

**EL Terciario Continental del Sector  
Alfambra-Villalba Alta (Fosa de Teruel)**



*Ramón Sancho Gómez, Ana M.<sup>a</sup> Alonso-Zarza  
y José Pedro Calvo Sorando*



# EL TERCIARIO CONTINENTAL DEL SECTOR ALFAMBRA-VILLALBA ALTA (FOSA DE TERUEL)\*

Ramón Sancho Gómez, Ana M.<sup>a</sup> Alonso-Zarza  
y José Pedro Calvo Sorando\*\*

## RESUMEN

Este trabajo aborda el estudio de los materiales terciarios del sector norte de la Fosa de Teruel, en el área de Alfambra-Villalba Alta. Los depósitos terciarios más antiguos corresponden a materiales paleógenos continentales, que se disponen discordantes sobre los materiales mesozoicos que constituyen el borde de la Fosa. Los sedimentos más ampliamente representados en este sector corresponden al Plioceno, y se pueden atribuir a las dos unidades litoestratigráficas, unidades IV y V, definidas por ALCALÁ *et al.* (2000), para toda la Fosa de Teruel. La unidad IV, de edad Alfambiense, se subdivide en tres subunidades: detrítica inferior, mixta y carbonática de Orrios. Estas subunidades representan el tránsito lateral, en sentido NE-SW, desde ambientes de abanico aluvial a lacustres, siendo característicos los niveles de paleosuelos. La unidad V (Villafranquiense), constituida por la unidad detrítica superior, se depositó en un sistema fluvial que drenaba en dirección N-S.

**Palabras clave:** Fosa de Teruel, Plioceno, abanicos aluviales, carbonatos palustres, paleosuelos.

## ABSTRACT

*The continental Tertiary of the Alfambra-Villalba Alta area (Teruel graben).*

This paper focuses on the Tertiary deposits of the northern area of the Teruel Graben in the Alfambra-Villalba Alta area. The oldest Tertiary deposits are Palaeogene in age and outcrop very locally and discordant

\* Resumen del trabajo realizado en gran parte con una ayuda concedida por el Instituto de Estudios Turolenses en su XVII Concurso de Ayudas a la Investigación de 1999.

\*\* Dpto. de Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

on the mesozoic deposits of the Graben margins. Most of the sediments outcropping in this area are Pliocene in age and two main lithostratigraphic units are recognised. These units are equivalent to units IV and V, defined by ALCALÁ *et al.* (2000), for the overall Teruel Graben. Unit IV is formed by three subunits: lower detrital subunit, mixed subunit and Orrios carbonate subunit. The overall of these subunits represents the lateral change between coarse alluvial fan deposits to lacustrine environments. Unit V is formed by the upper detrital unit, which was deposited on a fluvial system flowing N-S.

**Key words:** Teruel Graben, Pliocene, alluvial fans, palustrine carbonates, paleosols.

## INTRODUCCIÓN

La Fosa de Teruel, situada en el NE de la Península Ibérica, tiene una anchura media de 15 km y se extiende a lo largo de 100 km en sentido NNE-SSW desde la zona de Alfambra-Villalba Alta, al norte, hasta la zona de Mira, al sur. Su formación está relacionada con la extensión ligada al fenómeno de rifting que tuvo lugar durante el Terciario en el Mediterráneo occidental, y que originó la formación de diversas cuencas con relleno marino y/o continental (ANADÓN *et al.*, 1989; GUIMERA, 1996).

La fosa se define como un semigraben, limitado por fallas normales con dirección NNE-SSW que se localizan principalmente en el borde E de la cuenca. Estas fallas cortan a las estructuras compresivas paleógenas de la cadena Ibérica cuya dirección es NW-SE. La falla maestra es de tipo listrico (GUIMERA, 1997), y al ser el bloque W de las fallas el subsidente, los materiales neógenos tienen en muchos sectores un buzamiento general hacia el ESE.

La zona de estudio está situada en la rama norte de la fosa y abarca el área comprendida entre Alfambra y Villalba Alta (fig. 1). En esta zona el borde de la cuenca terciaria está constituido por materiales mesozoicos. El relleno terciario de esta zona incluye:

1. Materiales paleógenos, discordantes sobre el Mesozoico, constituidos por conglomerados y areniscas de tonos naranjas, carbonatos muy duros de colores grises, y lutitas de color rojo con nódulos de carbonato y niveles de paleosuelos.

2. Una sucesión neógena que se sitúa discordante sobre el Mesozoico y sobre el Paleógeno. Está formada por niveles de gravas y arenas con costras laminares, que hacia el oeste pasan a calizas con estructura prismática. Por encima de estos se sitúan depósitos detríticos de tonos rojos.

El estudio de los materiales neógenos de la Fosa de Teruel ha sido objeto de numerosos trabajos centrados en la definición de las unidades estratigráficas y en el establecimiento del modelo de evolución paleogeográfica de algunos sectores de la fosa (ALCALÁ *et al.*, 1997; ALONSO-ZARZA y CALVO, 2000). Sin embargo, gran parte de estos trabajos se centran, bien en el estudio de la zona sur de la fosa (ANADÓN *et al.*, 1989; ANADÓN *et al.*, 2000) o bien en el sector norte de la fosa

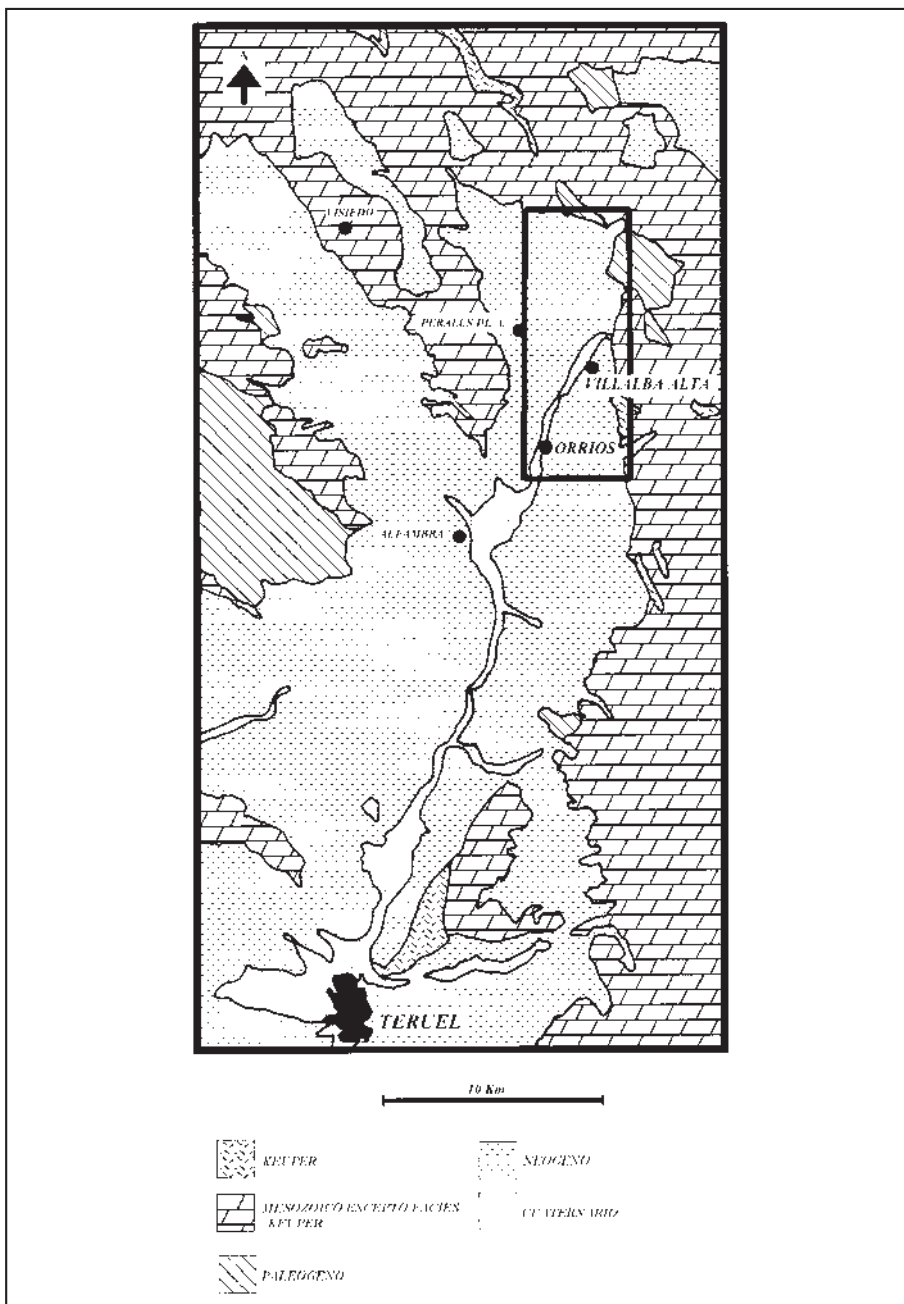


Fig. 1. Contexto geológico y situación de la zona de estudio en el sector norte de la Fosa de Teruel.

(ALONSO-ZARZA *et al.*, 2000), pero en áreas situadas al sur de la zona de estudio, es decir, entre Alfambra y Teruel. Se carece, por tanto, de estudios sedimentológicos y petrológicos de detalle en los materiales terciarios en el área de estudio, de su relación con las unidades supra e infrayacentes, de un marco litoestratigráfico y de un modelo que explique la evolución paleogeográfica de este sector de la fosa.

Por esto, los objetivos del trabajo son la definición de las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio y su correlación con las definidas en el resto de la fosa, y la caracterización de los distintos sistemas deposicionales que se instalaron en esta parte de la Fosa de Teruel durante el Neógeno. Todo esto permitirá elaborar el modelo de evolución paleogeográfica para este sector de la fosa durante el Terciario.

## LITOESTRATIGRAFÍA

Se ha estudiado un total de cinco columnas estratigráficas (fig. 2):

### 1. *Columna de Villalba Alta.*

La columna se ha realizado al norte del municipio de Villalba Alta, la base tiene como coordenadas: 40° 35' 27" de latitud y 0° 59' 27" de longitud. La potencia medida en esta columna es de 47 m. En ella se distinguen los siguientes tramos (fig. 2):

Tramo 1. Este primer tramo está compuesto por lutitas de color rojo con abundantes nódulos de carbonato y carbonatos nodulosos muy marmorizados. La potencia total del tramo es de 24 m.

Tramo 2. El tramo presenta un espesor de 23 m. Está formado por una alternancia de lutitas de color rojo, con niveles de gravas de entre 1 y 2 m de espesor, algunos de los cuales tienen morfología canaliforme. En el techo de las capas de gravas se reconocen costras calcáreas laminares de espesor centimétrico.

### 2. *Columna de Villalba Alta (2).*

Esta columna se ha levantado unos metros hacia el W de la columna de Villalba Alta. La potencia medida es de 19 m que corresponden a un único tramo (fig. 2) compuesto por lutitas de color rojo que alternan con bancos de gravas, éstas presentan a techo costras calcáreas laminares. Esta parte representa el equivalente distal del tramo 2 de la columna de Villalba Alta.

### 3. *Columna de Villalba Alta-carretera.*

Está situada en la carretera que va desde Perales de Alfambra a Villalba Alta. La base de la columna se sitúa en las coordenadas: 40° 37' 5" de latitud y 0° 58' 28" de longitud. La potencia total medida en esta columna es de 85 m que se dividen en los siguientes tramos (fig. 2):

1. El primero, de 16 m, está formado por una sucesión de niveles carbonáticos nodulosos, lutitas con nódulos de carbonato y algunas pasadas de gravas.

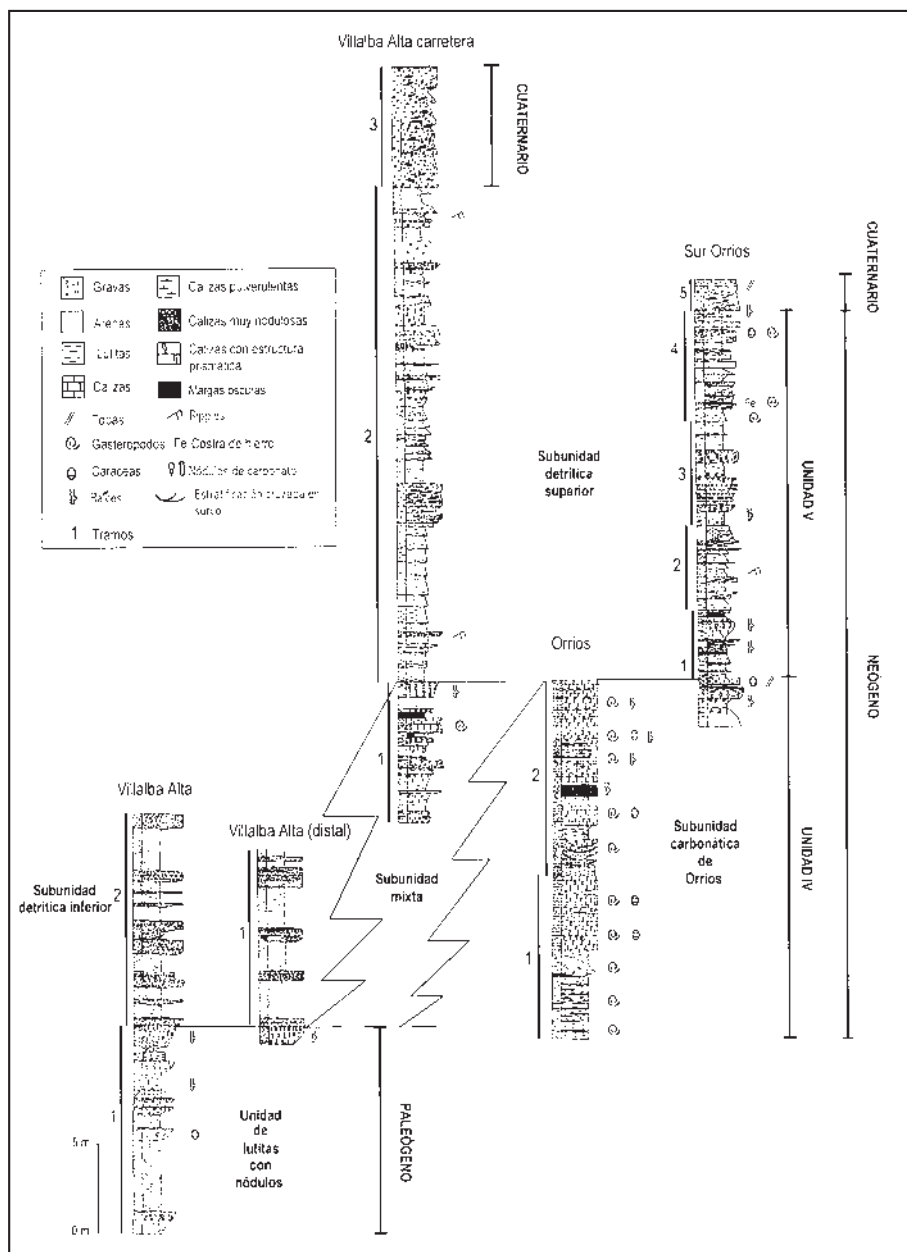


Fig. 2. Gráfico de correlación de las columnas estratigráficas estudiadas en el sector Alfambra-Villalba Alta (Fosa de Teruel) con indicación de las distintas unidades estratigráficas presentes en la zona de estudio.

2. Por encima se pasa a una sucesión detrítica de 56 m de espesor, formada por una alternancia de arenas de grano fino y medio con lutitas. Tanto las arenas como las lutitas presentan nódulos de carbonato, estructuras de flujo y, ocasionalmente, algunos bancos de arenas tienen geometría canaliforme.
3. La parte superior de la columna está formada por un tramo de 13 m constituido por potentes capas de gravas con estratificación cruzada. En el techo del tramo se observan costras calcáreas laminares.
4. *Columna de Orrios.*

Está situada en el pueblo de Orrios, en la zona de "Casas del Río". Las coordenadas de su base son: 40° 35' 27" de latitud y 0° 59' 27" de longitud. La potencia de esta columna es de 40 m (fig. 2) y está constituida por dos tramos:

1. Un primer tramo de 18 m compuesto por calizas pulverulentas con abundantes gasterópodos y caráceas que hacia techo pasan a calizas bioclásticas y a calizas con estructura prismática. Algunos niveles de calizas presentan geometría canaliforme.
2. El segundo tramo, con una potencia de 22 metros, está formado por calizas pulverulentas, calizas masivas y calizas con estructura prismática, la cual está más marcada hacia la parte superior del tramo.

Estos materiales equivalen lateralmente al tramo 2 de la columna de Villalba Alta y al tramo 1 de la columna de Villalba Alta-carretera.

#### 5. *Columna SO (sur de Orrios).*

Está situada al sureste de Orrios, las coordenadas para la base de la columna son: 40° 34' 20" de latitud y 40° 58' 0" de longitud. La potencia total medida en esta columna es de 50 m (fig. 2) y los tramos en que se puede dividir son:

1. El inferior presenta un espesor de 13 m. Está formado por arenas, lutitas de colores rojos y negros con un alto contenido en materia orgánica y niveles de carbonatos nodulosos y marmorizados.
2. Este segundo tramo tiene un espesor de 10 m, y está compuesto fundamentalmente por arenas lutíticas con estratificación cruzada, capas de lutitas y niveles de gravas.
3. El tercer tramo presenta una potencia de 11 m. Incluye niveles de paleosuelos carbonatados, arenas y lutitas con nódulos de carbonato, y capas delgadas de calizas.
4. Este cuarto tramo de 9 m de potencia está constituido fundamentalmente por arenas masivas, arenas con estratificación cruzada, arenas con cemento ferruginoso y capas de lutitas.
5. El último tramo de la columna lo forma un banco de gravas con estratificación cruzada de 3 m de potencia y cemento ferruginoso. Por encima de las gravas se dispone un nivel tobáceo. El espesor total del tramo es de 4 metros.

## PALEÓGENO

El Paleógeno aflora principalmente en la parte norte de la zona de estudio (fig. 3), situándose discordante sobre los materiales mesozoicos. En algunas zonas la discontinuidad entre los materiales jurásicos y paleógenos queda marcada por una potente calcreta laminar (lámina I-a). El espesor de los materiales paleógenos llega a alcanzar 200 metros, y se han datado como Oligoceno superior (IGME, 1983). Debido al carácter local con el que afloran los depósitos paleógenos, y teniendo en cuenta que el objetivo principal de este trabajo es el estudio del Neógeno, describiremos sólo brevemente los materiales paleógenos y de ellos nos centraremos esencialmente en la unidad más alta, ya que permite analizar la discontinuidad Paleógeno-Neógeno. El conjunto de materiales paleógenos está formado de base a techo por:

a) Conglomerados y brechas de cantos jurásicos con intercalaciones de arenas muy cementadas y niveles de lutitas con nódulos de carbonato. En esta parte inferior de la serie son muy frecuentes los niveles de costras laminares con abundantes pisolitos. El espesor medio de esta serie es de unos 50 metros.

b) Lutitas de color rojo con nódulos de carbonato, que intercalan niveles de calizas de color blanco amarillento con abundante flora y fauna dulceacuícola. La notable presencia de nódulos de carbonato en las lutitas rojas llega a definir paleosuelos con estructura prismática. El espesor de este conjunto es de 40 metros. La parte alta de esta unidad es la que se describe a continuación.

### Unidad de lutitas con nódulos de carbonato

Esta unidad sólo se reconoce en zonas muy marginales de la cuenca, en concreto en la zona NE del área estudiada, en las proximidades de Villalba Alta. La unidad se dispone concordante con los materiales paleógenos infrayacentes por lo que la consideramos como la unidad más alta del Paleógeno, aunque no tenemos datos bioestratigráficos ni magnetoestratigráficos que confirmen esta hipótesis. Tiene una potencia visible de 24 m, y está formada por lutitas rojas con nódulos de carbonato. Dentro de las lutitas se desarrollan varios perfiles de edafización progresiva de entre 1 y 2 metros (lámina I-b). El límite de la unidad es un nivel de carbonatos con estructura prismática de 2,5 m (lámina II-a), que corresponde a un paleosuelo maduro, estadio IV de MACHETTE (1985); dada su gran continuidad lateral se ha utilizado como nivel guía indicativo del techo del Paleógeno.

## NEÓGENO

Los depósitos neógenos más antiguos se han datado como Aragoniense inferior (ADROVER *et al.*, 1978; VAN DAM, 1997), aunque la mayoría de los materiales de la Fosa de Teruel tienen un rango de edad que abarca desde el Vallesiense inferior al Plioceno superior (MEIN *et al.*, 1983). Uno de los rasgos más notorios de los sedimentos neógenos de la Fosa de Teruel es que en ellos se han reconocido numerosos yacimientos de micro y macro vertebrados (ALCALÁ, 1994; VAN DAM, 1997). El estudio de dichos yacimientos junto con numerosos trabajos magnetoestratigráficos lleva-

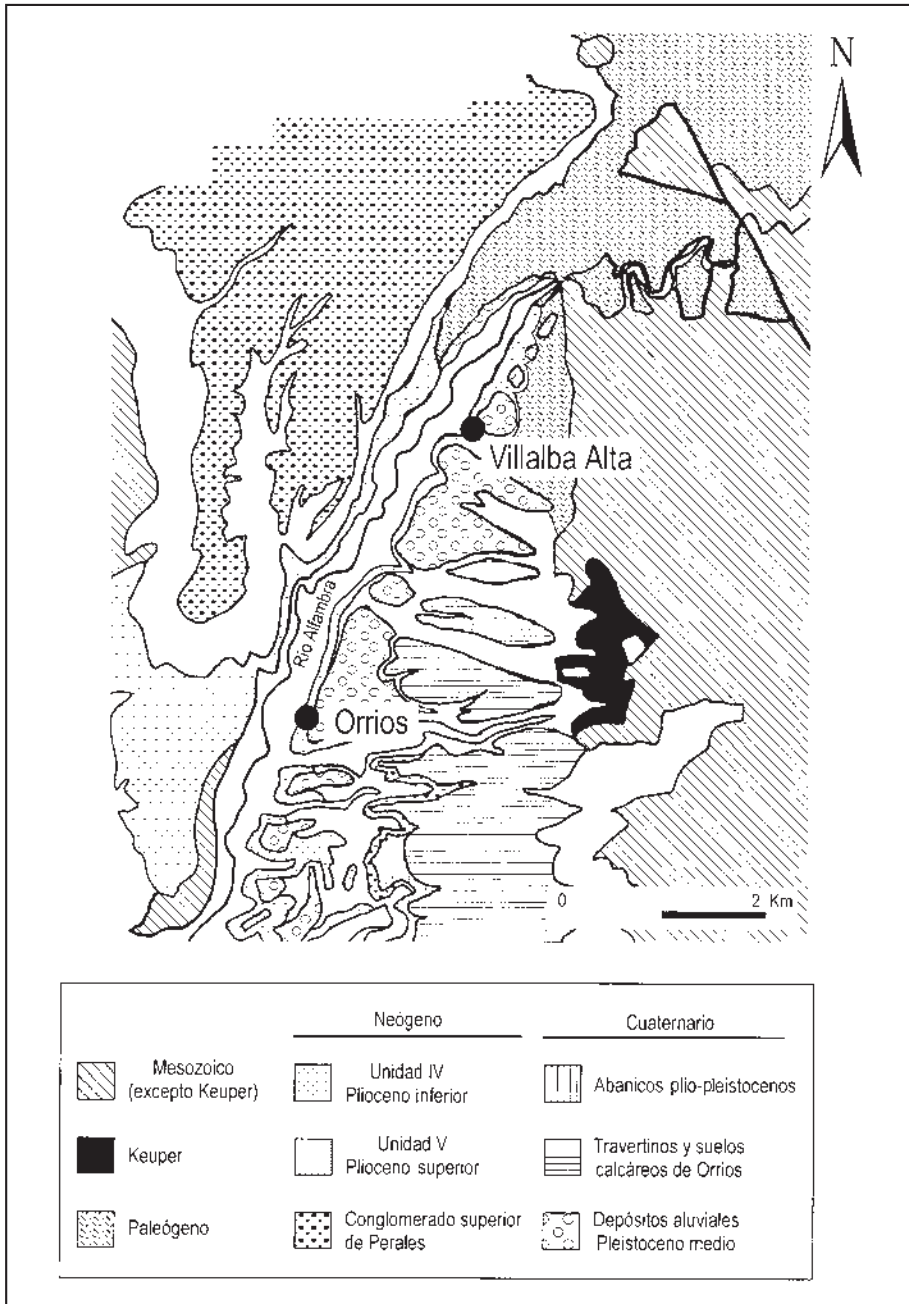


Fig. 3. Cartografía esquemática de la zona de estudio (modificado de ANADÓN *et al.*, 1990).



Lámina I-a. Calcreta laminar desarrollada sobre los materiales jurásicos. Esta calcreta marca la discontinuidad entre el Jurásico y el Paleógeno. Norte de Villalba Alta.



Lámina I-b. Niveles de paleosuelos que se desarrollan en las lutitas con nódulos de carbonato. Unidad de lutitas con nódulos de carbonato. Villalba Alta.



Lámina II-a. Nivel de calizas con estructura prismática utilizado como nivel guía. Constituye un paleosuelo de estadio IV de madurez (MACHETTE, 1985) situado en el techo de la unidad de lutitas con nódulos de carbonato. Villalba Alta.

dos a cabo a lo largo de toda la fosa (VAN DAM y WELJTE, 1999) han permitido obtener una buena definición cronoestratigráfica de los depósitos de la Fosa de Teruel.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, son pocos los trabajos que abordan la definición y correlación de las distintas unidades a lo largo de la cuenca. En una primera aproximación, VAN DE WEERD (1976) dividió el Neógeno en cuatro formaciones (Peral, Tortajada, Alfambra y Escorihuela). Recientemente, ALONSO-ZARZA y CALVO (2000) dividen el registro neógeno del sector norte de la fosa (exceptuando la zona de estudio) en 4 unidades (unidades I a IV). Las dos unidades inferiores, unidades I y II, están constituidas por depósitos detríticos gruesos que pasan hacia el centro de la fosa a depósitos lutíticos con paleosuelos y a calizas lacustres, palustres y fluvio-lacustres. La unidad III se caracteriza por la presencia de niveles de yesos bioturbados y margas dolomíticas equivalentes a la Formación Tortajada. La unidad IV está formada por depósitos detríticos rojos que intercalan, sobre todo hacia techo, niveles lacustres carbonatados. Esta unidad representa la parte alta del Neógeno y equivale a la Formación Escorihuela. Ha sido estudiada en detalle por MOISSENET *et al.* (1990) y por OPDYKE *et al.* (1997), que han establecido su edad como Alfambriense (Plioceno inferior), basándose en el estudio de los restos de mamíferos y en trabajos de magnetoestratigrafía. Más recientemente, ALCALÁ *et al.* (2000) incluyen una unidad más alta, la V. Esta unidad está formada por niveles lutíticos rojos que intercalan pasadas de arenas y gravas, niveles de paleosuelos carbonatados y carbonatos fluvio-lacustres. La edad de esta unidad es Villafranquiense (Plioceno superior).

El presente trabajo se centra en el estudio detallado de dos de las unidades neógenas que afloran en el sector Alfambra-Orrios. Estas unidades son la unidad IV de ALONSO-ZARZA y CALVO (2000), y la unidad V de ALCALÁ *et al.* (2000). El estudio y definición precisa de dichas unidades se ha realizado tomando como base las observaciones a lo largo de todo el área de estudio y el levantamiento de las cinco columnas estratigráficas descritas anteriormente.

## Unidad IV

La edad de esta unidad es Alfambriense (Plioceno inferior), de acuerdo con las dataciones de MOISSENET *et al.* (1990) y OPDYKE *et al.* (1997). El estudio llevado a cabo en esta unidad ha permitido la definición de las siguientes subunidades (fig. 4):

### *Subunidad de lutitas y gravas (detrítica inferior)*

El espesor de esta subunidad es de 23 m, y está formada por niveles de lutitas rojas de hasta 5 m de potencia que alternan con capas de gravas clastosoportadas (lámina II-b), algunas de las cuales presentan morfología canaliforme. Los cantos de las gravas son de calizas del mesozoico, con una distribución de tamaños muy heterométrica.

La potencia de las capas de lutita aumenta hacia el techo de la unidad, y también aumenta si nos desplazamos hacia zonas más distales, disminuyendo el espesor de las gravas. Las gravas



Lámina II-b. Bancos de gravas y de lutitas pertenecientes a la subunidad detrítica inferior. La subunidad se sitúa concordante sobre el paleosuelo situado a techo del Paleógeno (nivel marcado por la flecha). Villalba Alta.

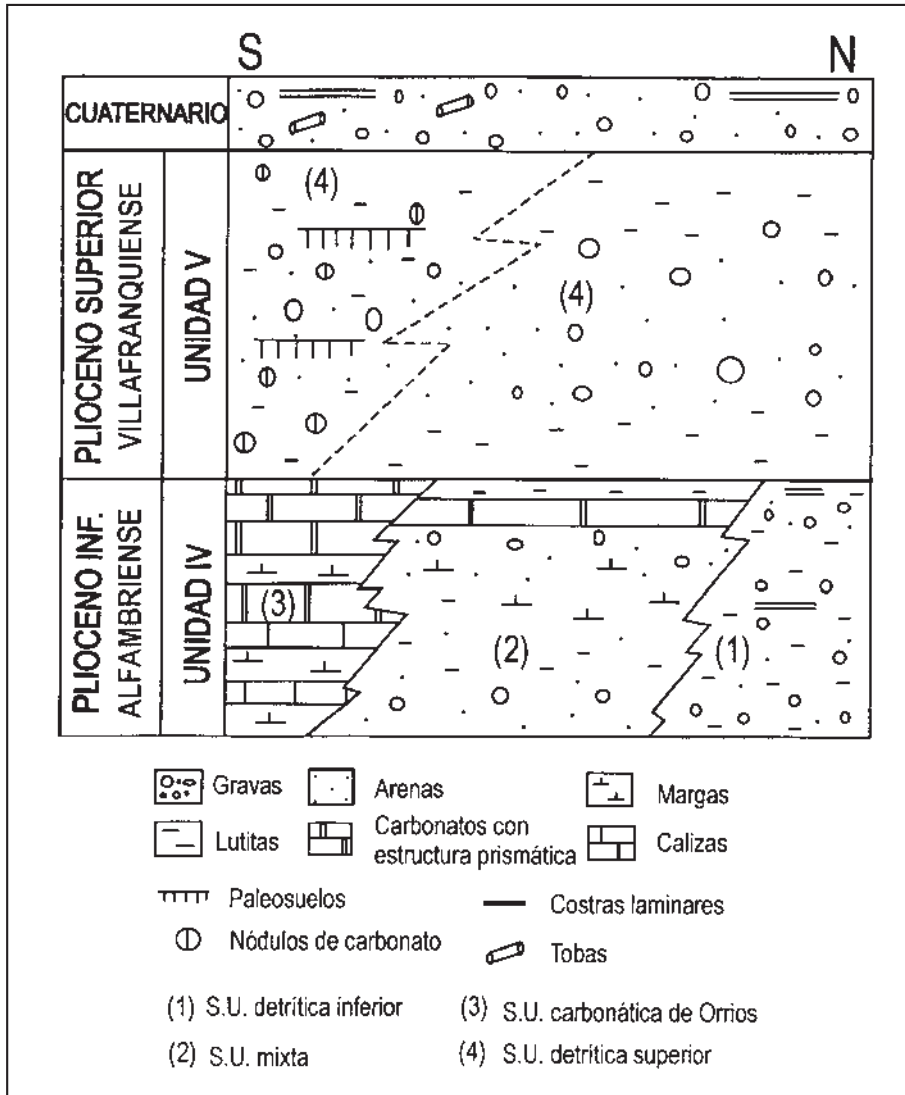


Fig. 4. Esquema litoestratigráfico del relleno neógeno del sector Alfambra-Villalba Alta de la Fosa de Teruel.

aparecen en bancos tabulares, con granoselección positiva y costras laminares en la parte superior de cada banco. La subunidad se apoya sobre el paleosuelo utilizado como nivel guía que marca el final del Paleógeno (lámina II-b), pasando lateralmente, hacia zonas más distales (W), a la subunidad mixta (fig. 4).

### ***Subunidad mixta***

Esta unidad se reconoce en las columnas de Villalba Alta carretera y en la del sur de Orrios. La base no aflora, por lo que no se tiene un registro completo de su espesor. Está formada por lutitas de colores rojos con nódulos de carbonato, capas de gravas y arenas, y bancos de carbonato con estructura prismática (lámina III-a). A techo aparece un paleosuelo de 2 metros de espesor, por encima del cual se depositan las lutitas pertenecientes a la subunidad detrítica superior. Esta subunidad representa el tránsito lateral de la subunidad de arcillas y gravas (detrítica inferior) a la subunidad carbonática de Orrios (fig. 4).

### ***Subunidad carbonática de Orrios***

Es una unidad esencialmente carbonática (lámina III-b) con un espesor máximo de 40 m, medidos en la localidad de Orrios. El límite superior lo constituyen los niveles de carbonatos prismáticos más duros, por encima de los que se disponen, en contacto neto, las arenas de la subunidad detrítica superior. En esta subunidad se distinguen dos tramos de 18 m y 22 m respectivamente. Ambos tramos están formados en la base por calizas pulverulentas de morfología canaliforme que incluyen restos de gasterópodos y caráceas. El techo de los dos tramos lo forman calizas con estructura prismática.

### **Unidad V**

Esta unidad está constituida exclusivamente por la subunidad detrítica superior, cuya edad es Villafranquiense (Plioceno superior) (OPDYKE *et al.*, 1997).



Lámina III-a. Aspecto de las calizas con estructura prismática de la parte superior de la subunidad mixta. Carretera de Villalba Alta.



Lámina III-b. Vista general de los diferentes bancos de calizas de la subunidad carbonática de Orrios. Sección de Orrios.

### *Subunidad detrítica superior*

El espesor de esta unidad es de 50-60 m. Esta subunidad se superpone, en el norte de la zona de estudio, a los materiales paleógenos mediante una paraconformidad. En el resto de la zona estudiada se apoya concordante sobre todas las subunidades que forman la unidad IV (fig. 4). Está formada por una sucesión de bancos de lutitas con nódulos de carbonato, arenas y gravas (lámina III-c). Se observa un mayor contenido de lutitas en la parte inferior de cada banco y un progresivo aumento de la proporción de arena hacia el techo de los mismos, así como un aumento en la cantidad de nódulos hacia la parte superior de la subunidad.

## SEDIMENTOLOGÍA

### PALEÓGENO

#### Unidad de lutitas con nódulos de carbonatos

En esta subunidad se reconocen las siguientes facies:

1. *Lutitas rojas con nódulos de carbonato.*



Lámina III-c. Aspecto de campo de las lutitas, arenas y gravas que constituyen la subunidad detrítica superior. Carretera de Villalba Alta.

Se presentan en bancos de hasta 8 m de lutitas de color rojo con nódulos de carbonato (lámina I-b), el contenido en nódulos aumenta siempre hacia el techo de las capas. Los nódulos son de cal-cita. Las arcillas presentan moteado verdoso y óxidos de manganeso que produce pátinas negras.

### 2. *Carbonatos nodulosos marmorizados.*

Esta facies aparece en bancos métricos formados por nódulos coalescentes de carbonato cálcico entre los cuales hay arcillas en cantidades variables, siempre menores hacia el techo, que es donde la capa es más dura y compacta. Petrográficamente los nódulos se clasifican como mudstones, con pocos granos detríticos, extraclastos, grietas de desecación (lámina IV-a) y pátinas negras debidas a la presencia de óxidos de manganeso. Además, hay que resaltar la presencia en algunos niveles de restos de caráceas.

### 3. *Carbonatos nodulosos con estructura prismática.*

Esta facies aparece en bancos irregulares que presentan estructura prismática y tonos rojizos. Se presentan con una potencia y continuidad variables, si bien el que aparece en la parte más alta de la subunidad, con una potencia de 2,5 m (lámina II-a), tiene gran continuidad. Los nódulos están alargados verticalmente y están separados entre sí por una cantidad variable de arcilla, que siempre disminuye hasta desaparecer hacia el techo de las capas. Son frecuentes las pátinas de óxidos de manganeso. Al microscopio se observa que estos nódulos incluyen pisolitos, restos de *Microcodium* (lámina IV-b y c) y granos detríticos englobados en una pasta micrítica, todo muy brechificado y con grietas de desecación rellenas parcialmente de cementos fibrosos.

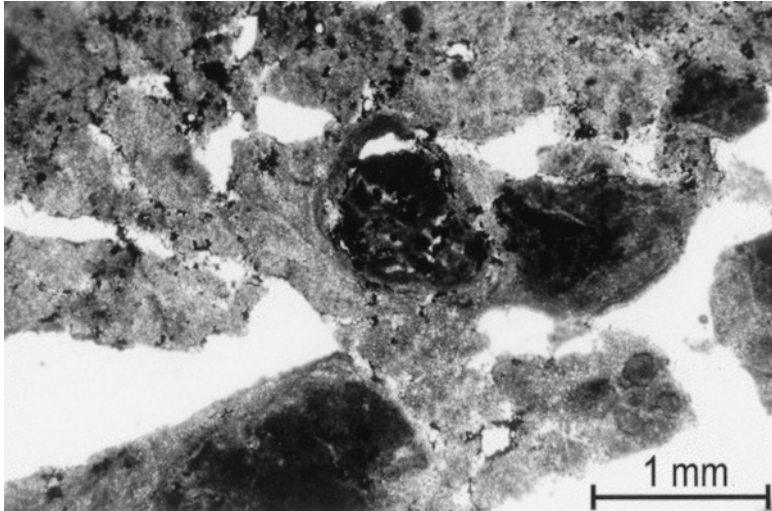


Lámina IV-a. Rasgos de desecación y moteado oscuro debido a la presencia de óxidos de manganeso. Unidad de lutitas con nódulos de carbonato. Villalba Alta.

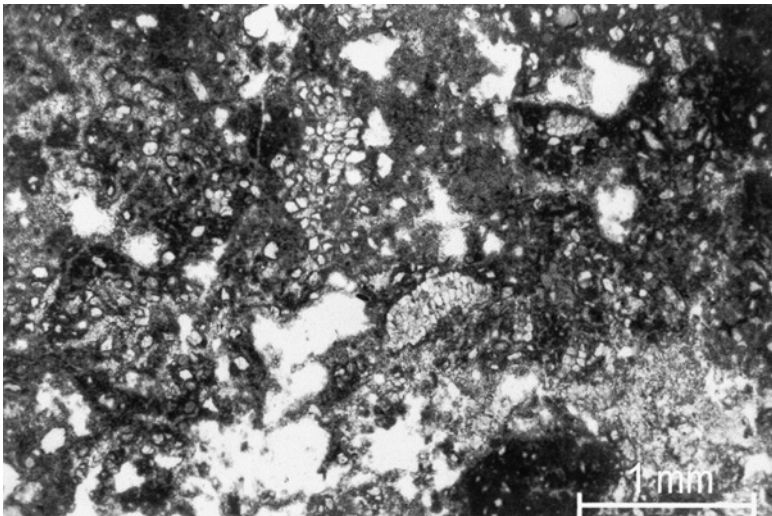


Lámina IV-b. Restos de *Microcodium* que aparecen en la facies de carbonatos nodulosos con estructura prismática. Unidad de lutitas con nódulos de carbonato. Villalba Alta.

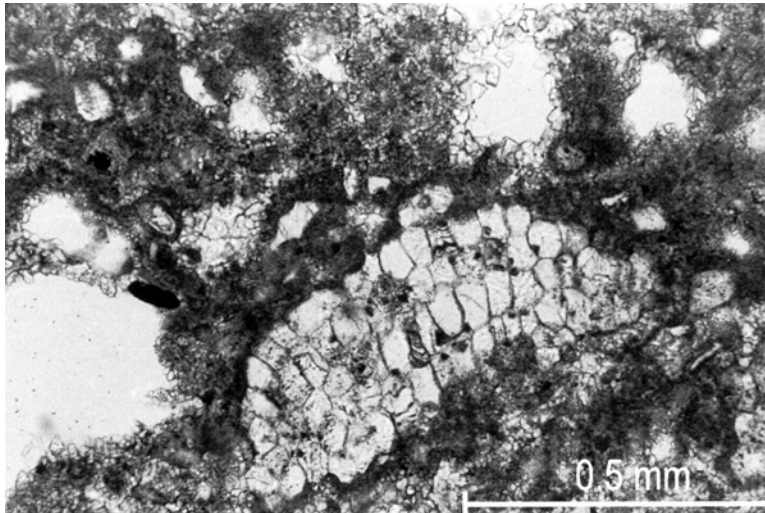


Lámina 4-c. Detalle de la colonia de *Microcodium* de la fotografía anterior. Algunos cristales presentan un núcleo oscuro.

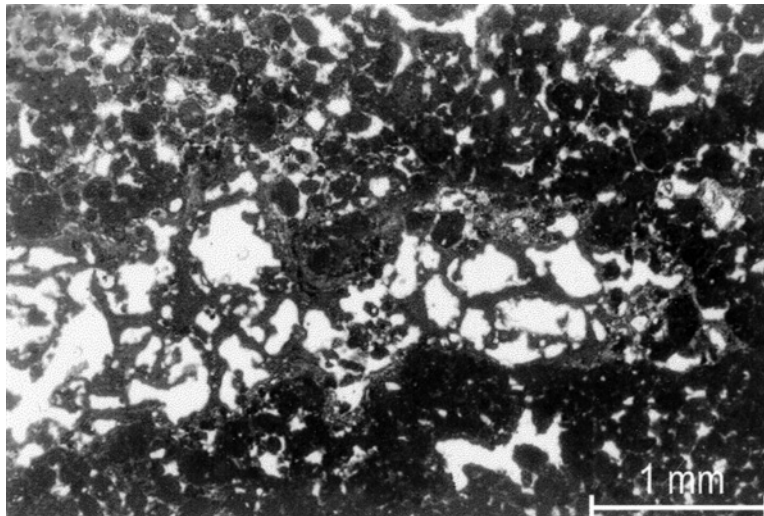


Lámina IV-d. Estructura alveolar que se observa en las costras o calcretas laminares. Subunidad detrítica inferior. Villalba Alta.

## Interpretación de las secuencias y ambiente sedimentario

Estas facies se ordenan en secuencias de tipo A (lutitas rojas con nódulos de carbonato), B (lutitas rojas con nódulos de carbonato-carbonatos nodulosos marmorizados) y C (lutitas rojas con nódulos de carbonato-carbonatos nodulosos con estructura prismática) (fig. 5).

Las secuencias tipo A (fig. 5) representan la sedimentación en zonas distales de abanicos o en llanuras de inundación fluvial. La presencia casi continua de nódulos de carbonato y de moteados verdes indica el desarrollo muy continuado de paleosuelos poco maduros. El desarrollo de estos paleosuelos es el resultado de las bajas tasas de sedimentación, que favorecen la instalación de una cobertera vegetal, probablemente dispersa, cuyo sistema de raíces favorece la creación de un micro ambiente donde la actividad propia de la raíz y los microorganismos asociados, junto con la evapotranspiración, contribuyen a la precipitación de carbonato (CALVET *et al.*, 1975).

Las secuencias de lutitas con nódulos de carbonato y carbonatos nodulosos marmorizados (secuencias tipo B, figura 5) representan la instalación de un cuerpo de agua somero sobre las lutitas edafizadas. La presencia de restos de caráceas indica que los carbonatos del techo de la secuencia se depositaron en un cuerpo de agua libre y no dentro del suelo. La instalación de dicho cuerpo de agua sobre la llanura de inundación o las zonas distales de abanicos es gradual y se debe al ascenso paulatino del nivel freático, hasta que éste llega a emerger. La presencia de grietas de desecación y de marmorizaciones indica el carácter somero de este cuerpo de agua. Estas secuencias son semejantes a las descritas por (SANZ *et al.*, 1995) en distintas zonas de la Cuenca de Madrid. Los carbonatos nodulosos se forman en las zonas topográficamente más deprimidas y húmedas características de las partes distales de los abanicos aluviales, pues son zonas favorables para la instalación de estos cuerpos de agua.

La secuencia de tipo C (fig. 5) constituye un único perfil edáfico de madurez elevada, estadio IV según MACHETTE (1985). Estos paleosuelos con nódulos de desarrollo esencialmente vertical se generan cuando los sistemas radiculares tienen que penetrar en busca de agua (ESTEBAN y KLAPPA, 1983). La influencia de la vegetación en la formación de este paleosuelo queda marcada no sólo por la estructura prismática, sino también por la presencia de células de raíces calcificadas, o *Microcodium* de tipo b (PLAZIAT, 1984; ALONSO-ZARZA *et al.*, 1998). Este paleosuelo representa un episodio relativamente largo de no-sedimentación que marca la discontinuidad del techo del Paleógeno.

En conjunto, la unidad de lutitas con nódulos de carbonato representa la sedimentación en las partes distales de un sistema de abanicos aluviales, entre los cuales se instalan localmente pequeños cuerpos de agua de escasa profundidad. La sedimentación en la unidad se produce de forma discontinua como denotan los abundantes niveles de paleosuelos (KRAUS, 1999).

## NEÓGENO

### Subunidad de lutitas y gravas (detrítica inferior)

En esta subunidad se reconocen las siguientes facies:

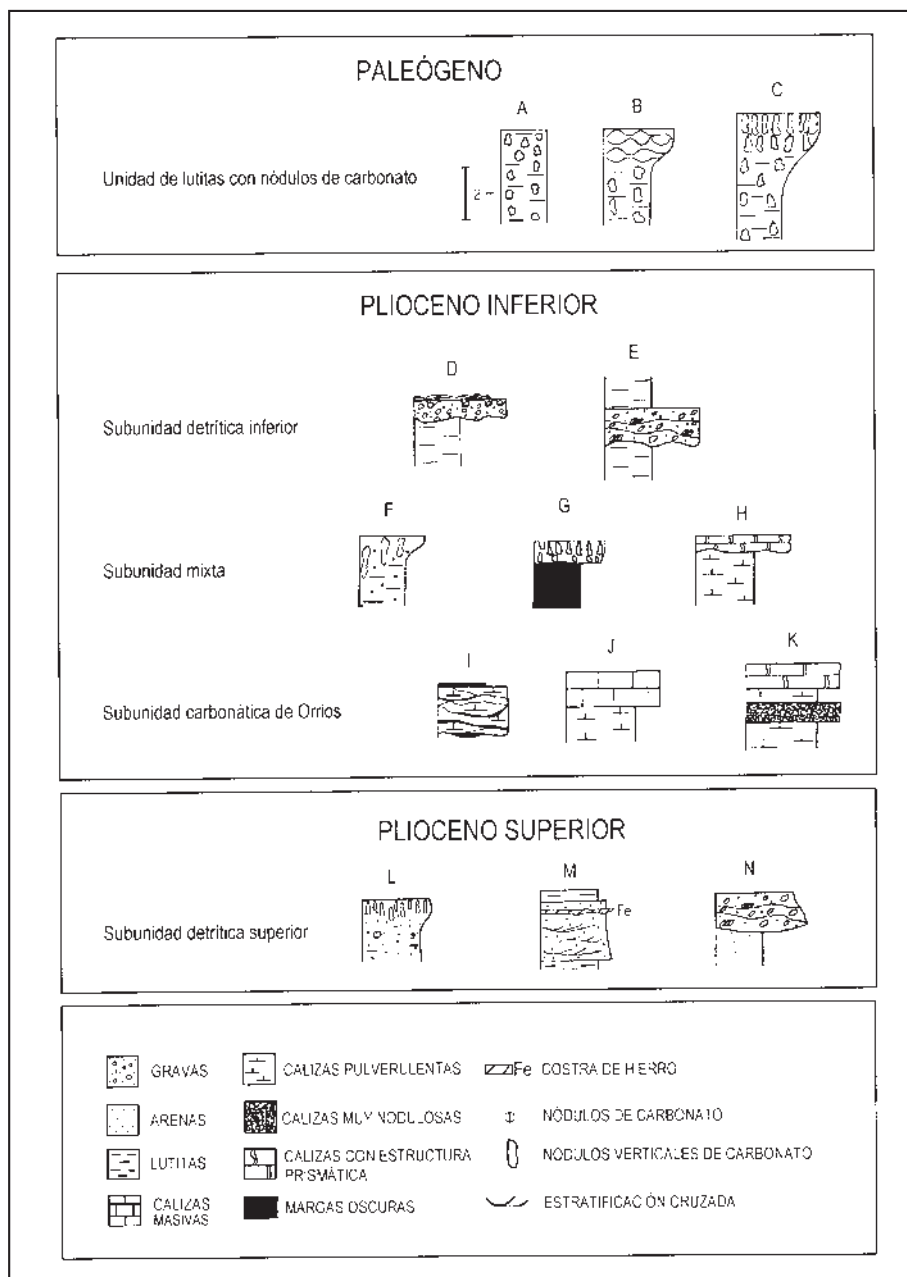


Fig. 5. Secuencias sedimentológicas características de los depósitos terciarios del sector norte de la Fosa de Teruel.

### 1. *Gravas no clasto-soportadas.*

Esta facies la componen gravas matriz-soportadas, que aparecen en cuerpos tabulares con base neta y plana. El espesor medio es de 50 cm. Las gravas están formadas por cantos de calizas, cuyo tamaño medio es de 3 a 5 cm y centiles de 7 a 8 cm según los niveles.

### 2. *Gravas masivas.*

Esta facies, a diferencia de la anterior, está compuesta de gravas clasto-soportadas que aparecen en bancos métricos con base erosiva y techo plano y con granoselección negativa (lámina V-b). Los cantos son esencialmente de carbonatos del Jurásico con una media de tamaños de 4 cm y un centil de hasta 20 cm en algunos bancos. La matriz está formada por arena y una proporción variable de lutitas.

### 3. *Lutitas rojas.*

Se presentan en niveles de 1 a 5 m de lutitas de color rojo anaranjado, con cantos sueltos y algunas pasadas centimétricas de gravas clasto-soportadas. Suelen presentar moteado verdoso vertical y nódulos de carbonato.

### 4. *Costras o calcretas laminares.*

A techo de las gravas suelen aparecer costras carbonáticas laminares (lámina V-a), que observadas al microscopio se componen de micrita muy fracturada, con muchas grietas cementadas, gran abundancia de granos detríticos corroídos, óxidos de manganeso, estructuras alveolares (lámina IV-d) y pisolitos. Presentan espesores desde milimétricos a centimétricos. El bandeado se produce por la alternancia de bandas micríticas con otras microesparíticas y con algunas grietas horizontales rellenas de cemento.

## Interpretación de las secuencias y ambiente sedimentario

Estas facies se agrupan en dos secuencias fundamentales (fig. 5). Las secuencias de tipo D están formadas por lutitas rojas, gravas no clasto-soportadas y a techo costras laminares. Las secuencias tipo E están constituidas por un término inferior de lutitas rojas y uno superior de gravas masivas.

Las lutitas de las secuencias de tipo D representan la sedimentación en las zonas distales de abanicos aluviales o en llanuras de inundación. Las gravas no clasto-soportadas representan depósitos de *debris flow* proximales dentro del sistema de abanicos aluviales (MIALL, 1985). Las paradas en la sedimentación dentro de este sistema están marcadas por la presencia de costras carbonáticas laminares. En estos periodos la superficie del sistema aluvial queda expuesta y sufre procesos pedogenéticos. La formación de estas láminas es el resultado de la calcificación del sistema de raíces y, por tanto, indica la instalación de la cobertera vegetal sobre la superficie del abanico (ALONSO-ZARZA, 1999).

La presencia de cuerpos de gravas más ordenados en la secuencia E (fig. 5) refleja la existencia de flujos menos viscosos, en los que se depositan gravas con un mayor grado de ordenación. Estas gravas pueden representar las facies medias-distales de abanicos aluviales, en este caso de pequeña extensión.



Lámina V-a. Costra laminar desarrollada a techo de uno de los niveles de gravas de la subunidad detrítica inferior. Villalba Alta.



Lámina V-b. Banco de gravas clasto-soportadas con matriz arenosa. Subunidad detrítica inferior. Villalba Alta.

Esta subunidad se depositó en un sistema de abanicos aluviales de pequeña entidad y desconectados entre sí. La sedimentación en estos sistemas aluviales es episódica, hecho característico de abanicos aluviales formados en climas áridos y semiáridos (HOOKE, 1967).

## Subunidad mixta

En esta subunidad las facies más características son:

### 1. Lutitas con nódulos de carbonato.

Lutitas de colores 5YR 5/8, 2.5YR 4/6, 7.5YR 6/3, con marmorizaciones de color 7.5YR 7/8, que incluyen nódulos de carbonato cálcico de colores 10YR 7/8 y 1G 7/1 los cuales aumentan en número hacia techo de cada capa. En ocasiones los nódulos coalescen hasta formar una capa con una potencia de 2 m, con poca cantidad de arcilla entre ellos, lo que constituye un paleosuelo estadio III.

### 2. Calizas pulverulentas grises.

La facies se presenta en bancos centimétricos de morfología canaliforme, formados por calizas blandas de tonos grises (10YR 7/2), que contienen restos de gasterópodos y gran cantidad de materia orgánica (lámina V-c). Texturalmente se definen como biomicritas o wackestones.

### 3. Calizas con estructura prismática.

Esta facies está formada por bancos tabulares de 0,5 a 1 m de espesor, de carbonatos nodulosos con estructura prismática, que contienen restos de gasterópodos. Esta facies es dominante hacia el techo de la unidad. En el microscopio se caracteriza por la abundancia de caráceas, ostrácodos y



Lámina V-c. Calizas pulverulentas grises con materia orgánica y calizas con estructura prismática. Subunidad mixta. Carretera de Villalba Alta.

gasterópodos (lámina VI-a), pero hay algunas capas que tienen una matriz micrítica brechificada y algo recristalizada, con grietas de desecación y granos de cuarzo corroídos. Corresponden a wackestones o biomicritas.

#### 4. Arenas lutíticas y lutitas arenosas.

Se reconoce en bancos de arenas de grano fino con matriz arcillosa que pasan a lutitas de color rojo (2.5YR 4/4), con mucha materia orgánica, *slickensides* y pirolusita. Tienen tubos de raíces de color verdoso, e intercalan algún pequeño nivel tabular centimétrico de carbonato.

#### 5. Margas oscuras.

Esta facies se presenta en niveles de espesor centimétrico a decimétrico. Frecuentemente las margas están laminadas y en ellas se aprecian a simple vista restos de gasterópodos y restos vegetales.

### Interpretación de las secuencias y ambiente sedimentario

Las facies se agrupan en tres secuencias, tipo F, G y H (fig. 5). Las secuencias de tipo F están formadas por arenas lutíticas y lutitas arenosas que pasan a techo a lutitas con nódulos de carbonato. Las secuencias tipo G presentan un término inferior de margas oscuras y uno superior de lutitas con nódulos de carbonato. La presencia de calizas pulverulentas grises en la base y calizas con estructura prismática a techo caracteriza las secuencias de tipo H.

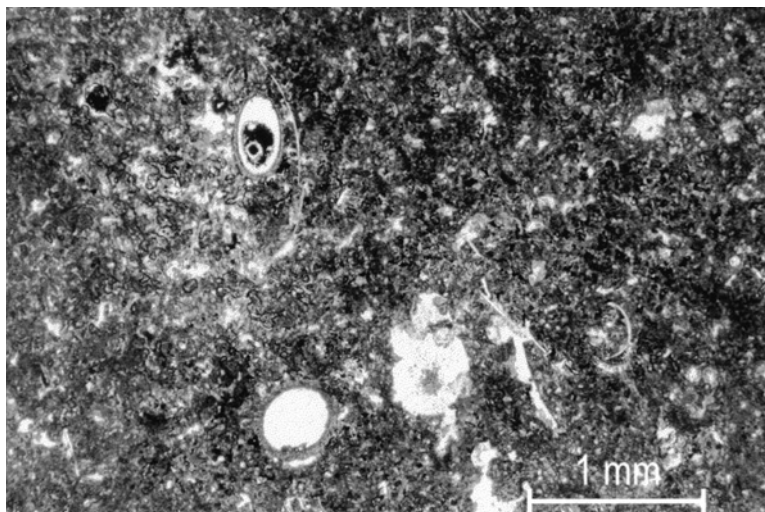


Lámina VI-a. Biomicrita en la que se observan restos de caráceas, ostrácodos y gasterópodos. Esta microfacies es característica de las calizas con estructura prismática de la subunidad mixta. Carretera de Villalba Alta.

Las secuencias de tipo F (fig. 5) están constituidas por arenas y lutitas que se depositaron en las zonas distales de abanicos aluviales. La presencia de rasgos pedogenéticos como tubos de raíces y moteados en estos materiales pone de manifiesto la baja tasa de sedimentación de estas zonas. La secuencia culmina con un nivel de paleosuelo de estadio III. Estos paleosuelos se forman durante episodios relativamente largos sin sedimentación, en los que los sedimentos previamente depositados son modificados por procesos edáficos.

Las secuencias de tipo G (fig. 5) comienzan por margas oscuras, que representan las zonas estancadas con abundante vegetación, de carácter pantanoso, que se forman en muchos sistemas lacustres (TALBOT y ALLEN, 1996). Por encima de las margas oscuras se depositan las lutitas que representan la reactivación del sistema aluvial, quedando las zonas pantanosas cubiertas por estas facies distales aluviales. Las lutitas presentan nódulos de carbonato que llegan a coalescer.

Las secuencias tipo H (fig. 5) representan etapas de somerización lacustre, en las que prácticamente se llega a la exposición subaérea del barro micrítico. Las calizas pulverulentas representan las facies más profundas, dentro de un sistema lacustre muy somero, mientras que las calizas con estructura prismática, que constituyen una de las facies palustres más características, representan las facies con rasgos de exposición subaérea pertenecientes al margen del lago. Su formación se debe a la penetración de raíces en busca del nivel freático, en momentos de bajada del nivel del lago (FREYET, 1984).

La subunidad representa la instalación progresiva de cuerpos de agua muy someros sobre las lutitas depositadas en las partes distales de un sistema de abanicos aluviales. La formación de niveles de paleosuelos indica las zonas de menores tasas de sedimentación o los periodos en los que estas tasas son muy bajas.

## Subunidad carbonática de Orríos

Las facies características de esta subunidad son:

### 1. *Calizas masivas.*

La facies la forman calizas con caráceas, gasterópodos y ostrácodos (lámina VI-b), que se presentan en bancos tabulares sin geometría canaliforme ni estratificación cruzada.

### 2. *Calizas pulverulentas grises.*

La facies la forman calizas muy blandas de colores grises y blanco-amarillentos con estratificación cruzada difusa, que aparecen en bancos métricos con geometría canaliforme. Texturalmente se clasifican como biomicitas o wackestones con abundantes restos de caráceas y gasterópodos, tanto moldes como conchas, generalmente enteras, aunque en algunos niveles están muy fracturadas.

### 3. *Calizas con estructura prismática.*

Esta facies la componen bancos tabulares de tamaño métrico de calizas duras de colores grises y blancos con estructura prismática producida por raíces. Se observan además restos de gasterópo-

dos, caráceas y tubos de raíces. Corresponden a wackestone o biomicritas con gasterópodos, caráceas, y ostrácodos, en una matriz micrítica parcialmente recrystalizada, con pocos granos detríticos (lámina VI-c).

#### 4. Calizas muy nodulosas y endurecidas.

Se reconocen en un único banco de 1,5 m de carbonatos nodulosos, con estructura caótica y muy endurecido. Están formadas por fragmentos de micrita con moldes de yeso lenticular cementados, rodeados por cemento acicular (lámina VI-d). Se clasifican como micritas o mudstones.

#### 5. Lutitas negras.

La facies la constituyen capas decimétricas de lutitas de colores grises y negros con materia orgánica. Tienen también restos de gasterópodos, y en algunas aparecen plaquetas de yeso fibroso. Se encuentran normalmente a techo de los bancos de calizas pulverulentas, tapizando las concavidades formadas por los canales. Las secuencias en las que se agrupan estas facies son las secuencias de tipo I (calizas pulverulentas y lutitas negras), J (calizas pulverulentas y calizas masivas) y K (calizas pulverulentas, calizas nodulosas y calizas con estructura prismática) (fig. 5).

### Interpretación de las secuencias y ambiente sedimentario

Las secuencias tipo I (fig. 5) representan ambientes lacustres en los que en momentos de mayor aporte de agua se pueden generar corrientes que son capaces de retrabajar el barro micrítico deposi-

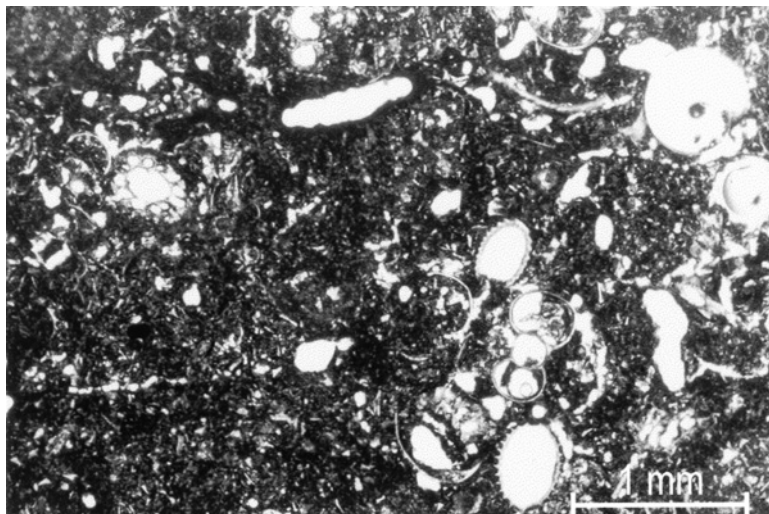


Lámina VI-b. Caráceas (oogonios), moldes de gasterópodos y ostrácodos presentes en las biomicritas de la facies de calizas masivas de la subunidad carbonática de Orrios. Sección de Orrios.

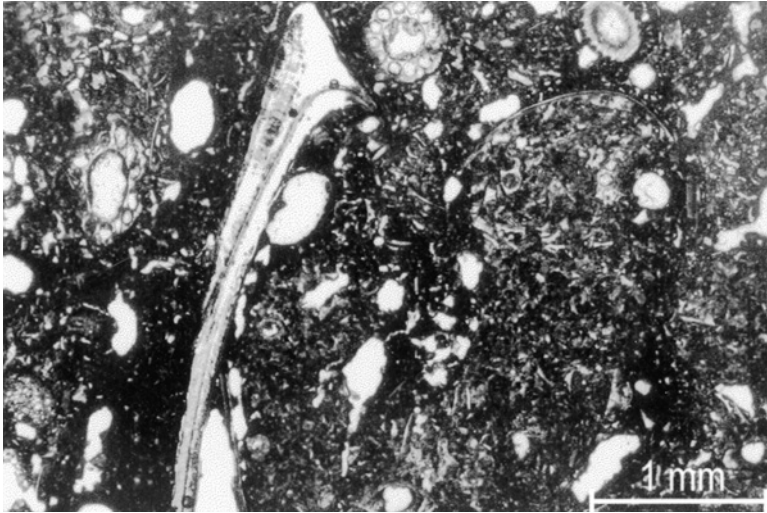


Lámina VI-c. Restos de caráceas y gasterópodos en matriz micrítica de la facies de calizas con estructura prismática. Se clasifica como una biomicrita. Subunidad carbonática de Orrios. Sección de Orrios.

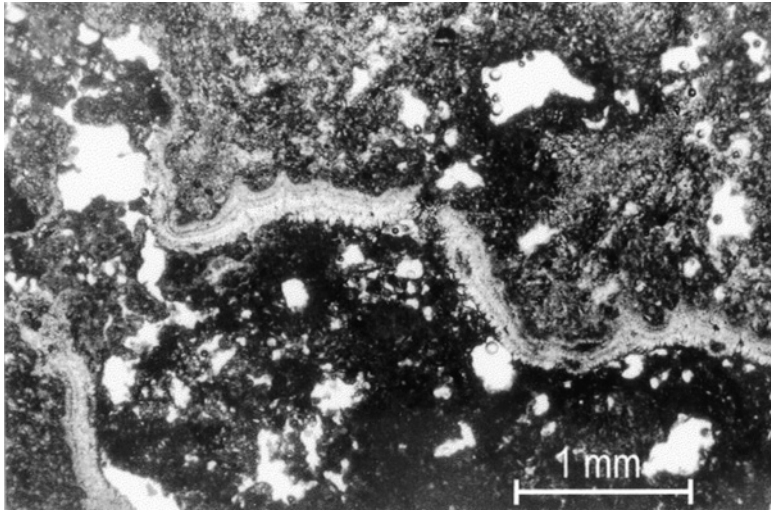


Lámina VI-d. Cemento acicular vadoso que se reconoce en algunas muestras de la facies de calizas muy nodulosas y endurecidas. Subunidad carbonática de Orrios. Sección de Orrios.

tado en el fondo del lago. Estos canales son muy comunes en otras áreas de la Fosa de Teruel (ALONSO-ZARZA y CALVO, 2000). Los canales pueden ser más funcionales en momentos de mayor aporte de agua al lago (NICKEL, 1982). En momentos en los que los canales no son funcionales se puede producir un mayor estancamiento de las aguas, si a esto añadimos la abundante vegetación que enraíza en estos lagos someros puede dar lugar a la instalación de condiciones reductoras lo que favorece la acumulación de materia orgánica.

Las secuencias tipo J (fig. 5), corresponden a secuencias de somerización lacustre, pero sin que se llegue a la desecación del lago. Las calizas pulverulentas basales representan los términos más profundos, mientras que las calizas masivas corresponden al término de somerización.

Las secuencias tipo K (fig. 5) comienzan por calizas pulverulentas que caracterizan las facies más profundas dentro de un sistema lacustre somero. La intercalación de carbonatos nodulosos entre las calizas pulverulentas marca periodos de emersión del barro micrítico, que favorecen la penetración de las raíces. Los carbonatos con estructura prismática representan etapas de somerización lacustre en las que prácticamente se llega a la exposición subaérea del lago. La presencia de estructuras alveolares (WRIGHT, 1986), producidas por calcificación de estructuras de raíces y microorganismos asociados, son también indicativas de la importancia de la vegetación en la formación de estas facies.

En conjunto, la subunidad representa la instalación de un sistema lacustre somero de agua dulce, cuyas etapas de somerización quedan marcadas por la presencia de calizas con estructura prismática. Los canales representan las zonas por las que en momentos determinados se produce la entrada de agua al lago.

## Subunidad detrítica superior

Esta subunidad es esencialmente detrítica, aunque hacia el sur se intercala algún nivel carbonático. Está formada por las siguientes facies:

### 1. *Lutitas rojas.*

Estas lutitas aparecen en bancos métricos de color rojizo: (5YR 4/6)-(2.5YR 4/6)-(7.5YR 6/6)-(2.5Y 8/4), masivas, con marmorizaciones verdes y óxidos de manganeso. Hacia techo de la unidad, y sobre todo en la columna de Sur de Orrios, presentan una gran cantidad de nódulos de carbonato, que normalmente aparecen a techo de las secuencias formadas por arenas finas y lutitas.

### 2. *Arenas.*

Son arenas de color 5YR 5/8, que aparecen en paquetes de 0,5 a 2 m, cuyo tamaño de grano varía entre medio y fino. Contienen proporciones variables de arcilla. También se presentan en paquetes algo más potentes con estratificación cruzada, en los que aparecen algunos cantos dispersos. En la parte superior de la subunidad se reconoce un único banco de 2 m de arenas con cemento ferruginoso y estratificación cruzada en surco. Incluye un pequeño nivel de 20 cm formado por una costra ferruginosa (lámina VII-a). Petrográficamente se clasifica como una sublitoarenita formada por gra-



Lámina VII-a. Detalle de la costra ferruginosa presente en las arenas de la parte superior de la subunidad detrítica superior. Sur de Orrios.

nos de cuarzo corroídos y fragmentos de rocas carbonáticas mesozoicas. Presenta matriz carbonática parcialmente recristalizada y también matriz lutítica. Las zonas sin carbonato presentan cemento ferruginoso (fábrica isotica), mientras que si aparece carbonato no está presente el óxido de hierro.

### 3. *Gravas.*

Esta facies aparece en paquetes que presentan base erosiva y potencia variable entre 0,5 y 2 m. En estos paquetes se reconoce estratificación cruzada, donde se han medido direcciones que varían entre N80° y N180°. Los cantos tienen un tamaño medio de 2 cm y un centiles de 5 cm, y la matriz está compuesta de arena algo cementada. La proporción de matriz aumenta hacia el techo de las gravas. Aparecen principalmente en la columna de Villalba Alta Carretera, estando ausentes en la de Sur de Orrios.

### 4. *Arenas con nódulos de carbonato.*

En las partes mas altas de la unidad detrítica superior, en la columna de Sur de Orrios, se reconocen unos niveles de aproximadamente medio metro de espesor formados por nódulos verticales de carbonato, lo que confiere a algunos niveles una estructura prismática (lámina VII-b). En conjunto corresponden a paleosuelos cuyo estadio de madurez varia entre II y IV (MACHETTE, 1985). Los paleosuelos se desarrollan sobre niveles arenosos (sublitoarenitas) cuyo rasgo edáfico más significativo es la presencia de cubiertas micríticas sobre los granos detríticos.

## Interpretación de las secuencias y ambientes sedimentarios

Las secuencias fundamentales en las que se agrupan estas facies son las de tipo L (lutitas rojas-arenas-arenas con nódulos de carbonato), M (lutitas rojas y arenas) y N (arenas y gravas) (fig. 5).



Lámina VII-b. Aspecto de la estructura prismática de la facies de arenas con nódulos de carbonato. Corresponden a paleosuelos desarrollados sobre niveles arenosos. Subunidad detrítica superior. Sur de Orrios.

La secuencia tipo L (fig. 6) comienza por arenas y lutitas depositadas en la llanura de inundación. Tanto las lutitas como las arenas presentan nódulos de carbonato, los cuales revelan el desarrollo continuo de paleosuelos poco maduros. Estos niveles edafizados marcan una interrupción sedimentaria, zonas de traslación del sistema o zonas donde el sistema no es activo. El techo de la secuencia está formado por un perfil edáfico de madurez III a IV, que representa un episodio de no sedimentación más largo con respecto a los paleosuelos anteriores.

La secuencia de tipo M comienza por un banco de lutitas que presentan rasgos de exposición subaérea, como nódulos de carbonato y marmorizaciones, indicativos de la formación de paleosuelos incipientes. La sedimentación en una llanura de inundación fluvial no es continua, pues se produce principalmente durante inundaciones (COLLINSON, 1996), por lo que los sedimentos depositados están sujetos durante un cierto intervalo de tiempo a modificaciones edáficas. Sobre las lutitas, se deposita un banco de arenas con estratificación cruzada, que se interpreta como la sedimentación dentro de un canal amplio, que da lugar a la formación de *sheets* de arenas.

La secuencia tipo N representa la instalación en la llanura de inundación de un canal de pequeña entidad en el que se depositan las gravas con cierta ordenación, generando barras.

La subunidad detrítica superior se depositó en un sistema fluvial en el que dominan los depósitos de llanura de inundación. En los canales de drenaje de dicha llanura se depositaron los bancos de arenas y de gravas de esta unidad. La dirección de los canales es en general norte-sur.

## PALEOGEOGRAFÍA

El estudio de este sector de la Fosa de Teruel presenta desde el punto de vista paleogeográfico algunas singularidades y de ahí su interés. En primer lugar destaca la presencia de una importante serie de edad paleógeno *s.l.*; aunque los afloramientos de esta serie son escasos, su presencia es importante pues es indicadora de la evolución del borde más oriental de esta fosa. En segundo lugar, en esta zona se reconocen fuera de las zonas marginales importantes paleorrelieves mesozoicos, cuya presencia controló notablemente la sedimentación neógena, pues pudieron actuar como umbrales.

## EL PALEÓGENO

Los materiales paleógenos están siempre en clara discordancia con los materiales jurásicos que forman la mayor parte del borde de la cuenca. Los materiales jurásicos presentan en el contacto con los paleógenos rasgos de carstificación, sin embargo, el rasgo más característico de este contacto es la presencia de importantes calcretas laminares sobre la superficie de exposición jurásica. La presencia de estas calcretas es indicativa de la exposición subáerea y colonización de este sustrato por vegetación. Este periodo de exposición es difícil de acotar temporalmente y, aunque el lapso de tiempo puede abarcar desde el Jurásico hasta el Paleógeno, lo más probable es que se iniciase con posterioridad al Cretácico, dada la amplia presencia de materiales cretácicos al norte de la zona de estudio.

Por el momento carecemos de datos estructurales detallados. No obstante, la disposición de los materiales paleógenos con respecto a los materiales jurásicos del borde de la cuenca permite deducir que el levantamiento de dicho margen tuvo lugar esencialmente durante el Paleógeno, como se deduce de la geometría de los mismos, ya que los materiales más basales presentan buzamientos elevados (60°), mientras que los materiales más altos presentan buzamientos muy suaves (5°).

Los sedimentos paleógenos que se reconocen en esta zona son todos de carácter continental. Su edad es difícil de determinar con precisión, pues a la falta de criterios paleontológicos se une la discontinuidad y escasez de los afloramientos. En líneas generales la sucesión paleógena refleja un dominio de los ambientes aluviales proximales en los que las paradas en la sedimentación quedan bien marcadas por la presencia de costras laminares a techo de los niveles conglomeráticos. Esta serie conglomerática evoluciona verticalmente a lutitas que intercalan niveles de calizas lacustres y paleosuelos carbonáticos. Lo que refleja, en conjunto, la instalación de ambientes aluviales más distales o de llanuras de inundación en las que localmente se instalan cuerpos de agua de escasa profundidad (fig. 6). El nivel de paleosuelo que culmina la serie paleógena refleja un periodo de estabilización tectónica y sedimentaria previo al inicio de la sedimentación neógena.

## EL NEÓGENO

Los depósitos neógenos de la Fosa de Teruel incluyen materiales miocenos y pliocenos, que se disponen discordantes sobre los materiales sobre los que se apoyan. Si bien a lo largo de la fosa se

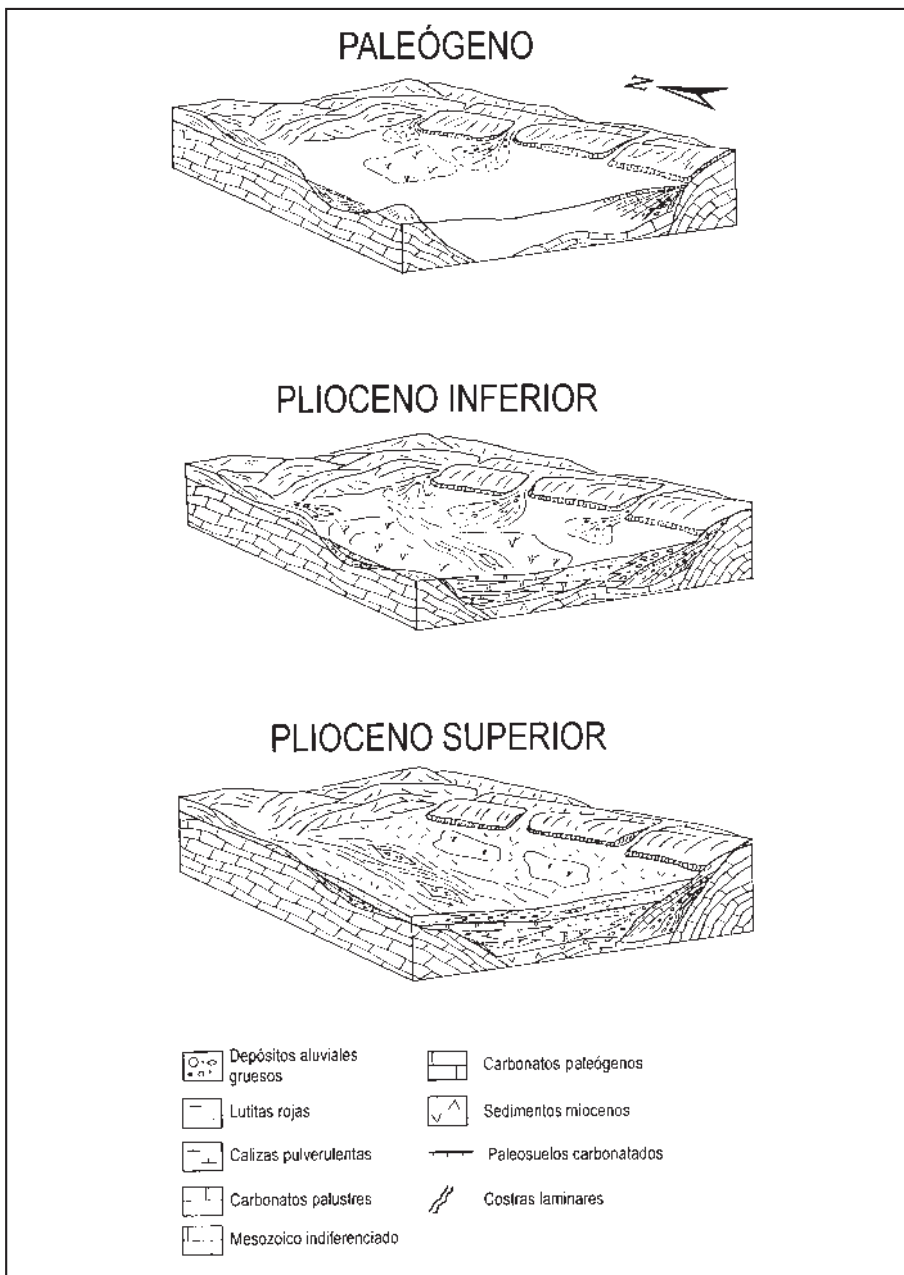


Fig. 6. Reconstrucciones paleogeográficas idealizadas del área de estudio para el Paleógeno, Plioceno inferior y Plioceno superior.

reconocen esencialmente materiales miocenos, en el área de estudio afloran sobre todo materiales pliocenos. Sin embargo, en el área de Teruel (ALONSO-ZARZA y CALVO, 2000) hay una continuidad total entre los materiales miocenos y los pliocenos; por ello pensamos que en el área de estudio (Alfambra-Villalba Alta) el registro mioceno está presente por debajo de los materiales pliocenos, pero el nivel de encajamiento del actual río Alfambra aún no los ha cortado. La presencia de los paleorreliques jurásicos al sur de Orrios pudo condicionar la sedimentación miocena, que muy probablemente se produjo en un surco relativamente estrecho paralelo a la dirección que actualmente sigue el río. Por comparación con otras zonas de la fosa (ALCALÁ *et al.*, 2000), muy probablemente la sedimentación miocena se produjo en ambientes aluviales y lacustres, pero la distribución y características de los mismos no se conoce debido a la falta de datos de subsuelo.

En el área de estudio el Plioceno está representado por dos unidades bien diferenciadas, cuya composición indica ambientes de depósito ligeramente distintos. La unidad inferior del Plioceno, equivalente a la unidad IV de la Fosa de Teruel (ALCALÁ *et al.*, 2000), se ha dividido en tres subunidades cuyas relaciones laterales indican el paso desde ambientes de abanico aluvial a ambientes fluviolacustres.

Los depósitos de la subunidad detrítica inferior indican la instalación en el margen este de la cuenca de pequeños abanicos aluviales desconectados entre sí y en los que las paradas en la sedimentación quedan bien marcadas por la presencia de finas costras laminares a techo de los depósitos gruesos. Lateralmente y sobre los términos más distales de estos abanicos se instalaron cuerpos de agua muy someros en los que se depositaron margas ricas en materia orgánica y también carbonatos palustres (subunidad mixta). Más hacia el suroeste, la presencia de la subunidad carbonática de Orrios refleja el predominio de ambientes fluviolacustres muy someros en los que se depositaron los niveles de calizas palustres, las calizas con gasterópodos y caráceas y los canales con relleno carbonático. En definitiva, durante la sedimentación de esta unidad el margen activo de la fosa es el margen oriental.

La unidad IV muestra una disposición horizontal y en el margen este de la fosa está discordante sobre materiales premiocenos. La discordancia es generalmente entre materiales premiocenos y los aluviales de esta unidad. Sin embargo, cerca de Orrios la subunidad carbonática de Orrios se apoya directamente sobre una costra laminar que sigue el paleorrelicve jurásico. Este hecho indica que en algunas zonas de la fosa los paleorreliques jurásicos actuaron como umbrales para la sedimentación, incluso hasta el Plioceno inferior (fig. 6).

El Plioceno superior está representado por la unidad V de la fosa de Teruel, esta unidad se apoya concordantemente sobre la unidad IV y en ella la distribución de facies muestra una polaridad N-S, distinta a la mostrada por la unidad IV. Esta unidad del Plioceno superior refleja la instalación de un sistema fluvial, con dirección N-S, en el que se depositaron esencialmente materiales detríticos (fig. 6), pero también carbonatos fluviales, como es el caso de algunas tobas reconocidas al sur de Orrios. La sedimentación de esta unidad y el cambio de polaridad sedimentaria que ella representa puede reflejar: 1) la mayor actividad del borde norte de la Cuenca, y 2) la apertura más

clara de la cuenca hacia el sur con la instalación del sistema fluvial axial capaz de drenar hacia el sur toda la fosa.

## CONCLUSIONES

El presente trabajo se ha centrado en el estudio del sector norte de la Fosa de Teruel (sector Alfambra-Villalba Alta). El trabajo de campo llevado a cabo, así como el estudio sedimentológico y petrológico realizado, han permitido obtener el cuadro litoestratigráfico, la distribución de los ambientes sedimentarios y la evolución paleogeográfica de esta zona, durante parte del Terciario. Las conclusiones más relevantes de este trabajo son las que exponemos a continuación.

Los materiales paleógenos se sitúan discordantes sobre los materiales mesozoicos que forman el margen de la cuenca. La disposición de los materiales del Paleógeno indica que su sedimentación se produjo simultáneamente con la elevación de los márgenes norte y este de la fosa. Los sedimentos paleógenos están formados principalmente por bancos de conglomerados y arenas con costras laminares, y capas potentes de lutitas edafizadas que intercalan varios niveles de calizas lacustres. Estos sedimentos se depositaron en sistemas de abanicos aluviales, en cuyas zonas distales se desarrollaron zonas lacustres efímeras. La sedimentación durante el Paleógeno fue episódica, como lo demuestra el amplio desarrollo de paleosuelos.

En la zona norte de la Fosa de Teruel, el registro neógeno está incompleto, pues falta gran parte del registro mioceno. Sin embargo y teniendo en cuenta los datos existentes sobre el registro neógeno al sur de la zona de estudio, es probable que la sedimentación miocena se produjese en un surco estrecho paralelo a la dirección del eje de la fosa.

Los materiales neógenos que afloran en el área de estudio son, en su mayor parte, de edad pliocena. El Plioceno de la zona norte de la Fosa de Teruel se ha dividido en dos unidades, que equivalen a las unidades IV y V definidas para la Fosa de Teruel por ALCALÁ *et al.* (2000). Dentro de la unidad IV (Plioceno inferior) se han definido tres subunidades relacionadas entre sí mediante cambio lateral de facies.

La subunidad detrítica inferior tiene una potencia de 24 metros, y se dispone en paraconformidad sobre el Paleógeno. Está formada por lutitas y gravas sobre las que se desarrollan costras laminares. Esta subunidad se depositó en las zonas medias y distales de un sistema de abanicos aluviales situados en el margen este de la fosa. La subunidad mixta tiene una potencia visible de 15 metros. La forman niveles de arenas, lutitas y carbonatos. Se depositó en las zonas distales de abanicos aluviales en las que se instalaron lagos someros de agua dulce. La subunidad carbonática de Orrios, con una potencia de 40 metros, está compuesta por calizas pulverulentas y calizas con estructura prismática, con abundantes restos de organismos de agua dulce. Representa la sedimentación en un ambiente lacustre somero, con frecuentes oscilaciones del nivel del lago.

La distribución de estas subunidades del Plioceno inferior muestra la transición desde ambientes de abanico aluvial a ambientes lacustres. Esta transición se produce esencialmente en sentido este-oeste.

La unidad V (Plioceno superior) está formada únicamente por la subunidad detrítica superior. Esta subunidad tiene una potencia de 55 metros y está constituida por secuencias repetitivas de lutitas con rasgos pedogenéticos, arenas, niveles de paleosuelos formados tanto en las lutitas como en las arenas, y canales conglomeráticos. Esta subunidad representa la sedimentación en una llanura de inundación fluvial drenada por canales con carga de arenas. El depósito de esta unidad es indicativo de la apertura de la cuenca hacia el sur.

## BIBLIOGRAFÍA

- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978), «Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel», *Estudios Geológicos*, 34, pp. 205-214.
- ALCALÁ, L. (1994), *Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turolenses-Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), 554 págs.
- ALCALÁ, L.; ALONSO-ZARZA, A.M.; ANADÓN, P.; CALVO, J.P.; ORTÍ, F.; ROSELL, L. y VAN DAM, J.A. (1997), «Neógeno de la Fosa de Teruel», *Itinerarios Geológicos en el Terciario del Centro y Este de la Península Ibérica*, en ALCALÁ, L. y ALONSO-ZARZA, A.M. (eds.), Madrid, CSIC-UCM, pp. 7-41.
- ALCALÁ, L.; ALONSO-ZARZA, A.M.; ÁLVAREZ SIERRA, M.A.; AZANZA, B.; CALVO, J.P.; CAÑAVERAS, J.C.; VAN DAM, J.A.; GARCÉS, M.; KRIJGSMAN, W.; VAN DER MEULEN A.J.; MORALES, J.; PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; PÉREZ GONZÁLEZ A.; SÁNCHEZ MORAL, S.; SANCHO GÓMEZ, R. y SANZ RUBIO, E. (2000), «El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno», *Rev. Soc. Geol. España*, 13, pp. 323-343.
- ALONSO-ZARZA, A.M. (1999), «Initial stages of laminar calccrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain», *Sedimentary Geology*, 126, pp. 177-191.
- ALONSO-ZARZA, A.M. y CALVO, J.P. (2000), «Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben», *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 160, pp. 1-21.
- ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; VAN DAM, J. y ALCALÁ, L. (2000), «Northern Teruel Graben (Neogene), northeastern Spain», en GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. y KELTS, K.R. (eds.), *Lake basins through space and time: A.A.P.G. Studies in Geology*, 46, pp. 491-496.
- ALONSO-ZARZA, A.M.; SANZ, M.E.; CALVO, J.P. y ESTÉVEZ, P. (1998), «Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin. Evidence of the origin of *Microcodium b*», *Sedimentary Geology*, 116, pp. 81-97.
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; JULIÁ, R.; ROCA, E. y ROSELL, L. (1989), «Lacustrine oil shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European Rift System)», *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70, pp. 7-28.
- ANADÓN, P.; ORTÍ, F. y ROSELL, L. (2000), «Neogene lacustrine systems of the southern Teruel Graben (Spain)», en GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. y KELTS, K.R. (eds.), *Lake basins through space and time: A.A.P.G. Studies in Geology*, 46, pp. 497-504.
- CALVET, F.; POMAR, L. y ESTEBAN, M. (1975), «Las rizocreciones de Pleistoceno de Mallorca», *Rev. Inst. Inv. Geol.*, XXX, pp. 35-60.
- COLLINSON, J.D. (1996), «Alluvial sediments», en READING, H.G. (ed.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 37-82.

- DAM, J.A. VAN (1997), *The small mammals from the upper Miocene of the Teruel-Alfambra region (Spain): paleobiology and paleoclimatic reconstructions*. *Geologica Ultraiectina*, 156, 204 págs.
- DAM, J.A. VAN y WELJTE, G.J. (1999), «Reconstruction of the late Miocene climate of Spain using rodent palaeo-community successions: an application of end-member modelling», *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 151, pp. 267-305.
- ESTEBAN, M. y KAPPLA, C.F. (1983), «Subaerial exposure environments», en SCHOLLE, P.A.; DEBOUT, D.G. y MOORE, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*, A.A.P.G. mem. 33, pp. 1-96.
- FREYTET, P. (1984), «Les Sédiments lacustres carbonatés et leur transformation par émergence et pédogénèse», *Bull. Centr. Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 8, pp. 223-247.
- GUIMERA, J. (1996), «Cenozoic evolution of eastern Iberia: Structural data and dynamic model», *Acta Geológica Hispánica*, 29, pp. 57-66.
- (1997), «Las fosas neógenas de Teruel y el Jiloca: su relación con la estructura cortical», en CALVO, J.P. y MORALES, J. (eds.), *Comun. III Congr. GET.*, Cuenca, pp. 105-108.
- HOOKE, R.L. (1967), «Processes on arid-region alluvial fans», *Jour. Geology*, 75, pp. 438-460.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1983), *Memoria explicativa de la hoja nº 542 (Alfambra), del mapa geológico de España, E. 1:50.000*.
- KRAUS, M.J. (1999), «Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications», *Earth-Science Reviews*, 47, pp. 41-70.
- MACHETTE, M.N. (1985), «Calcic soils of the southwestern United States», en WEIDE, D. (ed.), *Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States*, *Geological Society of America*, Special paper n.º 203, pp. 1-21.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y ADROVER, R. (1983), «L'extension et l'âge des formations continentales pliocènes du fossé de Teruel (Espagne)», *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, pp. 1603-1610.
- MIALL, A.D. (1985), «Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits», *Earth-Science Reviews*, 22, pp. 261-308.
- MOISSENET, E. (1983), «Aspectos de la neotectónica de la Fosa de Teruel», *Geología de España, libro hom. J.M. Ríos*, tomo II, Madrid, IGME, pp. 81-102.
- MOISSENET, E.; LINDSAY, E.; MEIN, P.; OPDYKE, N. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1990), «The Alfambrian: new continental stage for the Pliocene formations of Teruel Basin. Biostratigraphy, magnetostratigraphy, referenced sections», *IX Congress R.C.M.N.S., Barcelona, abstracts*, pp. 245-246.
- NICKEL, E. (1982), «Alluvial fan carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, southern Pyrenees, Spain», *Sedimentology*, 29, pp. 761-796.
- OPDYKE, N.; MEIN, P.; LINDSAY, E.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; MOISSENET, E. y NORTON, V.L. (1997), «Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain», *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 133, pp. 129-148.
- PLAZIAT, J.C. (1984), «Le problème des Microcodium: une mise au point», en *Le Domain pyrénéen de la Fin du Crétacé à la Fin de l'Eocène: Stratigraphie, Paléoenvironnements, et Évolution paléogéographique*, Thèse, Université Paris-Sud II, pp. 637-662.
- SANZ, M.E.; ALONSO-ZARZA, A.M. y CALVO, J.P. (1995), «Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin», *Sedimentology*, 42, pp. 437-452.

- TALBOT, M.R. y ALLEN, P.A. (1996), «Lakes», en READING H.G. (ed.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 83-124.
- WEERD, A. VAN DE (1976), «Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain», *Utrech Micropal. Bull. Spec. Publ.*, 2, pp. 1-217.
- WRIGHT, V.P. (1986), «The role of fungal biomineralization in the formation of Early Carboniferous soil fabrics», *Sedimentology*, 33, pp. 831-838.

Recibido el 12 de febrero de 2001  
Aceptado el 20 de marzo de 2001

