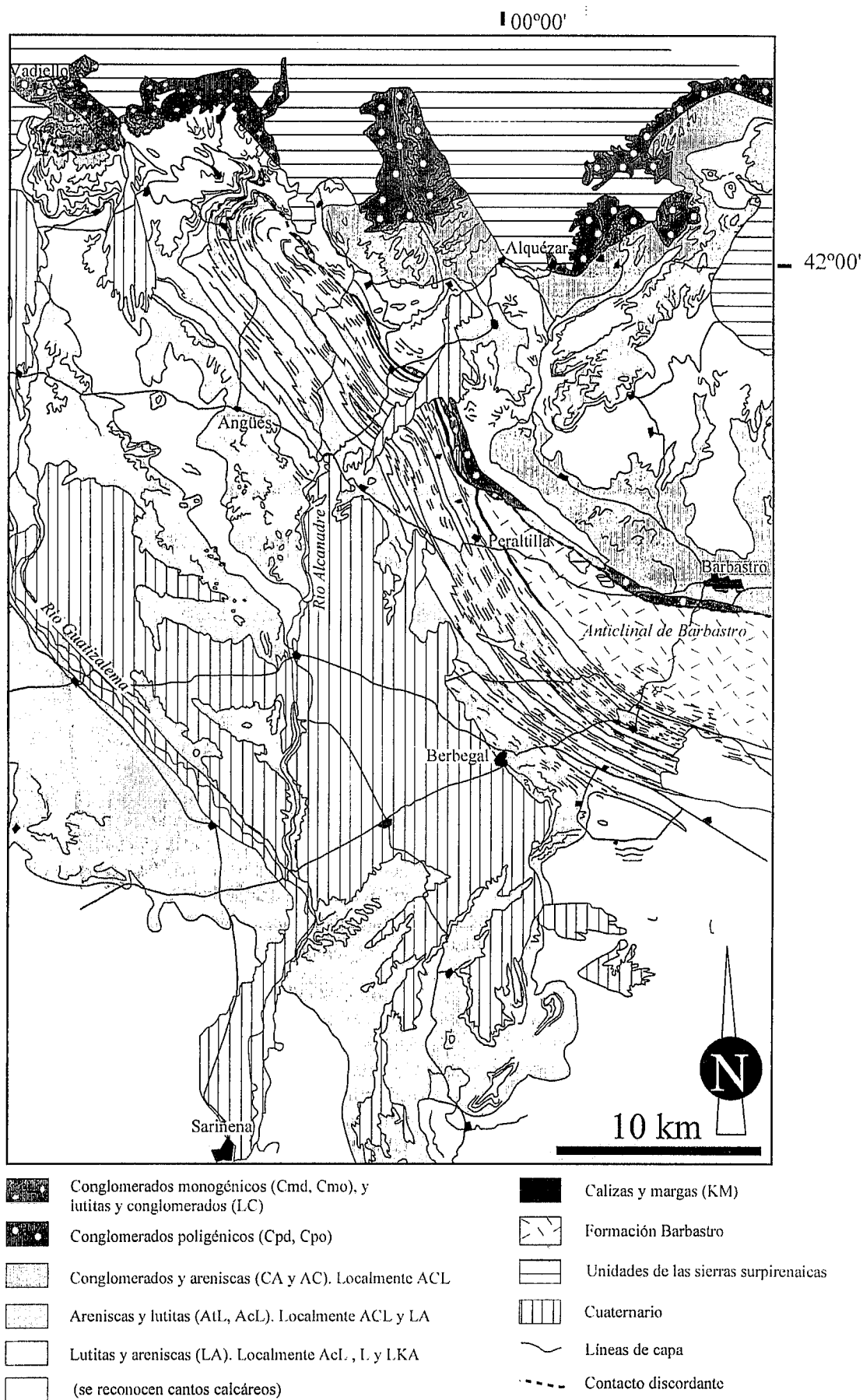
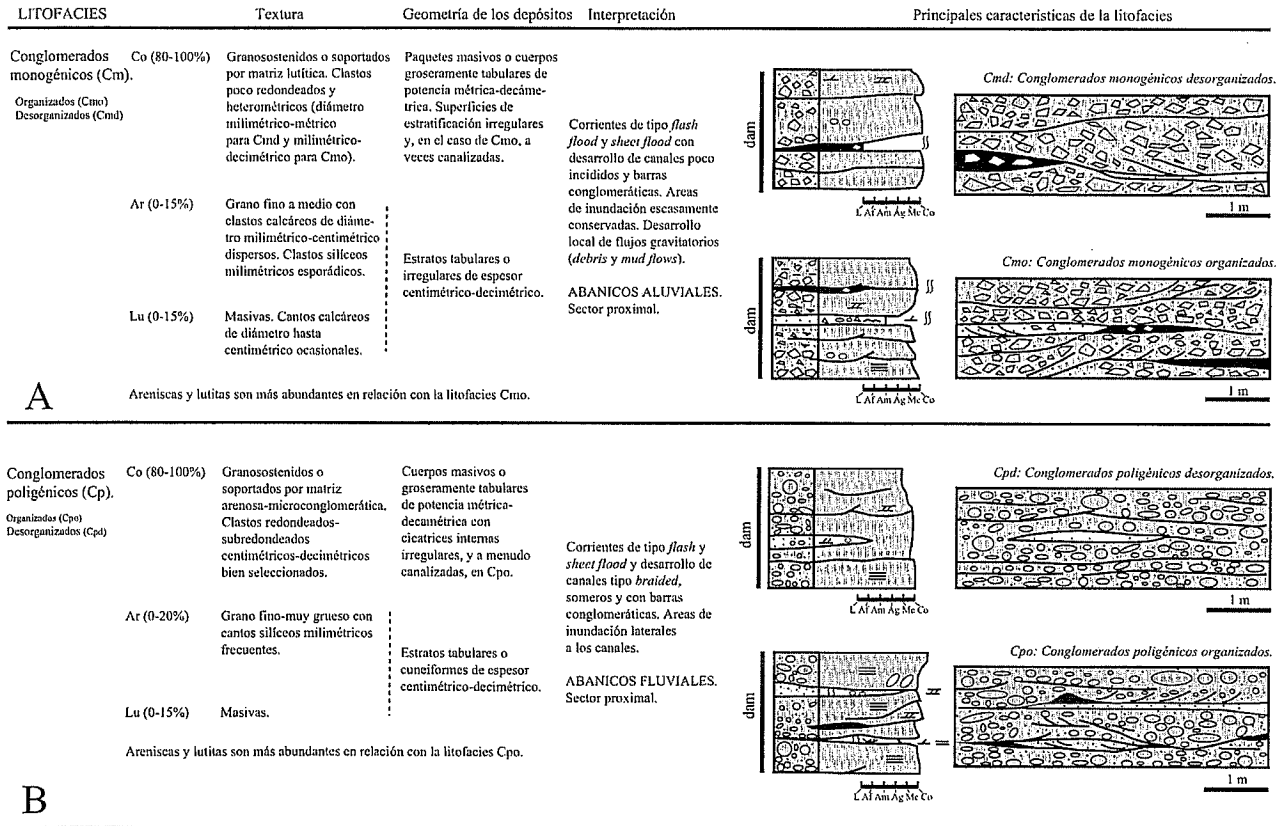


Figura 4.- Distribución espacial de las litofacies reconocidas en las formaciones del Oligoceno inferior-Mioceno Inferior en el área de estudio.



\*Figura 5.- Principales características de las litofacies de Conglomerados monogénicos (A) y Conglomerados poligénicos (B). Co: conglomerados; Ar: areniscas; Lu: lutitas.

que pueden observarse en las figuras 5, 6, 7 y 8. Por otra parte, y a partir de las relaciones laterales que guardan entre sí estas litofacies, se han establecido dos modelos sedimentológicos representativos para este área.

*Conglomerados: Conglomerados monogénicos (Cm) y Conglomerados poligénicos (Cp)*

Litofacies integradas por conglomerados con intercalaciones esporádicas de areniscas y lutitas (Fig. 5). Atendiendo a la composición de los clastos, se ha diferenciado entre conglomerados monogénicos y poligénicos. Los conglomerados monogénicos (Cm) son predominantemente grises, presentan textura granosostenida o soportada por matriz lutítica y están integrados por clastos casi exclusivamente calcáreos, poco redondeados y a veces muy heterométricos (diámetro milimétrico a métrico). Los conglomerados poligénicos (Cp) son pardos o marrones, presentan textura granosostenida o soportada por matriz arenosa y están constituidos por clastos de naturaleza variada (areniscas, calizas, conglomerados cuarcíticos, esquistos, cuarcitas, granitos...), redondeados-subredondeados, de diámetro centimétrico a decimétrico; a pesar de que su selección es mejor que la de los conglomerados monogénicos, en ocasiones presentan cierta heterometría. En función de su organización interna, ambas litofacies se han subdividido en desorganizadas (Cmd y Cpd) y organizadas (Cmo y Cpo).

Los conglomerados de las litofacies Cmd y Cpd se

disponen en paquetes masivos con cicatrices internas irregulares y no presentan organización interna. Los conglomerados de las litofacies Cmo y Cpo se disponen en cuerpos groseramente tabulares de potencia métrica a decamétrica, con cicatrices internas irregulares-canalizadas y bases localmente canalizadas. A menudo se reconoce estratificación horizontal, marcada por variaciones granulométricas, y con menor frecuencia estratificación cruzada planar y cantos imbricados.

Las areniscas y lutitas son anaranjadas e integran estratos tabulares o lenticulares de potencia centimétrica a decimétrica. Las areniscas presentan mayor tamaño de grano en relación con las litofacies de conglomerados poligénicos.

*Conglomerados y areniscas (CA y AC)*

Integrada por conglomerados poligénicos pardos o marrones, y areniscas marrones o anaranjadas, con intercalaciones de lutitas predominantemente anaranjadas (Fig. 6.A).

La relación conglomerados/areniscas permite diferenciar entre:

- Conglomerados y areniscas (CA):  $C/A > 1$ .
- Areniscas y conglomerados (AC):  $C/A \leq 1$ .

Los materiales que integran ambas litofacies presentan características sedimentológicas similares y el tránsito entre ellas es muy rápido, motivo por el que se abordan conjuntamente.

LITOFACIES	Textura	Geometría de los depósitos	Interpretación	Principales características de la litofacies		
Conglomerados y Areniscas (CA-AC)	Co (40-70%)	Granosostenidos o soportados por matriz arenosa-microconglomerática. Clastos redondeados y en general bien seleccionados (diámetro milimétrico-centimétrico, ocasionalmente decimétrico).	Cuerpos tabulares de base plana o localmente canalizada, o cuerpos laxamente lenticulares de espesor métrico.	Cursos acuosos entrelazados con desarrollo de barras arenoso-conglomeráticas. Ocasionalmente cauces sinuosos. Hacia zonas distales (litofacies AC), mayor desarrollo de áreas de inundación y canales más estables. Intensa actividad bioturbadora en áreas inactivas.		
	Ar (20-45%)	Grano fino a muy grueso con clastos silíceos milimétricos-centimétricos.	Cuerpos tabulares o canaliformes de espesor decimétrico-métrico.			
	Lu (5-20%)	Masivas u ocasionalmente laminadas.	Estratos tabulares o irregulares de potencia centimétrica-métrica.			
<p><b>A</b> En relación con la litofacies AC, las lutitas intercalan a menudo areniscas en cuerpos tabulares centimétrico-decimétrico</p>						
Areniscas, Conglomerados y Lutitas (ACL)	Ar (30-50%)	Grano fino a muy grueso con hiladas de cantos silíceos milimétricos.	Las más gruesas en cuerpos tabulares (con base a veces canalizada) o canaliformes, de espesor decimétrico-métrico. Cuerpos sigmoidales ocasionales. Las más finas en estratos tabulares o cuneiformes hasta decimétricos, a veces agrupados en cuerpos de mayor espesor. Niveles planoconvexos esporádicos.	Canales con migración lateral y génesis de barras arenoso-conglomeráticas. Caudes o ramos sinuosos ocasionales. Lateralmente a los canales, áreas de inundación estables con desarrollo de procesos pedogénicos.		
	Co (20-40%)	Granosostenidos. Clastos milimétricos-centimétricos, redondeados y bien seleccionados	Estratos tabulares con bases a menudo canalizadas, o cuerpos laxamente canalizados de espesor decimétrico-métrico.			
	Lu (20-35%)	Generalmente masivas	Estratos tabulares o irregulares decimétrico-métrico			
<p><b>B</b></p>						

\*Figura 6.- Principales características de las litofacies de Conglomerados y areniscas (A) y Areniscas, conglomerados y lutitas (B). Co: conglomerados; Ar: areniscas; Lu: lutitas.

Los conglomerados son granosostenidos o soportados por matriz arenosa, los clastos presentan naturaleza variada (areniscas, cuarcitas, conglomerados cuarcíticos, granitos...), son redondeados, de diámetro hasta decimétrico y están bien seleccionados. Se presentan en cuerpos tabulares o canaliformes de espesor métrico. Como estructuras sedimentarias se reconocen estratificación cruzada planar, estratificación cruzada en surco, estratificación horizontal y cantos imbricados.

Las areniscas, de grano fino a muy grueso, se disponen en estratos tabulares o en cuerpos canaliformes de espesor decimétrico-métrico. Más ocasionalmente se reconocen cuerpos planoconvexos. Se observa estratificación cruzada planar y en surco, laminación horizontal, laminación cruzada, ripples asimétricos y bioturbación.

Las lutitas, ocasionalmente laminadas, integran estratos tabulares-irregulares, de espesor centimétrico a métrico, y ocasionalmente exhiben bioturbación.

#### Areniscas, conglomerados y lutitas (ACL)

Representada por una alternancia de areniscas marrones, grises o rojizas, conglomerados poligénicos pardos o marrones y lutitas rojizas, marrones, anaranjadas y, más ocasionalmente, ocre (Fig. 6.B).

Las areniscas son de grano fino a muy grueso. Las de menor tamaño de grano se disponen en cuerpos tabulares o cuneiformes de espesor hasta decimétrico. Las

de mayor tamaño de grano constituyen cuerpos canaliformes o groseramente tabulares con bases y cicatrices internas localmente canalizadas. Se reconoce laminación horizontal y cruzada, ripples, estratificación cruzada de bajo ángulo, estratificación cruzada planar y en surco, cuerpos de acreción lateral ocasionales y señales de bioturbación.

Los conglomerados presentan textura generalmente granosostenida. Los clastos son de naturaleza variada (areniscas, cuarcitas, conglomerados cuarcíticos, granitos...) están bien redondeados y seleccionados, y su diámetro es generalmente centimétrico. Integran cuerpos canaliformes o tabulares con base localmente canalizada de potencia decimétrica a métrica. Se observa estratificación horizontal, estratificación cruzada planar y en surco, y cantos imbricados.

Las lutitas muestran aspecto masivo y se disponen en estratos tabulares de espesor hasta métrico. Exhiben bioturbación y marmorización.

#### Lutitas y conglomerados (LC)

Lutitas anaranjadas y rojizas con intercalaciones de conglomerados monogénicos de color gris y, más ocasionales, de areniscas anaranjadas o marrones (Fig. 7.A).

Las lutitas son masivas y constituyen cuerpos tabulares o irregulares de espesor decimétrico a decamétrico. A menudo se reconoce bioturbación, marmorización y en ocasiones nódulos carbonatados.

Los conglomerados son granosostenidos o soportados por matriz lutítica. Son de clastos calcáreos, poco redondeados y de diámetro milimétrico-decimétrico. Se disponen en estratos tabulares con cicatrices internas irregulares, canaliformes o planoconvexos, de potencia decimétrica a métrica. Como estructuras sedimentarias más típicas se reconoce estratificación cruzada muy mal marcada.

Las areniscas son de grano fino a medio, se localizan a techo de los estratos conglomeráticos, y a menudo muestran bioturbación y decoloraciones versicolores.

#### *Areniscas y lutitas (AtL-AcL)*

Alternancia de areniscas marrones, anaranjadas u ocre y lutitas anaranjadas, rojizas, marrones o grises, que pueden intercalar conglomerados poligénicos marrones o pardos y/o calizas grises (Fig. 7.B). En función de las características geométricas de los depósitos arenosos se ha diferenciado:

*Areniscas en cuerpos tabulares y lutitas (AtL)*. Predominan los cuerpos arenosos groseramente tabulares de espesor métrico-decamétrico con cicatrices internas planas o canaliformes.

*Areniscas en cuerpos canalizados y lutitas (AcL)*: Predominan los cuerpos de areniscas de espesor métrico-decamétrico, marcada o laxamente canaliformes con cicatrices internas también canaliformes. En relación con esta litofacies los cuerpos arenosos pasan lateral-

mente a una alternancia de lutitas y areniscas en cuerpos generalmente tabulares de espesor centimétrico-decimétrico.

Las areniscas son de grano fino a muy grueso. Las de mayor tamaño de grano se organizan en cuerpos groseramente tabulares en relación con AtL y canaliformes en AcL, que presentan potencia métrica-decamétrica. Ambos tipos muestran cicatrices internas a menudo jalonadas por cantos poligénicos milimétricos-centimétricos. Se reconoce abundante estratificación cruzada en surco y con menos frecuencia planar, laminación cruzada y horizontal, ripples asimétricos y a menudo la parte superior de los cuerpos arenosos está bioturbada. En ocasiones se reconocen cuerpos de acreción lateral. Las areniscas de menor tamaño de grano se disponen en estratos generalmente tabulares de espesor decimétrico-métrico. Se observa laminación horizontal y cruzada, ripples y bioturbación.

Las lutitas, a veces laminadas, se presentan en cuerpos tabulares-irregulares de espesor centimétrico a decamétrico. A menudo exhiben bioturbación y marmorización.

Los conglomerados son poligénicos y soportados por matriz arenosa. Los clastos son de diámetro milimétrico-centimétrico y están bien redondeados y seleccionados. Integran estratos tabulares de espesor decimétrico o, muy ocasionalmente, cuerpos canalizados.

Las calizas (micrita-micrita con fósiles) se disponen en estratos tabulares de espesor centimétrico-decimétrico que a menudo están bioturbados. Como

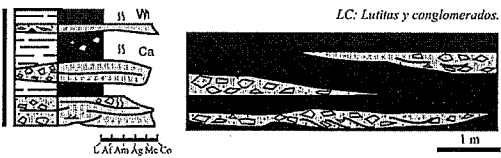
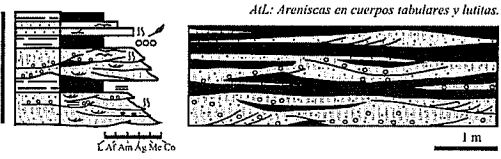
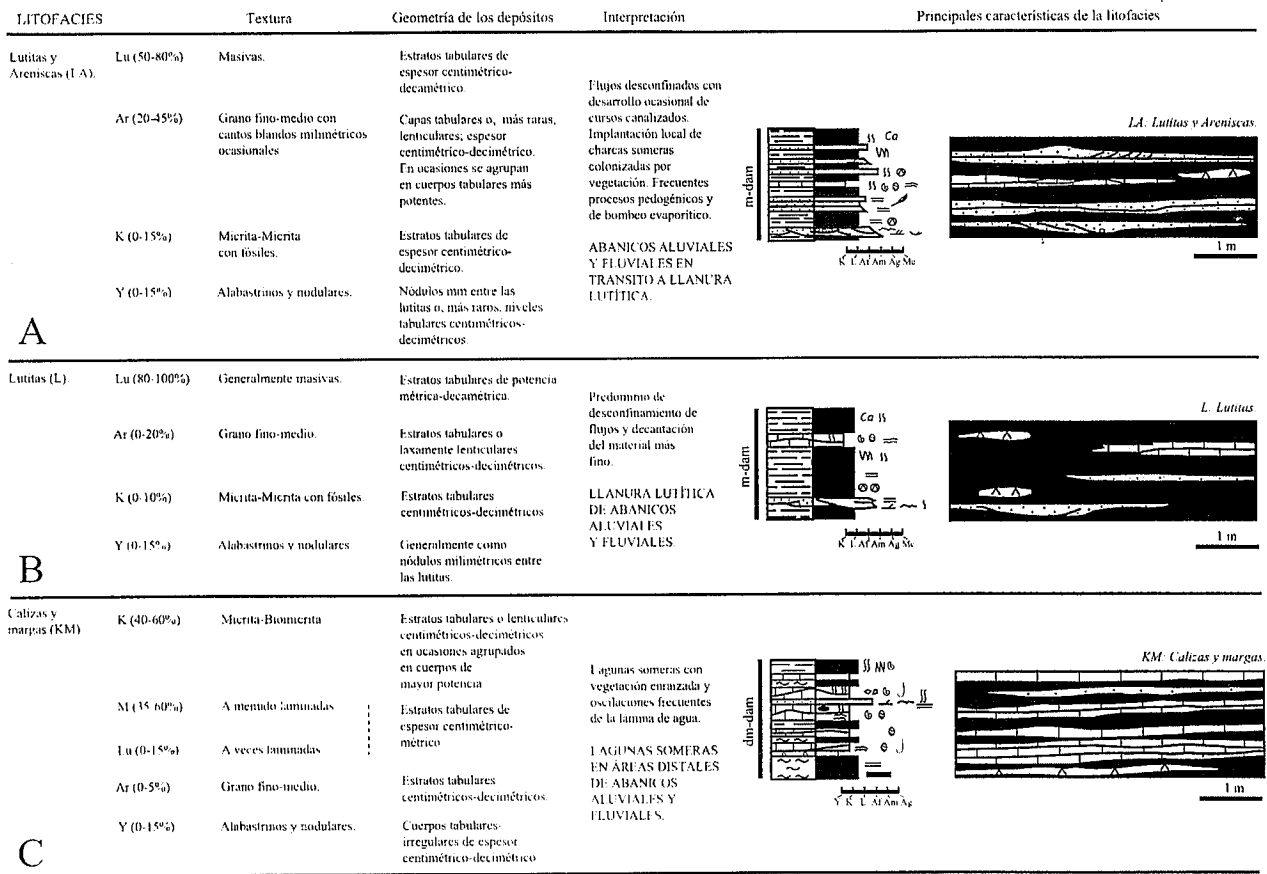
LITOFACIES	Textura	Geometría de los depósitos	Interpretación	Principales características de la litofacies	
A	Lutitas y Conglomerados (LC)	Lu (60-90%) Masivas. Cantos calcáreos milimétricos-centimétricos ocasionales.	Estratos tabulares o irregulares decimétricos-decamétricos.	Predominio de procesos de confinamiento de flujos, con llegadas de agua esporádicas. Desarrollo ocasional de canales. Intensa bioturbación y génesis de suelos. Localmente procesos de transporte en masa.	
	Co (10-40%)	Granosostenidos o soportados por matriz lutítica. Clastos subangulosos-subredondeados milimétricos-decimétricos.	Cuerpos tabulares, laxamente canalizados o planoconvexos de espesor decimétrico-métrico.		
	Ar (0-15%)	Grano fino-medio, con cantos calcáreos milimétricos-centimétricos ocasionales.	Estratos tabulares-irregulares de potencia centimétrica-decimétrica.	ABANICOS ALUVIALES. Sector medio-distal.	
B	Areniscas y Lutitas (AtL y AcL)	Ar (35-75%) Grano fino-muy grueso con hiladas de cantos silíceos milimétricos y cantos blandos milimétricos-decimétricos.	Las más gruesas en cuerpos groseramente tabulares (AtL) métricos-decamétricos con base localmente canalizada, o en canchales (más frecuentes en AcL). Cicatrices planas, canalizadas y, más ocasionales, de acreción lateral. Las más finas en estratos tabulares, cuneiformes, planoconvexos o laxamente canaliformes decimétricos-métricos. A veces se agrupan en cuerpos de mayor espesor.	Amplias llanuras de inundación surcadas por canales con migración lateral y desarrollo de ripples y megaripples. Hacia zonas distales canales más incididos y a veces sinuosos. Procesos pedogenéticos en las zonas inactivas y desarrollo local de charcas y lagunas someras.	
	Lu (30-65%)	Masivas u ocasionalmente laminadas.	Cuerpos tabulares de espesor centimétrico-decamétrico.		
	Co (0-20%)	Soportados por matriz arenosa-microconglomerática. Clastos milimétricos-centimétricos, redondeados y bien seleccionados.	Cuerpos tabulares de base plana o canalizada o cuerpos laxamente lenticulares generalmente decimétricos.	ABANICOS FLUVIALES. Sector medio-distal.	
	K (0-10%)	Micrita-Micrita con fósiles.	Estratos tabulares o irregulares de espesor centimétrico-decimétrico.		

Figura 7.- Principales características de las litofacies de Lutitas y conglomerados (A) y Areniscas y lutitas (B). Co: conglomerados; Ar: areniscas; Lu: lutitas; K: calizas.



\*Figura 8.- Principales características de las litofacies de Lutitas y areniscas (A), Lutitas (B) y Calizas y margas (C). Co: conglomerados; Ar: areniscas; Lu: lutitas; M: margas; K: calizas; Y: yesos.

restos fósiles más abundantes se reconocen gasterópodos y carofitas.

*Lutitas y areniscas (LA)*

Lutitas ocre, rojizas, anaranjadas o grises, con abundantes intercalaciones de areniscas marrones, ocre o grises y, con menor frecuencia, de calizas grises y yesos blanquecinos (Fig. 8.A).

Las lutitas son generalmente masivas e integran estratos tabulares de espesor centimétrico a decamétrico. A menudo exhiben bioturbación y marmorización e incluyen nódulos de yeso.

Las areniscas, de grano fino a medio, se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica-decimétrica, con bases a menudo irregulares. Con menor frecuencia se reconocen cuerpos canalizados de espesor hasta métrico y en algún caso niveles planoconvexos decimétricos. Se reconoce laminación cruzada y horizontal, estratificación cruzada, ripples, bioturbación, y en ocasiones nódulos de yeso milimétricos.

Las calizas (micrita-micrita con fósiles) se presentan en estratos tabulares de potencia centimétrica-decimétrica. Son generalmente masivas o bioturbadas, pero en ocasiones se observa laminación irregular. Como restos fósiles más abundantes se reconocen gasterópodos y carofitas.

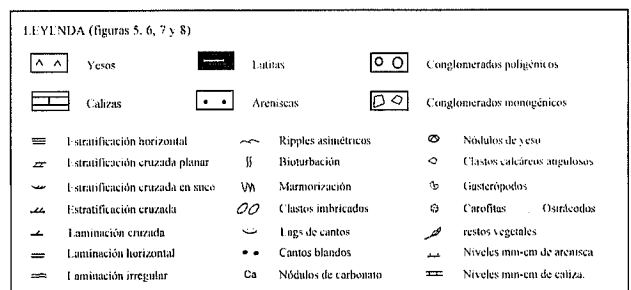
Los yesos son alabastrinos y nodulares y constituyen cuerpos irregulares de espesor hasta decimétrico o se incluyen como nódulos entre las lutitas.

*Lutitas (L)*

Integrada por lutitas anaranjadas, rojizas y, más ocasionalmente, grisáceas u ocre, que esporádicamente intercalan areniscas anaranjadas, grises u ocre, calizas grises y yesos blanquecinos (Fig. 8.B).

Las lutitas son generalmente masivas e integran estratos tabulares de espesor generalmente decamétrico que presentan bioturbación, marmorización, y en ocasiones incluyen nódulos de yeso o, más raros, de carbonato.

Las areniscas, de grano fino a medio, se disponen en estratos tabulares o laxamente lenticulares de potencia



\*Leyenda de figuras 5, 6, 7, y 8.



centimétrica-decimétrica. Presentan laminación cruzada y horizontal, bioturbación, y nódulos de yeso milimétricos.

Las calizas (micrita-micrita con fósiles) integran estratos tabulares de potencia centimétrica-decimétrica. Son generalmente masivas o bioturbadas y en ocasiones exhiben laminación irregular. Se reconocen gasterópodos y carofitas.

Los yesos, alabastrinos y nodulares, se presentan como nódulos entre las lutitas o constituyen cuerpos irregulares de espesor hasta decimétrico.

#### *Calizas y margas (KM)*

Integrada por calizas y margas grises con intercalaciones de lutitas rojizas y, muy esporádicas de areniscas ocres o grises, lignitos o yesos blanquecinos (Fig. 8.C).

Las calizas (micrita-biomicrita) integran estratos tabulares o lenticulares de espesor centimétrico-decimétrico. Presentan laminación irregular, bioturbación y en ocasiones algunos niveles son nodulosos. Se reconocen restos de gasterópodos, carofitas y ostrácodos.

Las margas y lutitas aparecen en ocasiones laminadas y se disponen en estratos tabulares de espesor centimétrico a métrico que a veces exhiben bioturbación.

Las areniscas, de grano fino a medio, se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica-decimétrica. Se reconoce laminación cruzada, horizontal, ripples y bioturbación.

Los yesos son alabastrinos y nodulares y se disponen en cuerpos irregulares de espesor hasta decimétrico.

#### **Modelos sedimentológicos**

La interpretación de las litofacies definidas, el reconocimiento de su distribución y las relaciones laterales que guardan entre ellas para cada periodo de tiempo, permiten establecer unos modelos de sedimentación representativos para este área:

- Abanicos aluvio-fluviales (Modelo 1).
- Abanicos aluviales (Modelo 2).

#### *Modelo 1: Abanicos aluvio-fluviales o abanicos de alta eficacia de transporte*

La sucesión de litofacies reconocida en este modelo queda reflejada en la figura 9. Modelo caracterizado por depósitos esencialmente detríticos que pasan desde conglomerados poligénicos en las zonas proximales, a lutitas hacia las zonas distales. El área fuente de estos sistemas se localizó al norte de las Sierras Exteriores y Marginales, identificándose clastos procedentes de la Zona Axial (granitos, cuarcitas, esquistos, pizarras...), de las Sierras Interiores y de la Depresión Intermedia (cuencas de Tremp-Graus y Jaca), si bien incluyen igualmente clastos de las sierras surpirenaicas. Se trata de abanicos de amplio desarrollo longitudinal con radios de hasta decenas de kilómetros. La sucesión de litofacies reconocida desde zonas proximales a distales

evidencia que el tránsito entre ambas tuvo lugar, en general, de forma gradual. Los aportes acuosos fueron importantes predominando los procesos de tipo fluvial, con corrientes no confinadas o canalizadas según los sectores y los procesos dominantes. Este modelo representa abanicos aluviales de alta eficacia de transporte en el sentido de Colombo (1992). Se han diferenciado cuatro sectores:

*Proximal.* Predominio de conglomerados poligénicos con intercalaciones ocasionales de areniscas y lutitas. Las zonas más próximas al área fuente se caracterizaron por el desarrollo de flujos acuosos muy energéticos y, en general, no confinados. Estos materiales pasan en el sentido de la corriente a depósitos de conglomerados con organización interna que representan la sedimentación en canales someros, entrelazados y de alta tasa de migración lateral con desarrollo de barras conglomeráticas longitudinales. En este sector apenas se conservan depósitos de áreas de inundación.

*Medio.* En la parte más interna dominan las facies conglomerático-areniscosas, mientras que hacia sectores distales disminuye el contenido en conglomerados y aumenta la presencia de lutitas. Este sector se caracteriza por la existencia de canales entrelazados con carga conglomerático-arenosa en los que se generaron barras longitudinales y transversales. Hacia las partes internas, con mayor gradiente topográfico, los canales fueron más someros y presentaron elevada movilidad lateral, mientras que en zonas más distales las descargas fueron menos energéticas, los canales presentaron mayor incisión y a veces cierta sinuosidad; en estos sectores se conservan depósitos de áreas de inundación.

*Distal.* Caracterizado por una sedimentación lutítico-arenosa aunque esporádicamente se localizan intercalaciones de calizas y/o conglomerados. Zona con predominio de canales con carga lutítico-arenosa y procesos de desbordamiento de flujos. Los depósitos de llanura de inundación, que no estuvieron sometidos a una intensa erosión, impidieron una acusada movilidad lateral de los canales, cuya profundidad y desconfinamiento disminuyeron aguas abajo. En el interior de los canales se desarrollaron *bedforms* arenosos, de diferentes dimensiones según la profundidad e intensidad de las corrientes, y en las zonas de inundación diques arenosos, lóbulos o canales de *crevasse*. Las modificaciones del drenaje, las oscilaciones del nivel freático y la existencia de una cubierta vegetal estable influyeron en las características de los depósitos, de manera que fueron muy frecuentes los procesos pedogénicos. Por otra parte, el desarrollo local de zonas encharcadas favoreció la génesis de carbonatos.

*Llanura Lutítica.* Predomina la sedimentación detrítica fina. Este sector se caracteriza por el predominio de los flujos desconfinados, si bien ocasionalmente estuvo surcado por canales de escasa entidad. Localmente, pu-

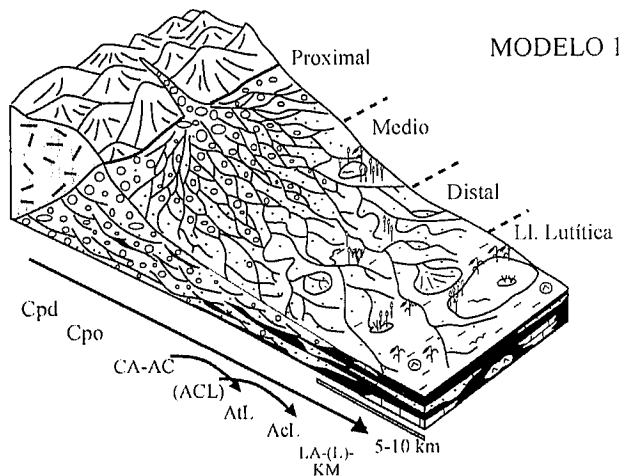


Figura 9.- Modelo sedimentario referible a abanicos aluvio-fluviales o de alta eficacia de transporte. Los códigos de litofacias corresponden a los indicados en las figuras 5, 6, 7 y 8. Las litofacias entre paréntesis pueden estar ausentes.

dieron existir pequeñas lagunas con depósito de calizas o, más raro, de yesos. Los procesos de bombeo evaporítico favorecieron en algunos momentos el desarrollo de evaporitas intersticiales.

*Modelo 2: Abanicos aluviales o abanicos de baja eficacia de transporte*

La sucesión de litofacias reconocida en este modelo queda reflejada en la figura 10. Predominio de materiales detríticos que pasan desde conglomerados monogénicos calcáreos en las partes proximales, a lutitas hacia las zonas distales. Se trata de abanicos de corto desarrollo longitudinal, con área fuente localizada en las sierras surpirenaicas a las que se encuentran adosados. Desde zonas proximales a distales, y como consecuencia de una rápida disminución de la pendiente, se produjo un tránsito brusco en los procesos dominantes que condicionó un cambio en las características de los depósitos. Los aportes de agua fueron esporádicos, a menudo tuvieron lugar de forma violenta y las corrientes sufrieron una rápida disipación de energía en zonas muy próximas al área fuente. Este modelo representa el depósito en abanicos aluviales de baja eficacia de transporte en el sentido de Colombo (1992). Se han diferenciado tres sectores:

*Proximal.* Representado por conglomerados monogénicos que ocasionalmente intercalan cuerpos areniscos y lutíticos con cantos dispersos. Predominaron los flujos desconfiados y altamente energéticos aunque también se desarrollaron procesos de transporte por gravedad. Al igual que ocurre en relación con el Modelo 1, tiene lugar, en el sentido de la corriente, un tránsito hacia facies más organizadas que refleja un cierto desarrollo de flujos laxamente canalizados, entrelazados y someros con barras conglomeráticas longitudinales y transversales.

*Medio-Distal.* Dominan las lutitas que intercalan algunos cuerpos lenticulares de conglomerados. Se caracteriza por el predominio de áreas de inundación con desarrollo ocasional de flujos acuosos canalizados con frecuentes desbordamientos. En las zonas de inundación existió una intensa actividad orgánica y tuvieron gran relevancia los procesos pedogénicos. Más esporádicamente, se desarrollaron lóbulos conglomeráticos por desparramamiento de flujos y procesos de transporte en masa.

*Llanura Lutítica.* Predominio de lutitas que en ocasiones intercalan areniscas y calizas. Las corrientes desconfiadas, con decantación del material más fino, y las condiciones de exposición subaérea caracterizan a este sector, si bien localmente se produjeron encharcamientos en los que tuvo lugar un depósito de carbonatos. En episodios de baja tasa de sedimentación pudo existir desarrollo de suelos y, durante episodios de intensa evaporación, crecimiento de yeso intersticial.

**Evolución paleogeográfica**

Los esquemas paleogeográficos que se incluyen en este apartado se han elaborado a partir de la interpretación de las litofacias establecidas, del estudio de su distribución espacial, y del análisis de los datos de paleocorrientes para cada momento determinado, aspectos que, además, permiten aproximarnos a la localización y características de las áreas fuente. Por otra parte, y debido a que los abanicos aluviales y fluviales proceden de áreas fuente distintas, su desarrollo y evolución permite detectar la existencia de deformación en estructuras de carácter local (estructuras del frente surpirenaico) o en las zonas más internas de la cadena. Con objeto de clarificar los esquemas paleogeográficos, las láminas de cabalgamiento a las que se hace referencia en este apartado, definidas por Martínez Peña (1991) y Millán (1996), quedan representadas en la figura 11.

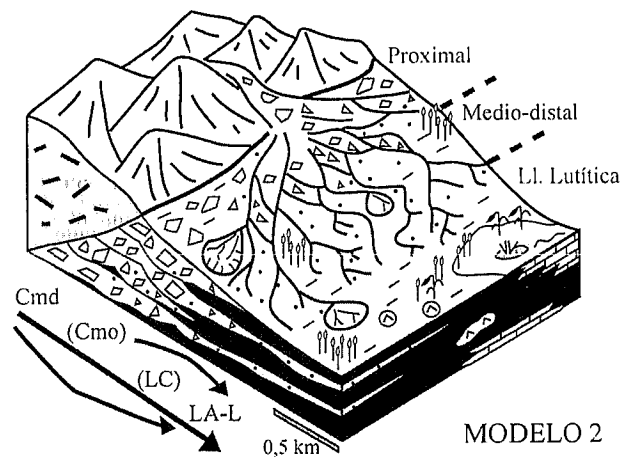
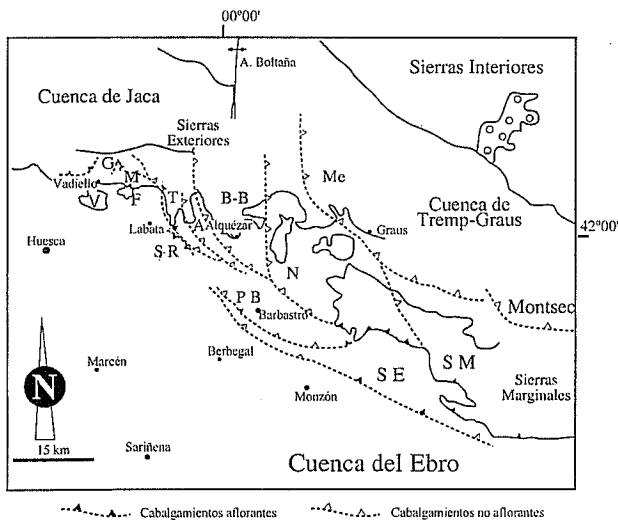


Figura 10.- Modelo sedimentario referible a abanicos aluviales o de baja eficacia de transporte. Los códigos de litofacias corresponden a los indicados en las figuras 5, 6, 7 y 8. Las litofacias entre paréntesis pueden estar ausentes.



**Figura 11.-** Láminas de cabalgamiento identificadas en este sector de la Cuenca del Ebro (datos de Millán, 1996 y Martínez-Peña, 1991). Me: Mediano; SM: Sierras Marginales; B-B: Balces-Boltaña; N: Naval; SE: San Esteban; PB: Pueyo de Barbastro; A: Alcanadre; T: Tozal; G: Guara; F: Fabana; M: El Molar; V: Subunidad tectónica de Vadiello.

Para establecer la evolución paleogeográfica de la zona, ésta debe enmarcarse en el contexto de la Unidad Surpirenaica Central (Séguret, 1972), cuya evolución a lo largo del Terciario condicionó la localización de las áreas fuente y el carácter de la sedimentación. En cambio, y sobre todo en relación con los últimos estadios de evolución de la zona de estudio, ésta se encontró influenciada por el desplazamiento del Manto de Gavarnie.

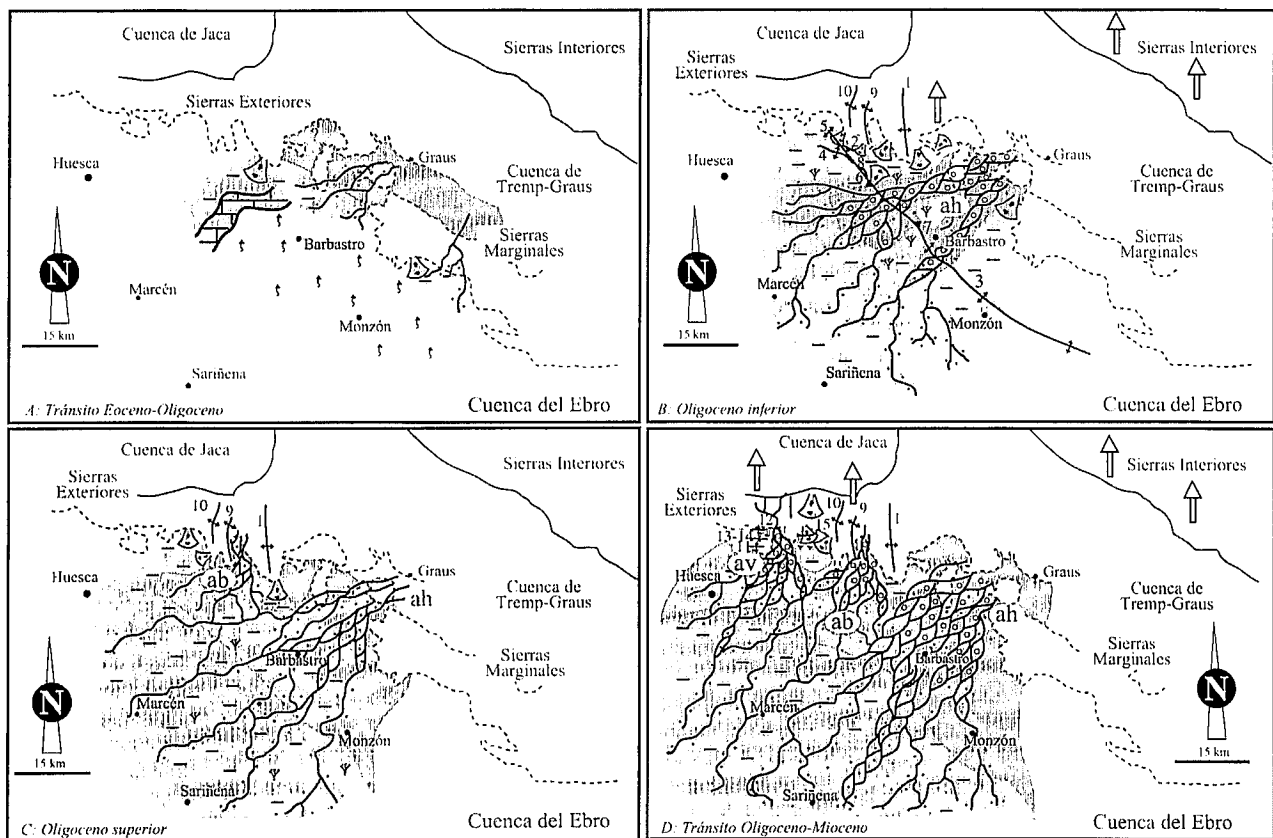
#### *Esquema paleogeográfico para el tránsito Eoceno-Oligoceno (Fm. Barbastro, parte alta)*

Durante el tránsito Eoceno-Oligoceno existió en el área de estudio un sistema lacustre de tipo salino que se corresponde con la Fm. Barbastro (Fig. 12.A), de la cual afloran en este sector los niveles superiores. Este sistema, se desarrolló entre el Priaboniense medio-superior y el Estampiense medio (Quirantes, 1978; Senz y Zamorano, 1992) y presentó durante los últimos estadios de su evolución un predominio de sedimentación sulfatada, si bien en estadios anteriores, y en función de una mayor salinidad de las aguas, habrían precipitado igualmente otros minerales como cloruros (Sáez y Salvany, 1990; Senz y Zamorano, 1992). Se desconoce la correspondencia exacta de la Fm. Barbastro con los materiales depositados simultáneamente al norte de las sierras surpirenaicas, en la Cuenca de Tremp-Graus o más hacia el norte, debido tanto a la desconexión física con éstos, como a que la mayor parte han sido erosionados. En cambio, la edad propuesta para la Fm. Escanilla (Bentham *et al.*, 1992) parece indicar que el sistema fluvial que ésta representa y el sistema lacustre salino pudieron ser, al menos en parte, contemporáneos. Por otra parte, las intercalaciones detríticas (lutítico-arenosas) de tonos rojizos que existen en la parte superior de la Fm. Barbastro reflejan que el sistema lacustre conec-

taba hacia el norte con cursos fluviales procedentes de zonas pirenaicas (Sáez y Salvany, 1990; Senz y Zamorano, 1992) y que, al menos durante los últimos estadios de su evolución, las zonas lacustres marginales interfirieron con abanicos procedentes de los relieves predominantemente calcáreos de las sierras surpirenaicas (Senz y Zamorano, 1992, Luzón, 2001). Además, durante esta etapa, el sistema lacustre conectó hacia el noroeste con un área lacustre-palustre carbonatada representada por el tramo calcáreo de la base de la Fm. Peraltilla.

#### *Esquema paleogeográfico para el Oligoceno inferior (Fm. Peraltilla)*

La sucesión y caracterización de litofacies observada evidencia que a partir del esquema descrito se desarrolló un gran abanico con un cinturón fluvial ampliamente expandido (Modelo 1). Este hecho provocó el final de la sedimentación lacustre y un paso a condiciones de llanura aluvial en todo el área de estudio (Fig. 12.B). Los materiales depositados durante esta etapa constituyen la Fm. Peraltilla. La distribución de facies y las paleocorrientes, reflejan que accedió a la cuenca por el noreste y que los cursos fluyeron principalmente hacia el suroeste. La naturaleza de los clastos (calizas, granitos, cuarcitas, conglomerados cuarcíticos, esquistos...) pone de manifiesto que drenaba un área fuente silíceo y carbonatada, y las características composicionales de las areniscas (Yuste *et al.*, 2002) revelan que en el área fuente existían pizarras metamórficas y plutones graníticos. Este área fuente se localizaría, por tanto, en la Zona Axial Pirenaica (probablemente en el Macizo de la Maladeta) y las Sierras Interiores, si bien su canal alimentador recibiría aportes en todo el recorrido hacia el sur. A partir de la localización geográfica, edad, y similitud litológica de los cantos reconocidos con respecto a los conglomerados de las Sierras de Sis y de Gurp, en las proximidades de la Poblada de Segur (Robles y Ardévol, 1983; Mellere y Marzo, 1991, 1992), se considera que los términos superiores de éstos, y sus equivalentes no conservados hacia el oeste, podrían representar las zonas más proximales del abanico. Vincent y Elliot (1996) interpretaron dichos conglomerados como vestigios de paleovalles, localizados inmediatamente al sur de su área fuente (Zona Axial), que habrían actuado desde el Eoceno medio-superior. Dada la configuración estructural de dicha zona, durante los primeros estadios los aportes en estas zonas más proximales se dirigieron mayoritariamente hacia el oeste, es decir, hacia la Cuenca de Jaca, si bien con posterioridad, y probablemente como resultado de los cambios estructurales relacionados con la etapa de deformación que afectó a la Unidad Surpirenaica Central, los anticlinales de Boltaña y Mediano pudieron haber actuado como barrera topográfica, dificultando el paso de las paleocorrientes hacia la Cuenca de Jaca, que se dirigirían predominantemente hacia el sur.



**Figura 12.-** A) Esquema paleogeográfico durante el depósito de la parte superior de la Fm. Barbastro (tránsito Eoceno-Oligoceno). B) Esquema durante el depósito de la Fm. Peraltilla (Oligoceno inferior). C) Esquema durante el depósito de la parte inferior de la Fm. Sariñena (Oligoceno superior). D) Esquema para la parte media de la Fm. Sariñena (tránsito Oligoceno-Mioceno). Las flechas blancas marcan la existencia de deformación. ah: abanico de Huesca; ab: abanico de Balces; av: abanico de Vadiello. 1: anticlinal de Balces; 2: cabalgamiento frontal surpirenaico; 3: anticlinal de Barbastro; 4: anticlinal de S. Román; 5: anticlinal y sinclinal de Panzano; 6: retrocabalgamiento de S. Román; 7: escama del Pueyo; 8: escama de S. Román; 9: anticlinal de Alcanadre; 10: anticlinal de Nasarre; 11: anticlinal de La Almunia; 12: anticlinal de Guara; 13: sinclinal del Guatzalema; 14: sinclinal de Ligièrri; 15: fallas de Sta. Cilia-Calcón-Castellones.

Este abanico, al que hemos denominado “abanico de Huesca” (Fig. 12.B) formaría parte del Sistema fluvial de Huesca de Hirst (1983) y Hirst y Nichols (1986) y evolucionó a lo largo del Oligoceno inferior siguiendo una tendencia progradante (Luzón, 2001). La caracterización composicional de las areniscas, evidencia un incremento en fragmentos de roca y feldespatos en la vertical, simultáneo con la progradación del abanico, hecho relacionado con una mayor influencia de aportes desde la Zona Axial (Yuste *et al.*, 2002), probablemente debida al levantamiento de la misma. En este sentido, Fitzgerald *et al.* (1999) proponen que, como resultado de la deformación interna que se produjo en la Zona Axial, tuvo lugar durante esta etapa una rápida exhumación de su flanco meridional. Asimismo, Puigdefàbregas y Souquet (1986) proponen que el cabalgamiento de Vallfogona se desplazó durante esta etapa dando lugar a un rejuvenecimiento del relieve en la Zona Axial pirenaica.

La entrada del abanico de Huesca a la Cuenca del Ebro estuvo condicionada por la existencia de paleorreliques (Bentham *et al.*, 1992; Luzón, 2001) que, si bien se habrían desarrollado durante una etapa de deformación anterior relacionada con las láminas de cabalgamiento de Balces-Boltaña, Naval y Sierras Marginales,

experimentaron una reactivación durante este estadio (Luzón, 2001), que queda reflejada por el desarrollo de abanicos de capas y el depósito de conglomerados calcáreos de procedencia local. De este modo, el anticlinal del Balces, al oeste, y las estructuras relacionadas con la terminación occidental de las Sierras Marginales, al este, habrían actuado como paleorreliques, limitando la entrada del abanico a la depresión localizada entre ambos.

Los dispositivos sedimentarios reconocidos y los depósitos de conglomerados calcáreos, reflejan el desarrollo de abanicos aluviales (Modelo 2) y actividad en otras estructuras tectónicas locales que controlaron el avance del sistema hacia el sur. Se detecta deformación en las láminas del Alcanadre, El Tozal, El Pueyo y San Román, el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, los anticlinales de Barbastro, San Román y Panzano, el sinclinal de Panzano, el retrocabalgamiento de San Román, y las escamas del Pueyo y San Román. Asimismo, continuó la deformación en anticlinales previamente formados (Balces, Alcanadre y Nasarre). Este marco provocó modificaciones en el trazado de la red fluvial en el interior de la cuenca, de forma que el segmento principal del abanico experimentó frecuentes desplazamientos que se reflejan en cambios laterales de litofa-

cies, y que fundamentalmente quedan representados por una alternancia de las litofacies AtL, AcL, y LA en esta zona (Fig. 4). Coincidiendo con el límite entre las Formaciones Peraltilla y Sariñena, y aproximadamente con el límite Oligoceno inferior-Oligoceno superior, el abanico de Huesca experimentó su máxima progradación.

*Esquema paleogeográfico para el Oligoceno superior (Fm. Sariñena, parte inferior)*

Tras este episodio de deformación tuvo lugar una etapa de descenso de la actividad tectónica y de degradación del relieve en el margen pirenaico que queda reflejada por el amplio desarrollo de dispositivos en solapamiento expansivo proximal (*onlap*). Durante esta etapa se depositaron los materiales integrados en la parte inferior de la Fm. Sariñena. Inicialmente, aún se detecta actividad en algunas estructuras tectónicas, de manera que los depósitos estratigráficamente más bajos de esta unidad están localmente afectados por abanicos de capas, si bien estos dispositivos fosilizan progresivamente las estructuras con las que se relacionan disponiéndose sobre ellas en *onlap*. Las estructuras que durante la etapa anterior condicionaron el acceso hacia la cuenca de los cursos fluviales procedentes de zonas pirenaicas internas permanecieron inactivas y fueron finalmente fosilizadas. Durante esta etapa los abanicos retrocedieron y en gran parte del área que nos ocupa se produjo una sedimentación típica de llanura lutítica y aluvial distal (Fig. 12.C).

La distribución de litofacies y paleocorrientes refleja la permanencia del abanico de Huesca, que accedió a la cuenca por la misma zona que durante el estadio anterior. No se han detectado variaciones significativas en relación con la naturaleza de los cantos, con lo que asumimos que su área fuente continuó siendo la misma. Más hacia el oeste, existió otro abanico aluvio-fluvial al que hemos denominado "abanico de Balces" cuyo canal alimentador accedió a la cuenca por un paleovalle localizado entre los anticlinales de Balces y Alcanadre (Fig. 12.C). Su extensión fue mucho más limitada que la del abanico de Huesca, hecho que indica que su área fuente presentaría unas dimensiones más modestas. La naturaleza de los cantos de este abanico (predominan los cantos de las Fms. Guara, Belsué-Atarés y Campodarbe con diámetros de hasta 30 cm) indica que su área fuente se localizó en la parte oriental de las Sierras Exteriores. Asimismo, pone de manifiesto que la Cuenca de Jaca (en la que se depositaron fundamentalmente aquellas formaciones) habría pasado a una situación erosiva. El anticlinal de Nasarre limitó el desarrollo del abanico de Balces hacia el oeste, donde se mantuvieron algunos abanicos aluviales de pequeño radio y de procedencia local (Sistema de Sta. Cilia; Hirst, 1983) que también evolucionaron siguiendo una tendencia retrogradante.

Las paleocorrientes medidas evidencian que, si bien el abanico de Balces se encauzó hacia el sur por el pa-

leovalle anteriormente citado, al perder su confinamiento hacia el sur, los cursos se expandieron en forma radial y conectaron con los del abanico de Huesca (Fig. 12.C).

*Esquema paleogeográfico para el tránsito Oligoceno-Mioceno (Fm. Sariñena, parte media)*

Este periodo se caracteriza por un nuevo incremento de relieve por deformación en el Pirineo durante el cual se deposita la parte media de la Fm. Sariñena. La distribución de litofacies y paleocorrientes refleja que en el área de estudio se mantuvieron los abanicos fluviales de Huesca y de Balces, cuyas características fueron similares a las de estadios anteriores (Fig. 12.D). Durante esta etapa, ambos abanicos experimentaron una progradación hacia el sur, y el de Balces consiguió superar el relieve que durante la etapa anterior representaron los anticlinales de Alcanadre y Nasarre, de manera que las paleocorrientes se dirigieron también hacia el oeste.

Se detecta un nuevo abanico aluvio-fluvial, cuyos depósitos proximales se sitúan en el entorno del embalse de Vadiello; fue denominado por Hirst (1983) abanico de Vadiello, denominación que hemos mantenido en este trabajo. Las características de los cantos (tamaño centimétrico-decimétrico y naturaleza calcárea y, en menor proporción silícea), pone de manifiesto que su área fuente se localizó inmediatamente al norte de Vadiello. Al igual que ocurrió con los abanicos de Huesca y del Balces, la entrada del sistema hacia la cuenca estuvo controlada por la configuración estructural de la zona, de manera que la distribución de litofacies refleja que accedió por un paleovalle situado en una posición equivalente al actual cauce del río Guatizalema, encajado entre los materiales de la Fm. Guara.

Este abanico evolucionó siguiendo una tendencia progradante y sus depósitos se encuentran localmente afectados por abanicos de capas, hecho que evidencia la existencia de deformación. Se registró actividad en las láminas de cabalgamiento de Guara, El Molar y Fabana, y la Subunidad tectónica de Vadiello. Estas estructuras limitarían la expansión lateral de los cursos fluviales en las partes más próximas al área fuente, si bien, hacia el sur, éstos perderían su confinamiento y se expandirían de forma radial conectando con los abanicos de Balces y Huesca. Asimismo se detecta deformación en las láminas de El Tozal y San Esteban de Litera, en los anticlinales de Panzano, La Almunia, y Guara, y en los sinclinales de Panzano, y del Guatizalema y Ligüerri. Por otra parte, en la zona de Sta. Cilia-Vadiello, se produjo un avance de los abanicos aluviales de procedencia local, cuyos depósitos están afectados por discordancias progresivas y una discordancia sintectónica (discordancia sintectónica del Calcón), que reflejan la deformación sinsedimentaria relacionada con las fallas de Sta. Cilia-Calcón y Castellones.

La actividad tectónica que se produjo en relación con algunos de estos accidentes (Falla de Sta. Cilia-Calcón o sinclinal de Panzano) provocó un desarrollo

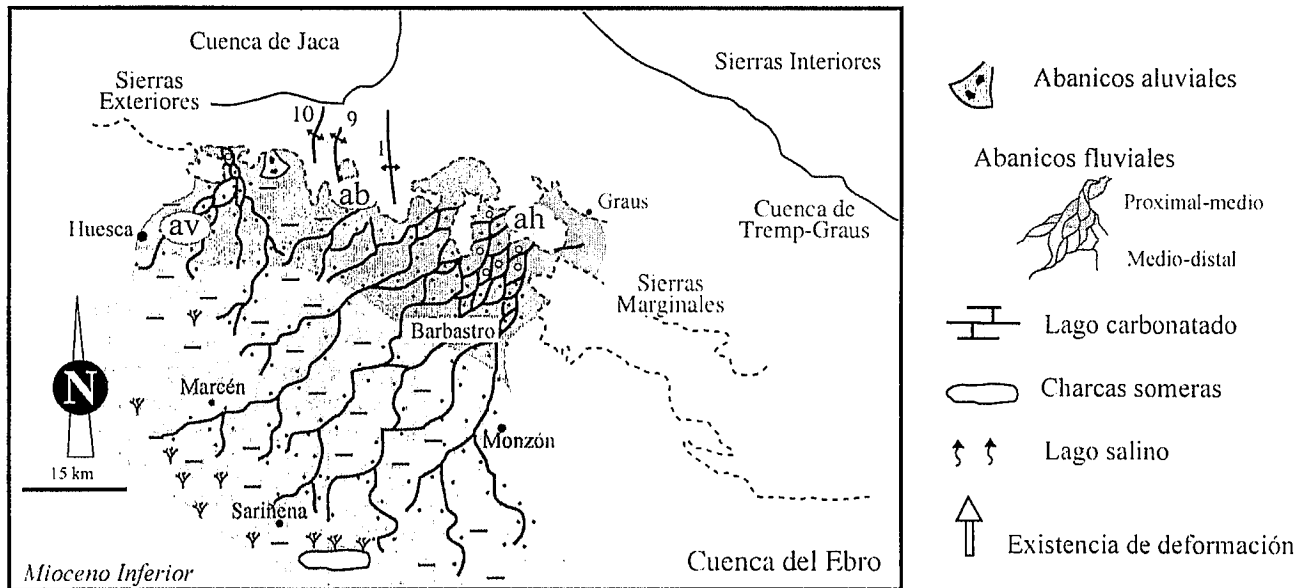


Figura 13.- Esquema paleogeográfico durante el depósito de la parte superior de la Fm. Sariñena (Mioceno Inferior).

de surcos sinsedimentarios (Hirst, 1983) que se localizaron inmediatamente al sur del margen pirenaico. Estos pudieron limitar temporalmente el avance de los abanicos aluviales, aunque el avance progresivo del abanico de Vadiello provocaría finalmente su colmatación.

#### *Esquema paleogeográfico para el Mioceno Inferior (Fm. Sariñena, parte alta)*

Con posterioridad, tuvo lugar un nuevo episodio de calma tectónica y degradación de relieve que afectó al margen pirenaico y queda reflejado en los sedimentos por el desarrollo de dispositivos en *onlap*. Bajo este marco de calma tectónica se depositaron los afloramientos más altos de la Fm. Sariñena de esta zona. Continuó el desarrollo de los abanicos de Huesca y Vadiello (Fig. 13) que, como resultado de la degradación de las áreas fuente, retrogradaron. Los depósitos de todos estos sistemas fosilizan las estructuras que habían experimentado deformación durante el estadio anterior, hecho que evidencia una disminución de la actividad tectónica en la zona. La falta de afloramientos en relación con el abanico de Balces impide determinar si continuó su desarrollo, si bien dado que no se detecta ningún cambio significativo, cabe esperar que sí lo hiciera. Asimismo, en el sector occidental, los abanicos aluviales experimentaron una retrogradación.

#### **Conclusiones**

El análisis sedimentológico de los depósitos detríticos Oligo-Miocenos que afloran en el sector septentrional de la Cuenca del Ebro ha llevado al establecimiento de 10 litofacies características para este sector: Conglomerados monogénicos (Cmd y Cmo), Conglomerados poligénicos (Cpd y Cpo), Conglomerados y areniscas (CA), Areniscas y conglomerados (AC), Areniscas,

conglomerados y lutitas (ACL), Lutitas y conglomerados (LC), Areniscas y lutitas (AtL y Acl), Lutitas y areniscas (LA), Lutitas (L) y Margas y calizas (KM). Estas litofacies representan un conjunto de procesos diferentes (bien en el espacio, bien en el tiempo), de manera que caracterizan distintos sectores de los sistemas deposicionales representados en el área de estudio. Su interpretación, distribución y las relaciones laterales que guardan entre sí, han permitido establecer 2 modelos sedimentológicos representativos para esta área: abanicos aluvio-fluviales y abanicos aluviales. Los primeros presentaron amplio desarrollo longitudinal e importantes aportes de agua, de manera que el tránsito entre zonas proximales y distales tuvo lugar de forma gradual. Dominaron los procesos de tipo fluvial, con corrientes no confinadas o canalizadas según los sectores. Su área fuente se localizó al norte de las sierras surpirenaicas. Los segundos presentaron corto desarrollo longitudinal y, como consecuencia de una rápida disminución de la pendiente, un tránsito brusco entre zonas proximales y distales. Los aportes de agua fueron esporádicos y las corrientes sufrieron una rápida disipación de energía en zonas muy próximas al área fuente, que se localizó en las sierras surpirenaicas.

El estudio de la distribución espacial de las litofacies definidas ha posibilitado el establecimiento del esquema paleogeográfico existente para cada periodo de tiempo. Se deduce que esta zona estuvo caracterizada por el desarrollo de abanicos fluviales y abanicos aluviales que a menudo interfirieron entre sí. Desde el Oligoceno inferior se reconoce un abanico fluvial de grandes dimensiones (abanico de Huesca) que accedió a la cuenca por el noreste y se expandió hacia el sur-suroeste. Además, existieron otros dos abanicos aluvio-fluviales (abanicos de Balces y de Vadiello), de características similares aunque de dimensiones más modestas, al oeste del anterior; la distribución de sus afloramientos impide determinar, en cambio, desde qué momento se

desarrollaron. Ambos accedieron a la cuenca por sendos paleovalles en dirección norte-sur y sus cursos conectaron con los del abanico de Huesca hacia el sur. Los abanicos aluviales, de carácter local, experimentaron su mayor desarrollo durante las etapas de deformación, y estuvieron predominantemente localizados en la parte occidental de la zona de estudio.

La evolución de todos estos sistemas estuvo condicionada por el marco tectónico bajo el que se desarrollaron, de manera que durante los episodios de máxima deformación que tuvieron lugar en el Oligoceno inferior y el tránsito Oligoceno-Mioceno, los sistemas de abanicos progradaron, mientras que durante los episodios de calma tectónica y degradación del relieve que se produjeron en el Oligoceno superior y el Mioceno Inferior, los sistemas evolucionaron según una tendencia retrogradante.

### Agradecimientos

Se agradece especialmente a los dos revisores anónimos de este trabajo y al editor las sugerencias planteadas, que han servido para mejorar la versión definitiva del mismo. Este trabajo se ha realizado con el apoyo de los proyectos PB97/0882-C03-02 DGES y E-28 DGA.

### Referencias

- Agustí, J., Cabrera, L., Anadón, P. y Arbiol, S. (1988): A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsletter Stratigraphy*, 18: 81-97.
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M. y Llenas, M. (1994): Magnetobiostratigraphy of the Oligocene-Miocene transition in the Ebro Basin (Eastern Spain): state of the art. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 26: 161-172.
- Alvárez Sierra, M.A., Daams, R., Lacombe, J.L., López Martínez, N. y Sacristán Martín, M.A. (1987): Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10: 43-48.
- Alvárez Sierra, M.A., Daams, R., Lacombe, J.L., López Martínez, N., Van der Meulen, A.J., Sese, C. y De Visser, J. (1990): Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geologica*, 94: 1-77.
- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Arenas, C.; Millán, H.; Pardo, G.; Pocoví, A. (2001). Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13: 65-89.
- Azanza, B., Canudo, J.I. y Cuenca, G. (1988): Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones: 261-264.
- Bentham, P.A., Burbank, D.W. y Puigdefàbregas, C. (1992): Temporal controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. *Basin Research*, 4: 335-352.
- Cabrera, L. (1983): *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 443 p.
- Cabrera, L. y Colombo, F. (1986): Las secuencias de abanicos aluviales Paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (sistemas de Scala Dei y Los Monegros, sector SE de la Cuenca del Ebro). En: *XI Congreso Español de Sedimentología*. Guía de Excursiones, Exc. nº 7, 53 p.
- Cabrera, L., Colombo, F. y Robles, S. (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial system of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En: *6th European I.A.S. Meeting*. Excursion Guidebook, Exc. nº 10, p. 393-492.
- Casas, A. M. (1992): *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos*. Zubía (monográfico nº 4). Instituto de Estudios Riojanos, 220 p.
- Colombo, F. (1980): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los catalánides*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 690 p.
- Colombo, F. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Paleoceno continental del borde meridional occidental de Los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 295-334.
- Colombo, F. (1992): Abanicos aluviales. En: *Sedimentología*, vol. I. (A. Arche Ed). Colección Nuevas Tendencias, CSIC, Madrid, 11: 143-218.
- Crusafont, M., Riba, O. y Villena, J. (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, 83: 7-14.
- Cuenca, G. (1991): Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro. En: *I Congreso del Grupo Español del Terciario*. Comunicaciones: 101-104.
- Cuenca, G. y Canudo, J.I. (1991): El límite Oligoceno-Mioceno con roedores fósiles en la Cuenca del Ebro: Fraga y Ballobar, Provincia de Huesca. *Azara*, 3: 35-51.
- Cuenca, G., Azanza, B., Canudo, J.I. y Fuertes, V. (1989): Los micromamíferos del Mioceno Inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, 6: 75-77.
- Cuenca, G., Canudo, J.I.; Laplana, C. y Andrés, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: Ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 127-144.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J. y Baldwin, S.L. (1999): Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 173: 157-170.
- Garrido-Megías, A. (1972): Precisiones sobre la "mise en place" del manto de Gavarnie en el borde norte del Valle del Ebro (Región de Barbastro, provincia de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, 7: 50-52.
- Garrido-Megías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre la Tectónica y Sedimentación del Secundario y Terciario de*



- la Vertiente Meridional Pirenaica en su Zona Central (Provs. de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 395 p.
- González, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y Cubetas Ibéricas Marginales*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 507 p.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6: 339-348.
- Hirst, J.P.P. (1983): *Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca province, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. de Cambridge, 247 p.
- Hirst, J.P.P. y Nichols, G.J. (1986): Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. En: *Foreland Basins*. (Ph. Allen y P. Homewood, Eds.). International Association of Sedimentologist Special Publications, 8: 247-258.
- Larragán, A. de (1949): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 287 (Barbastro)*. IGME, Madrid.
- Luzón, A. (2001): *Análisis Tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 465 p.
- Macías, I, Díaz Molina, M., Estrada, R. y Rampone, G. (1986-1987): Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Formación Peraltilla. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 19-26. Comunicaciones del XI Congreso Español de Sedimentología. Parte 1.
- Martínez Peña, M.B. (1991): *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 580 p.
- Martínez Peña, M. B. y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 81-94.
- Mellere, D. y Marzo, M. (1991): Los conglomerados sinorogénicos de la Poble de Segur y sus relaciones con las estructuras tectónicas principales. En: *I Congreso del Grupo Español del Terciario*. Comunicaciones: 221-223.
- Mellere, D. y Marzo, M (1992). Los depósitos aluviales sintectónicos de la Poble de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 145-145. Homenaje a Oriol Riba Arderiu.
- Millán, H. (1996): *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 330 p.
- Millán, H., Pueyo, E., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez, B. y Pocoví, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 279-300.
- Muñoz, A. (1992): *Análisis Tectosedimentario del Terciario del Sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Instituto de Estudios Riojanos. Ciencias de la Tierra, 15, 347 p.
- Muñoz, A. y Casas, A.M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Muñoz; A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pérez, A., Pardo, G. y Villena, J. (2002): Ebro Basin (Northeastern Spain). En: *Geology of Spain* (T. Moreno y T. Gibbons Eds.). Geological Society of London, London, 301-309.
- Nichols, G.J. (1984): *Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragón, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. de Cambridge, 243 p.
- Nichols, G. y Hirst, J.P., 1998. Alluvial fans and fluvial fans distributary systems oligo-miocene northern Spain: contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 879-889.
- Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector Riojano-Aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 525 p.
- Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104. 188 p.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basins. En: *Foreland Basins*. (Ph. Allen y P. Homewood, Eds.). International Association of Sedimentologist Special Publications, 8: 229-246.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. y Vergés, J. (1992): Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. En: *Thrust tectonics* (K.R. Mc Clay, Ed.). Chapman & Hall, London, 247-254.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros*. Instituto Fernando el Católico (C.S.I.C.). Tesis Doctorales, 27, 207 p.
- Reille, J.L. (1971): *Les relations entre tectogénese et sédimentation sur la versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des des formations tertiaires essentiellement continentales*. Tesis Doctoral, Univ. de Montpellier, C.N.R.S.: A.O. 496, 330 p.
- Riba, O., Puigdefàbregas, C., Soler, M., Maldonado, A., Martí, C. y Garrido, A. (1972): *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja n° 23 (Huesca)*, 1ª edición. IGME, Madrid.
- Riba, O., Puigdefàbregas, C., Soler, M., Maldonado, A., Martí, C. y Garrido, A. (1980): *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja n° 23 (Huesca)*, 2ª edición. IGME, Madrid.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. En: *Geología de España*, Libro Homenaje a J.M. Ríos, T II, IGME, Madrid, 131-159.
- Robles, S. y Ardévol, L. (1983): Modelo de interacción sedimentaria entre un complejo de abanicos aluviales y un sistema lacustre. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Comunicaciones: 1.80-1.85.
- Sáez, A y Salvany, J.M. (1990): Las formaciones evaporíticas de Barbastro y Puente La Reina (Eoceno Superior-Oligoceno Basal de la Cuenca Surpirenaica). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie* (F. Ortí Cabo, F. y J.M. Salvany Durán, Eds.), 100-105.
- Séguret, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publications de l'Université des Sciences et techniques du Languedoc (Ustela), Montpellier. Série Géologie Struct., n° 2. 155 p.
- Senz, J.M. y Zamorano, M. (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 195-210.



- Homenaje a Oriol Riba Arderiu.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996a): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: sequence stratigraphy. En: *Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Serie World and Regional Geology. Cambridge University Press, Cambridge, 77-82.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996b): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: paleogeography and tectonic control. En: *Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Serie World and Regional Geology. Cambridge University Press., Cambridge, 83-88.
- Vincent, S.J. y Elliot, T. (1996): Long-lived fluvial palaeovalleys sited on structural lineaments in the Tertiary of the Spanish Pyrenees. En: *Tertiary Basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Serie World and Regional Geology. Cambridge University Press., p. 161-165.
- Yuste, A.; Luzón, A.; Bauluz, B. (2002). Características mineralógicas y geoquímicas de los depósitos aluviales de la zona norte del sector central de la Cuenca del Ebro: implicaciones sobre su área fuente y la actividad tectónica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 25A: 109-110.
- Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloetingh, S., Roure, F. y Moretti, I. (1990): Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. *Journal of Geophysical Research*, 95: 2701-2711.

*Manuscrito recibido el 23 de septiembre de 2003*

*Aceptado el manuscrito revisado el 30 de diciembre de 2003*