

El anticlinal y las discordancias de Pareja (Guadalajara): definición de las unidades cenozoicas de la Depresión Intermedia (provs. Cuenca y Guadalajara, España)

T. Torres¹, J. E. Ortiz¹, I. Arribas¹

RESUMEN

Este trabajo contempla las unidades representadas en la sección estratigráfica del Anticlinal la Pareja (Guadalajara, España) en la cuenca cenozoica denominada Depresión Intermedia. La columna estratigráfica de la zona permite identificar tres unidades principales separadas por discordancias angulares relacionables con fases tectónicas de la orogenia alpina. También se han diferenciado subunidades que, en su mayor parte, vienen definidas por rupturas sedimentarias ligadas a procesos diastróficos y que, como las tres unidades principales (Unidad Cretácico-Paleógena, Unidad Paleógena y Unidad Neógena), se corresponden con unidades tectosedimentarias, siendo identificables en toda la extensión de la Depresión Intermedia a partir de cortes y sondeos mecánicos de reconocimiento donde abundan los yacimientos de micromamíferos.

Palabras clave: Anticlinal de Pareja, Depresión Intermedia, Estratigrafía, Unidades Tectosedimentarias, Cenozoico.

ABSTRACT

This paper deals with the stratigraphic units visible at the Pareja Anticline in the Cenozoic-age Depresión Intermedia. The stratigraphic section allowed us to identify three main stratigraphic units differentiated through angular unconformities and sedimentary breaks. Some subunits are also been defined from sedimentary breaks linked to minor diastrophic processes. These subunits as well as the main ones (Cretaceous-Paleogene Unit, Paleogene Unit and Neogene Unit) can be defined as tectosedimentary units being identifiable in all the Depresión Intermedia Basin extent through field sections and borehole logs where large numbers of fossil mammals have been located.

Key words: Pareja Anticline, Depresión Intermedia, Stratigraphy, Tectosedimentary Units, Cenozoic.

Introducción

El Anticlinal de Pareja (AP) y la discordancia progresiva en él visible constituye uno de los puntos de interés geológico más importante y espectacular de la Depresión Intermedia (DI) (fig. 1). Gracias a la intensa acción erosiva del río Ompolveda que, dando una cluse, atraviesa de E a O el anticlinal de forma transversal a su eje, queda expuesta toda la serie paleógena y la neógena. Esta estructura compartimentó la DI durante el Paleógeno (p.p.) y Neógeno, depositándose carbonatos al E y sulfatos al O (cf. Torres y Zapata, 1986a). La existencia de discor-

dancias internas en la serie sintectónica cenozoica de la DI ya fue observada por Albéniz y Brell (1977).

Pese a su espectacularidad, esta zona permaneció largo tiempo sin ser descrita. Las numerosas anomalías radiométricas (JEN) fueron objeto de prospección por la Junta de Energía Nuclear primero, y por la Empresa Nacional del Uranio (ENUSA) después. Los operadores pertenecieron a la ya extinta Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A. (ENADIMSA). Estos trabajos permitieron llegar a conocer la paleogeografía y estratigrafía de la DI mediante numerosos trabajos de campo, incluida la prospección de yacimientos de micromamíferos. Se

¹ Departamento de Ingeniería Geológica. E.T.S.I. Minas. Universidad Politécnica de Madrid. C/ Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid. Email: trinidad.torres@upm.es.

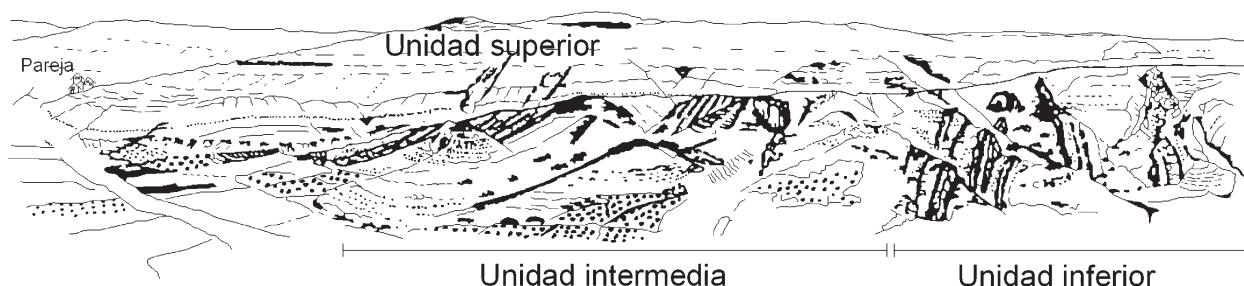


Fig. 1.—Dibujo, a partir de mosaico fotográfico, de la ladera N del barranco de la Ompoveda con el anticlinal de Pareja disectado perpendicular a su eje. Se indican las unidades y la traza del corte realizado.

perforaron más de 20 km de sondeo con recuperación de testigo continuo, lo que permitió analizar la distribución de facies. La gran abundancia de micro-mamíferos en algunos testigos de sondeo sirvió para datar unidades no aflorantes del Neógeno más antiguo y del Paleógeno. Fruto inicial de estos trabajos fue el descubrimiento de los yacimientos de vertebrados de Córcoles (Guadalajara) y de Loranca del Campo (Cuenca) (cf. Crusafont y Quintero, 1970). Esta última localidad volvió a ser objeto de interés durante las últimas fases de la investigación de uranio y los investigadores del MNCN (CSIC) D. Soria y J. Morales fueron invitados a participar en su estudio en una primera campaña parcialmente financiada por ENUSA y, posteriormente, continuada por ambos durante años. Desde el mundo académico hay que destacar las tesis doctorales de García Abbad (1975) y Díaz Molina (1978) y trabajos posteriores. Las primeras referencias a Pareja aparecen en ENADIMSA (1976) y ENUSA (1984) así como en parte de la descripción estratigráfica de la cuenca por López *et al.* (1985) y Calvo *et al.* (1993). La cita más reciente es la de Hernaiz *et al.* (1999), aunque las dificultades de acceso a la serie paleógena han hecho que la serie estratigráfica completa no se haya estudiado hasta las campañas de verano del Departamento de Ingeniería Geológica de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Ahora se presentan los resultados obtenidos que permiten ver de manera comprensiva la sucesión estratigráfica de la DI.

Situación geológica

La DI se encuentra adosada a la Cordillera Ibérica, separada de la Cuenca de Madrid por la Sierra de Altomira (fig. 2). Se trata de un sinclinorio de eje S-N, interrumpido por algunas estructuras menores



Fig. 2.—Situación general de la Depresión Intermedia en relación a la Cuenca de Madrid y otras cuencas cenozoicas.

que se hacen mucho más frecuentes en el cierre meridional de la estructura, hacia la localidad de San Lorenzo de la Parrilla (fig. 3). Entre estas estructuras, destaca por su gran desarrollo el anticlinal de La Puerta-Pareja-Córcoles-Huete-Carrascosa del Campo. Su génesis está ligada a la deformación alpina del Antepaís Ibérico, con procesos de deformación compresiva que generaron cinturones de deformación. Además, de la alineación La Puerta-Pareja-Carrascosa, son elementos más conspicuos la Sierra de Bascañana y la Sierra de Altomira, límites paleogeográficos de la DI. Estos elementos consisten en sistemas complejos de cabalgamientos imbricados de «piel fina». En cualquier caso, todos los cabalgamientos enraízan en los materiales plásticos de la facies Keuper, los cuales actuaron como niveles de despegue, quedando los materiales en Facies Buntsandstein adosados al basamento. Las secuencias de propagación fueron hacia el antepaís relativo e indeformado situado hacia el Oeste (Cuenca de Madrid) (cf. Muñoz-Martín *et al.*, 2004).

La evolución tectosedimentaria de la DI se explica a partir de un fenómeno generalizado de retirada

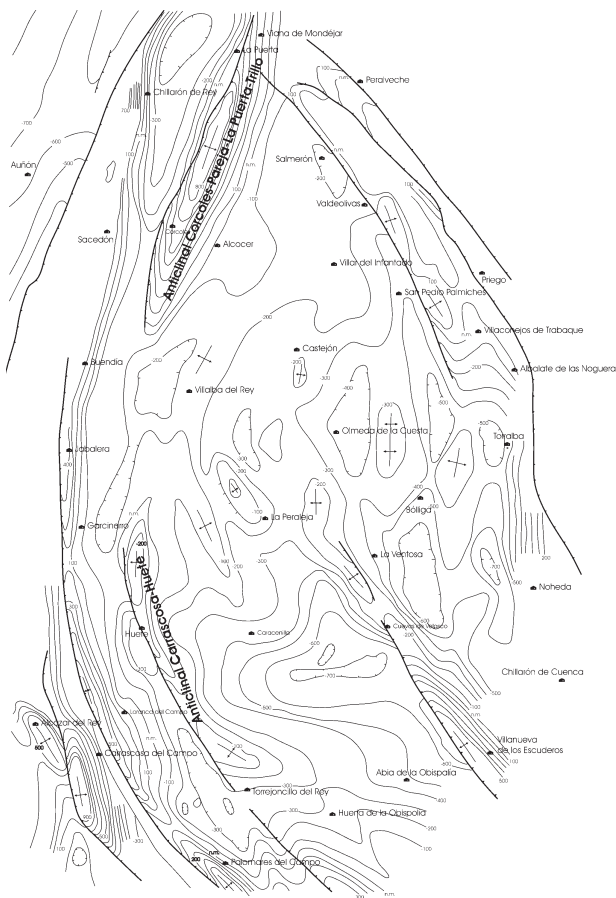


Fig. 3.—Mapa estructural de la Depresión Intermedia, modificado de Querol (1989). Las isohipsas marcan las «Anhidritas del Eoceno».

del mar (regresión finicretácica) y dos fases de la Orogenia Alpina que, sin especial precisión, fueron denominadas F. Castellana (Pérez-González *et al.*, 1971) y F. Neocastellana (Aguirre *et al.*, 1976), que actualmente se conocen como Fase Intra-Arvernienense y Fase Intra-Ageniense. También hay procesos tardíos de deformación menores.

La serie del Anticlinal de Pareja

En la sección estratigráfica del Anticlinal de Pareja se reconocen tres unidades principales separadas por discordancias angulares y desarrollo de superficies de erosión (arrasamiento) claramente reconocibles. En algunas de ellas se reconocen subunidades de rango menor. Todas estas unidades son diferenciables, en algún caso correlacionables, en toda la extensión de la DI (unos 20.000 km² de

extensión) y han sido datadas en afloramientos y sondeos por micropaleontología. Por razones descriptivas se denominarán Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior.

Unidad Inferior (fig. 4A)

Para la descripción estratigráfica de la parte inferior de esta unidad se ha elegido el corte cercano a Durón (B en fig. 5) ya que en Pareja (A en fig. 5) está meteorizada. En ambas localidades no es observable su contacto con la unidad infrayacente Fm Brechas dolomíticas de Cuenca. En la composición de los dos cortes (Durón y AP), tiene una potencia total medida de 500 m y presenta marcada heteroliticidad, aunque en su parte inferior los depósitos químicos aparecen con sulfatos y en la superior con carbonatos.

Los primeros 192 m del corte de Durón (el muro no es visible por estar cubierto por las aguas del Pantano de Entrepeñas) se inicia con un tramo de anhidritas blancas y rosas con textura *chicken wire*, visible por el lavado de las aguas del pantano. Aparecen en capas de orden decimétrico-pluridecimétrico separadas, en ocasiones, por laminillas de lutitas negro-verdosas. Rompen la monotonía litológica unas finas pasadas de dolomías oquerosas marrones de aspecto carniolar. Estas capas suelen tener espesores centi o decimétricos, aunque hay un nivel cuya potencia se acerca a 1 m. Le sigue un tramo de unos 50 m de espesor, muy recubierto por depósitos de playa actual (del embalse) que dejan entrever las anhidritas nodulares subyacentes. A techo aparecen 70 m con marcado carácter lutítico: lutitas blancas y asalmonadas, en muchos casos yesíferas; con pasadas centimétricas de arenas cuarzosas, y un nivel de 8,60 m de potencia de areniscas cuarzosas de grano medio y grueso, con laminación horizontal, dispuestas en ocho sets pluridecimétricos. La serie termina con 22 m de yesos bioturbados en bancos pluridecimétricos.

La potencia de esta parte de la serie indica que este corte es representativo de su práctica totalidad, ya que en la hoja de las Majadas (Meléndez, 1972) se estima que la serie tiene unos 200 m de potencia, y en la hoja de Priego (Torres, 1999) unos 200 m; en la hoja de Ledanca (Ríos *et al.*, 2002) la serie supera los 200 m. La presencia de yeso permite su atribución a la Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra. También es cierto que yesos primarios masivos tampoco se han citado en las

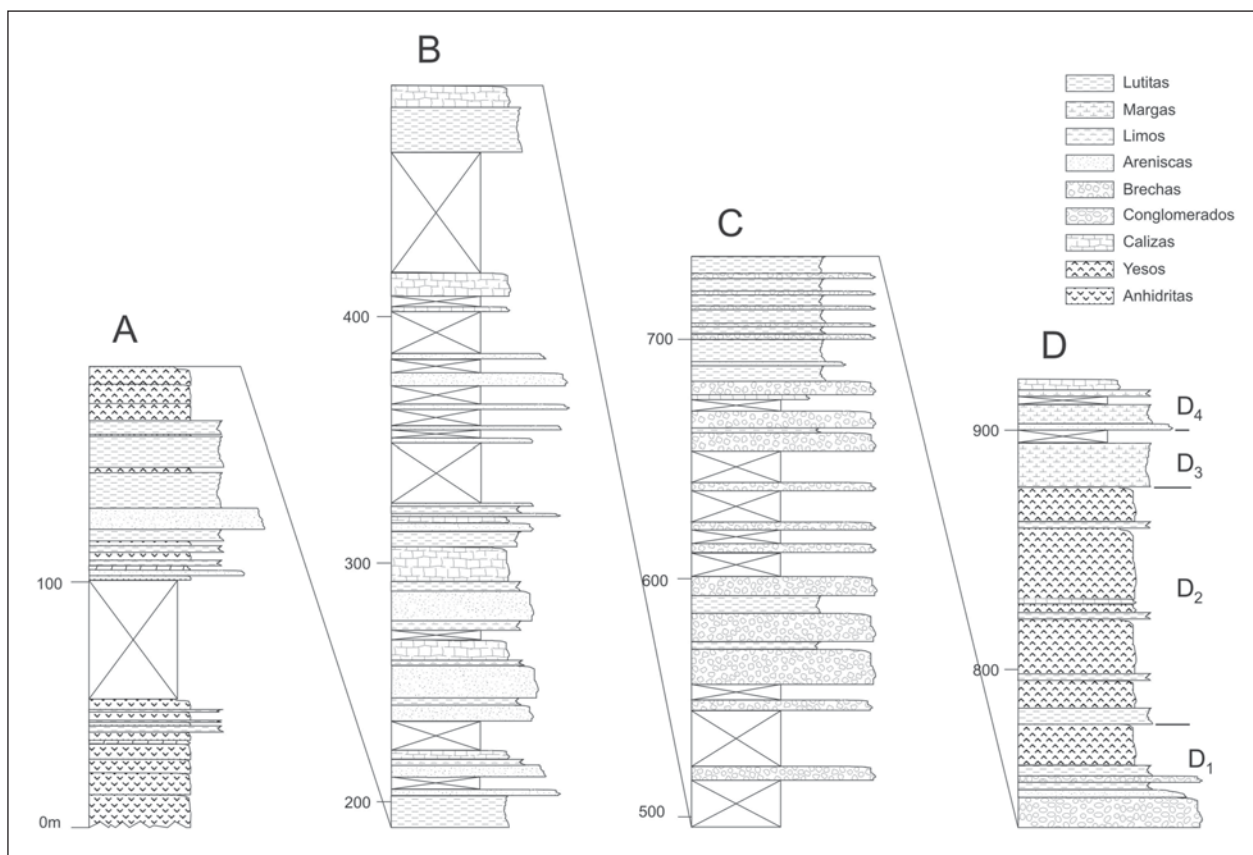


Fig. 4.—La serie estratigráfica del corte de Pareja. A y B) Unidad Inferior (parte inferior-A, parte superior-B). C) Unidad Intermedia. D) Unidad Superior (Subunidad 1-D1, Subunidad 2-D2, Subunidad 3-D3, Subunidad 4-D4).

hojas MAGNA de la zona pero en la cantera Marín (1 en fig. 5) y obra civil en Casas de Luján y cruce a Chillarón (2 y 3 en fig. 5) sí se observan potentes niveles de yesos bioturbados marrones.

La parte superior de esta unidad, ya en el AP, muestra una potencia aproximada de 300 m: desaparecen las anhidritas y yesos y aparecen calizas. Las lutitas parcialmente recubiertas son la litología dominante. Hay numerosas intercalaciones de areniscas cuarzosas de granulometría variable, generalmente con aspecto masivo, aunque en algunos bancos se observa granoselección positiva. Generalmente sus bases, cuando son visibles, son planas, aunque en algún tramo tienen carácter canalizado con base erosiva. Su componente litológica más visible son calizas que afloran como potentes bancos duros verticalizados y destacan en el paisaje. Un banco de micritas más arcillosas, situado cerca del techo de la serie, ha proporcionado micromamíferos.

El yacimiento «Pareja» de Daams *et al.* (1989) está en la ladera sur del barranco de la Ompolveda y

se localiza en un tramo de arenas situado hacia el metro 400 de la sección de la figura 4.

Petrográficamente, las areniscas de la subunidad inferior son arcosas con clastos con buena clasificación y poca madurez mineralógica (feldespato potásico y microclina); los granos son subredondeados con esfericidad media-baja.

En la subunidad superior (fig. 6) las calizas se presentan como micritas y/o biomicritas, con fragmentos de algas (carofitas) y ostrácodos. Tienen porosidad intraparticulada y fenestral; los huecos están rellenos por calcita o dolomita; hay carbonatos pseudomórficos de cristales de yeso. Las calizas de los tramos más superiores van de biopelmicritas a intramicritas con fósiles. Los restos algales son extremadamente abundantes, así como los moluscos y ostrácodos, y hay pisolitos. Se observan trazas de edafización: grietas de desecación rellenas de esparita e inicios de nodulización y brechificación multifásica. Hay estilolitos rellenos de microesparita, posteriormente afectados por episodios de fracturación.

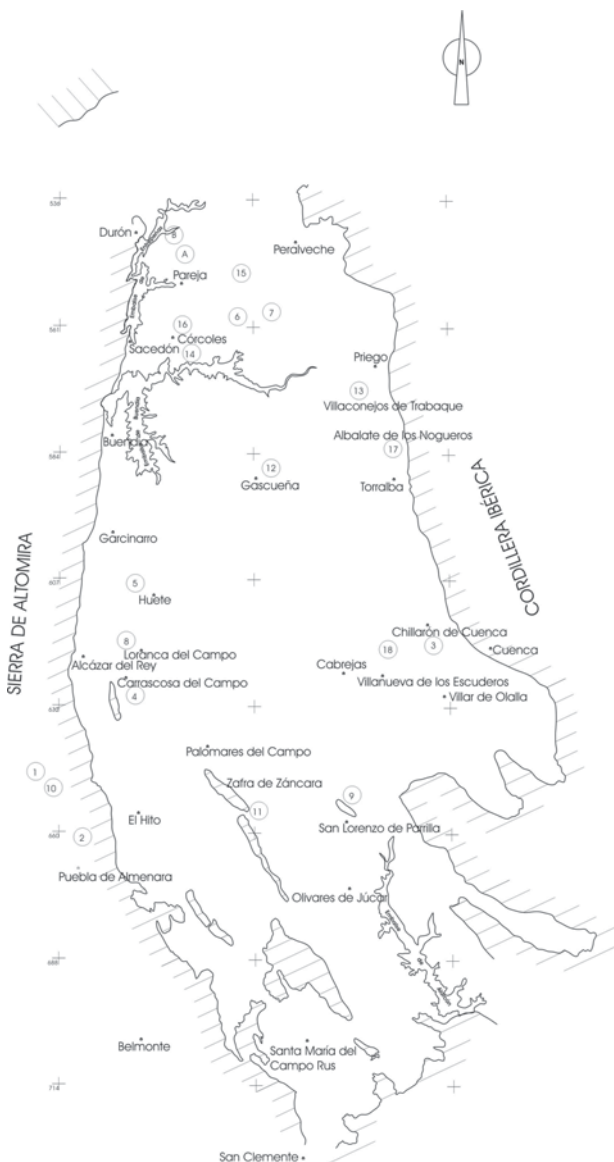


Fig. 5.—Situación de localidades y puntos de interés citados en el texto: A) corte del Anticlinal de Pareja. B) Corte de Durón: 1) Cantera Marín, 2) Casas de Luján, 3) carretera a Chillarón, 4) Cerro Arenoso, 5) Huete-Naharros, 6) Sondeo Enusa 537/3, 7) Sondeo Enusa 538/5, 8) Loranca del Campo y sondeo Enusa 608/3, 9) S. Lorenzo de la Parrilla, 10) Almendros, 11) Zafrá de Zánacara, 12) Gascueña, 13) Villaconejos y sondeo Enusa 563/8, 14) Alcocer yacimiento, 15) Escamilla y sondeo Enusa 537/3, 16) Córcoles, 17) Albalate, 18) Sondeos Enusa 609/1 y 609-10.

Los niveles detríticos de areniscas consisten en cuarzoarenitas algo feldespáticas con cemento carbonatado. Los granos de cuarzo son angulosos, con baja esfericidad. Hay fragmentos de biomicritas coetáneas al depósito de la unidad y, en alguna muestra, la laminación algal atrapó terrígenos de tamaño grava/arena de naturaleza cuarzosa.

Unidad Intermedia

La Unidad Intermedia del AP es monótona: una potente serie de brechas calcáreas de base plana, de 240 m de potencia total y con tramos recubiertos (fig. 4). Los niveles tienen potencias variables desde unos decímetros a varios metros. Los clastos son muy heterométricos, tamaño bloque a gravilla, con baja clasificación y poco redondeados. En muchos casos el centilo se acerca a los 150-200 mm. Los clastos son de naturaleza calcárea y proceden de un área fuente local correspondiente a los materiales ya levantados de la unidad infrayacente. La charnela del pliegue está fuertemente erosionada, aunque los materiales anhidríticos de la base no llegaron a estar expuestos a la erosión. Las brechas están fuertemente cementadas y tienen matriz lutítico-arenosa rojiza. Se interpretan como depósitos no canalizados, extremadamente proximales, del tipo *debris flow* de baja viscosidad.

Unidad Superior

Esta unidad es heterolítica y su parte inferior se acuña contra el anticlinal de Pareja, aunque por el solapamiento expansivo de la serie hacia techo, fosiliza finalmente la estructura. Tiene una potencia medida cercana a 200 m y un carácter fuertemente heterolítico con lutitas, normalmente yesíferas, yesos bioturbados, margas, calizas, areniscas y conglomerados. Se distinguen varias subunidades:

— Subunidad 1: comienza con un potente nivel local de conglomerados calcáreos masivos que responden al retrabajamiento de las brechas calcáreas de la Unidad Intermedia. Le siguen areniscas de grano grueso, granodecreciente a techo, con laminación horizontal y cemento yesífero; su gran continuidad lateral ha permitido su cartografía en la hoja MAGNA de Sacedón (Díaz de Neira y Cabra, 1999). Por encima de algunas intercalaciones de lutitas yesíferas y de un nivel de gibsorruditas, termina en un potente nivel (20 m) de yesos bioturbados masivos de color crema sobre los que se levanta el pueblo de Pareja. Su potencia es de unos 50 m. En la figura 6 aparece la imagen en lámina delgada de una muestra de los yesos de esta subunidad, compuesta por yeso reticular.

— Subunidad 2: se inicia con lutitas rojas yesíferas seguidas por una potente serie de yesos en la que se intercalan niveles poco potentes de lutitas rojas yesíferas y otros decimétricos de calizas

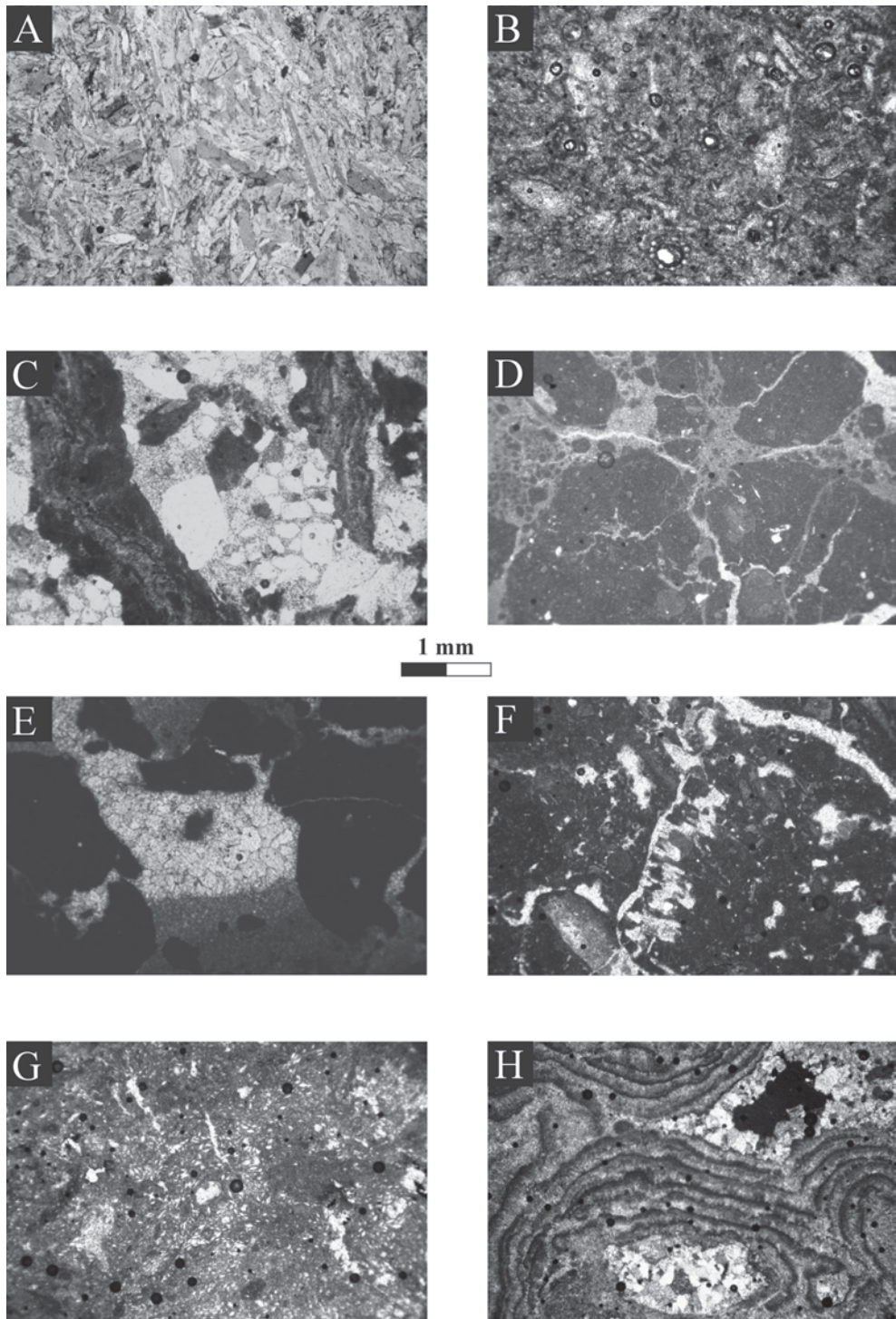


Fig. 6.—Microfotografías de algunas facies características de la Unidad Inferior y de la Superior. A) Pare 1-C, NC. Yeso primario, con textura reticular. B) PA 1-3 X4, NC. Fin tramo 1. Fragmentos algales, de moluscos y de ostrácodos en una matriz micrítica cuyos huecos están parcialmente rellenos de cemento esparítico. C) PA 2-1(1) X4, LN. Fin tramo 2. Granos detríticos de cuarzo anguloso entre fragmentos de carbonatos algales. Todo ello cementado por carbonatos. D) PA 2-2 X4, LN. Comienzo tramo 3. Nodulización incipiente de una micra, agrietada posteriormente y rellena por cemento esparítico. E) PA 2-2 (3) X4, NC. Tramo 3. Relleno geopetal, con micrita en la base y cemento esparítico drusiforme a techo. F) PA 4 (3) X4, LN. Tramo 3. Estilolitos parcialmente rellenos de microesparita. G) PA 8 X4, LN. Tramo 3. Cristales pseudomorfos de yeso reemplazados por calcita. H) PA 11-4 X4, NC. Fin tramo 3. Fragmentos algales muy bien conservados, cuyos huecos están parcial o totalmente rellenos por cemento drusiforme de calcita.

micríticas con yeso que, ocasionalmente, presentan porosidad móldica. En la parte central de la subunidad hay un nivel conspicuo constituido por 1,5 m de caliza oquerosa esparítica. Su potencia es de unos 90 m.

— Subunidad 3: dominan las margas con intercalaciones de calizas arcillosas y calizas micríticas y arcillas de neoformación (sepiolita). Hay porosidad móldica y fósiles (ostrácodos y gasterópodos). Su espesor se acerca a los 40 m.

— Subunidad 4: se inicia con un nivel relativamente potente de areniscas de grano grueso, seguidas por margas marrones y calizas micríticas arcillosas que están en contacto mecánico con las margas infrayacentes. Su espesor, posiblemente incompleto, es de unos 20 metros.

Edad, significado y equivalencia de las unidades. Propuesta de una nueva definición de unidades litoestratigráficas para la Depresión Intermedia

Unidad Inferior

Esta unidad comprende dos subunidades de las cuales la inferior se ha denominado: Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (Vilas *et al.*, 1982) (sin. Unidad Basal de Díaz-Molina, 1974), la cual descansa sobre la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca del Santoniense-Campaniense. Diversos autores Viillard y Grambast (1970), Grambast (1974), Gutiérrez y Robles (1976) la sitúan en el Maastrichtiense en base a caráceas, aunque Meléndez Hevia (1972) sitúa su límite inferior en el Campaniense. A techo de la misma se han descrito (Olmo y Álvaro, 1989) caráceas que suben la edad de la formación hasta el Eoceno medio.

La subunidad superior ha recibido diversas denominaciones informales (Unidad Detrítica Inferior (Díaz Molina, 1974), Primer Ciclo Paleógeno (Torres *et al.*, 1984) y Paleógeno Inferior (Torres, 1999). En cualquier caso, una denominación basada en su detritismo es poco significativa, ya que los depósitos químicos de calizas se van haciendo dominantes hacia el norte de la DI, tal y como ocurre en el anticlinal de Baidés y en Huérmeces del Cerro (Crusafont *et al.*, 1960; Franzen, 1968), en la hoja de Ledanca (Ríos *et al.*, 2002), y en la hoja de Sigüenza (Adell *et al.*, 1981). El techo de la unidad está datado por el yacimiento de micromamíferos denominado «Pareja» (Daams *et al.*, 1989), que se

sitúa en el Arverniense inferior; la base de la subunidad estaría definida aquí por el yacimiento de Alcázar del Rey (Díaz-Molina y López-Martínez, 1979) que corresponde al Rhenaniense (Eoceno medio). Por lo tanto, la edad de la unidad sería Maastrichtiense-Eoceno medio, coincidiendo con la edad asignada a la misma por Capote y Carro (1970) que la denominan «formación yesífera Cretácico-Paleógena».

Esta unidad se puede considerar como pretectónica. Su depósito se inicia al final de la regresión finicretácica cuando las condiciones de depósito van continentalizándose progresivamente, cuando ya se había iniciado cierta diferenciación paleogeográfica con la aparición de un surco en lo que actualmente es la DI (Meléndez *et al.*, 1985).

La parte inferior, anhidrítica, se depositó en una llanura fangosa costera con zonas de mayor influencia marina, donde se generaron extensas «sabkas» con depósito de lutitas yesíferas, anhidrita nodular, yeso y dolomías con anhidrita (con aspecto carnio-lar en afloramiento). La influencia continental se manifiesta por intercalaciones de conglomerados y areniscas cuarzosas canalizadas y lentejones de calizas micríticas palustres con gasterópodos y huellas de raíces. La presencia de sedimentos de carácter marino franco es poco frecuente, aunque en la hoja de Priego (Torres, 1999) aparecen intercalaciones de biomicritas con abundantes foraminíferos bentónicos y corresponden al Senoniense, sin mayor precisión. La distribución de facies es irregular, aunque predominan los términos de anhidrita nodular, sugiriendo un medio en mosaico debido a la influencia continental progresivamente mayor.

La subunidad superior de Pareja corresponde exclusivamente a sedimentos depositados en un medio fluvio-lacustre sin influencia marina. Los datos derivados de ENUSA (1984) y de las hojas MAGNA más recientes (Albert y Ferreiro, 1999, Hernáiz *et al.*, 1999 a,b; Muñoz del Real *et al.*, 1999; Díaz Molina *et al.*, 1999; Lendínez *et al.*, 1999 a,b,c; Díaz de Neira y Cabra, 1999; Díaz de Neira *et al.*, 1999) revelan que hacia el sur de la cuenca se desarrolló un sistema con absoluto predominio fluvial formado por depósitos de gravas cuarzosas y cuarzoarenitas que, hacia el N, pasan progresivamente a alternancia de lutitas, areniscas y, principalmente, calizas lacustres. El carácter predominantemente preorogénico de esta unidad aparece claramente definido en los sondeos de hidrocarburos de Santa Bárbara y Pradillo y en la investigación sísmica de la zona (Racero, 1990; Querol,

1989) que ponen de manifiesto que el depocentro de esta unidad estuvo literalmente adosado al Sistema Central, obviamente inexistente en el momento de su depósito.

En este trabajo se propone que esta unidad regresiva y heterolítica se denomine *Unidad Cretácica-Paleógena* (UCP) en la DI, Serranía de Cuenca y Alto Tajo, con dos subunidades. Su edad basal Campaniense, citada por Gil *et al.* (2004) no está demostrada pero sí la Maastrichtiense. Su techo estaría representado por el yacimiento de micromárficos de Pareja (Daams *et al.*, 1989) que se sitúa en el Arverniense inferior Biozona T de Daams y van der Meulen (1983). Esta unidad equivaldría pro parte el superciclo UZA-4 de Haq *et al.* (1988), Gil *et al.* (2004) y, en términos de edad a los superciclos TA-1 y TA-2 de Haq *et al.* (1988), obviamente no registrados en la DI. Pese a su carácter preorogénico, su evolución en la vertical pudo estar controlada por el inicio de la compresión regional que progresó lentamente a lo largo de esta unidad, tal y como queda reflejado por la presencia, a techo, de gravas procedentes del Mesozoico. La parte superior de esta unidad, de carácter continental, presenta, a nivel de la DI, caracteres que la aproximan notablemente al concepto de Unidad Tecto Sedimentaria (UTS) en el sentido definido por Pardo *et al.* (1989) al existir una ruptura sedimentaria en su base, con el paso de sedimentación sulfatada a detrítica, y una notable discordancia angular y erosiva en los bordes de cuenca.

Unidad Intermedia

La potente serie de brechas de la sección del AP forman parte del conjunto de facies que componen la Unidad Detrítica Superior de Díaz Molina (1978) a la que Torres y Zapata (1986a) denominan 2º Ciclo Paleógeno.

Esta serie aflora conspicuamente en forma de depósitos fluviales (areniscas y más raramente conglomerados, aunque dominan las lutitas) a lo largo de todo el borde occidental de la DI y en el anticlinal de Carrascosa del Campo-Huete-Córcoles, definiendo un eje fluvial que corría paralelo a la Sierra de Bascañana, ya levantada por acción de la fase orogénica Intra-Arverniense. También aflora localmente a lo largo del flanco oeste de la Sierra de Bascañana. Los depósitos fluviales han sido detalladamente descritos por Díaz-Molina (1978, 1979), Díaz-Molina *et al.* (1989), Díaz Molina y Bustillo

(1985) y la interpretación a nivel cuencal más actualizada aparece en Torres *et al.* (1997). La predominancia de areniscas canalizadas y lutitas, condujo a su denominación primera (Unidad Detrítica Superior), aunque también recibe otras denominaciones imprecisas: Segunda Unidad Paleógena (Torres y Zapata, 1986a), Subunidad 1 (Díaz Molina *et al.*, 1989) y Paleógeno-Neógeno (Torres, 1999). De acuerdo con los datos estratigráficos disponibles las características de esta unidad son las siguientes:

— Se trata de una unidad ligada a una fase tectónica alpina (Intra-Arverniense) que modeló la geometría de la DI al levantarse no solamente en sus bordes sino también los umbrales internos como el anticlinal Trillo-La Puerta-Pareja-Córcoles-Huete-Carrascosa del Campo.

— La existencia de relieves positivos favoreció el desarrollo de sistemas aluviales locales coexistiendo con sistemas de abanicos aluviales húmedos, los cuales alimentan un sistema fluvial más jerarquizado, paralelo a la Sierra de Bascañana. En los depósitos de abanico aluvial de corto recorrido («áridos»), de carácter local, aparecen depósitos de mantos de arroyada que canibalizaron los materiales directamente infrayacentes. Tal es el caso de los materiales del yacimiento de Cerro Arenoso donde se erosionaron y resedimentaron las gravas cuarzosas del techo de la Unidad Cretácico-Paleógena. En el AP se localiza la serie de brechas.

— Su techo, representado por calizas de algas y tufas es claramente observable en el flanco oriental del anticlinal de Córcoles. En el flanco occidental del anticlinal de Huete aparecen yesos bioturbados, y en los sondeos del Plan Nacional del Uranio (ENUSA 1984; López Martínez y Torres, 1990) aparece una alternancia de carbonatos y sulfatos.

— La presencia de umbrales durante la sedimentación de esta unidad permite explicar que en el sondeo de Loranca (ENUSA, 1984; Daams *et al.*, 1986) esta unidad se presente «condensada», dado su solapamiento sobre el cierre periclinal situado al norte del anticlinal de Carrascosa del Campo.

La litología de las distintas unidades litoestratigráficas que configuraban los bordes de cuenca y umbrales intermedios controlaron la naturaleza de los sedimentos de esta unidad, de forma que los materiales siliciclásticos provendrán del techo de la Unidad Cretácico-Paleógena y de la Fm. Arenas de Utrillas. No parece que los materiales siliciclásticos de la Facies Buntsandstein pudieran haber contribuido de forma notable, ya que, mayoritariamente no habrían

sido exhumados. De acuerdo con Guimerá y González (1998) la Cordillera Ibérica sufrió erosión poco marcada tras su levantamiento en la orogenia alpina: el registro del Cretácico superior se ha conservado en las estructuras sinclinales, aunque ha sido erosionado en las zonas levantadas (anticlinales).

Los carbonatos mesozoicos constituyeron el área fuente de los sedimentos lacustres carbonatados.

En los bordes de la DI se pusieron a disposición de los agentes erosivos ingentes cantidades de sulfatos que fueron depositados en áreas lacustres-palustres asociados a carbonatos, como lo demuestran los datos isotópicos (Ortí *et al.*, 1988).

La información disponible permite dibujar la paleogeografía de esta unidad: un sistema fluvial que corría paralelo a la Sierra de Altomira, alimentado por varios abanicos aluviales con sus cuencas de recepción en el interior de la Cordillera Ibérica (Torres y Zapata, 1986 b, c; Díaz Molina *et al.*, 1989). Hacia el Este, en el amplio sinclinal entre el anticlinal de La Puerta-Huete, a techo de la unidad se depositó una serie lacustre (Torres *et al.*, 1992; Torres, 1999) con calizas de algas, lutitas negras con oncolitos y yesos bioturbados, también visible en el flanco oriental del anticlinal de Córcoles. Dado que el depósito de esta unidad estuvo condicionado por umbrales anticlinales y cubetas sinclinales, su potencia es muy variable. Su potencia alcanza unos 600 m en Naharros pero podría ser mayor hacia el E. En el AP la potencia medida es de unos 270 m, mientras que en el sondeo Loranca es unas pocas decenas de metros.

Pequeños sistemas aluviales coexistieron con los grandes abanicos aluviales húmedos que alimentaban el sistema fluvial. Dependiendo de la litología del área fuente estos abanicos aluviales dieron lugar a depósitos de debris flow de alta viscosidad (Cerro Arenoso) o baja viscosidad (AP).

Se propone que esta unidad pase a denominarse *Unidad Paleógena de la Depresión Intermedia (UP)*. Su base está definida por una discordancia angular y erosiva ligada a la fase Intra-Arverniense de la Orogenia Alpina, datada por la fauna del yacimiento de Cerro Arenoso (Díaz Molina, 1978) y de los sondeos de ENUSA (López Martínez y Torres, 1990). Su techo viene definido por una marcada ruptura sedimentaria observable en los sondeos de ENUSA (Torres *et al.*, 1992), que supone conformidad entre esta unidad y la suprayacente. En las cercanías de los umbrales puede observarse una discordancia angular y erosiva. Numerosos yacimientos (ENUSA, 1984, Álvarez Sierra *et al.*, 1987, Díaz de

Neira y Cabra, 1999), datan esta ruptura sedimentaria como Ageniense inferior (Biozona Y de Daams y van der Meulen, 1983).

Esta unidad, en la que no se aprecian discordancias internas, se depositó en un corto período de tiempo como resultado de una fase orogénica. Reúne las características que permiten definirla como Unidad Tecto Sedimentaria: delimitada por discordancias erosivas a muro y techo en zonas de borde de cuenca y umbrales y por rupturas sedimentarias netas en las partes más centrales de la DI donde predominó la sedimentación lacustre a techo de la UTS. Esta ruptura sedimentaria a techo es menos evidente en la parte sur de la DI donde no alcanzó la expansión lacustre del techo de la Unidad Paleógena.

Unidad Superior

La interpretación de esta unidad ha sido siempre objeto de controversia debido a que la parte sur de la DI empezó a levantarse tras la orogenia Intra-Ageniense, de forma que su conexión con La Mancha, hacia el sur del anticlinal de San Lorenzo de la Parrilla dejó de existir y sólo existen pequeñas cuencas de edad Rusciniense (Almendros y Zafra de Záncara) afectadas por neotectónica.

En esta unidad, denominada Unidad Terminal por Díaz-Molina (1978), Torres y Zapata (1986a) describen tres ciclos de los que el tercero corresponde a la Unidad del Páramo que se extiende ampliamente hacia el E de la Cuenca de Madrid. Díaz de Neira y Cabra (1999) y Hernaiz *et al.* (1999a) describen en las hojas MAGNA de Auñón y Sacedón, adyacentes al AP, donde están representadas configurando una discordancia en abanico: en el flanco oeste del Anticlinal de Pareja, los materiales de la base están levantados hacia el este (buzan 20°) a lo largo 400 m, mientras que los materiales suprayacentes tienen buzamientos amortiguados que llegan a horizontalizarse. Estos ciclos se definieron según rupturas sedimentarias: llegadas bruscas de sedimentos detríticos interrumpiendo regímenes lacustres que hacia E (por ej. en Gascueña) dan lugar a paleocanales de areniscas con estratificación cruzada en surco y lutitas yesíferas rojas de llanura de inundación. Hacia el depocentro lacustre (Huete) estas rupturas no se ven claramente, ya que hay continuidad en la sedimentación lacustre (yesos, generalmente bioturbados). Intercalaciones de lutitas rojas de espesores métricos podrían reflejar estas rupturas.

Hernaiz *et al.* (1999a) en la hoja de Auñón diferencian cuatro unidades neógenas, la cuarta de las cuales correspondería a la «Unidad del Páramo». Estos autores indentifican tramos correspondientes a procesos de sedimentación fluvial (desde la Cordillera Ibérica) y otros con características de sedimentación aluvial de procedencia local (desde umbrales reactivados por la fase Intra-Ageniense de la Orogenia Alpina).

Díaz de Neira y Cabra (1999) en la hoja MAGNA de Sacedón, también separan cuatro ciclos neógenos: su Primer y Segundo Ciclos terminan en yesos bioturbados y la ruptura sedimentaria entre ambos es neta. El Tercer Ciclo se corresponde con los depósitos palustres de Córcoles («Ciénaga de Córcoles» en Llamas y Torres, 1992); el Cuarto Ciclo corresponde a las Calizas de los Páramos s.s. En el AP se distinguen las siguientes subunidades.

— Subunidad 1: engloba la Primera y Segunda Unidad Neógena distinguidas por Hernaiz *et al.* (1999a) en la hoja de Auñón y equivale al Primer Ciclo Neógeno de Torres y Zapata (1986a) y de Díaz de Neira y Cabra (1999). Se inicia con depósitos canalizados que, distalmente, pasan a llanuras fangosas, con evaporitas y yesos detríticos que hacia el centro de cuenca están representados por yesos bioturbados lacustres. A techo de la subunidad el nivel lacustre se expande. Localmente, en Villaconejos (Torres, 1999) aparecen calizas palustres y yesos. Su edad queda acotada por varios yacimientos de micromamíferos. El denominado Alcocer (Ageniense inferior-medio, Biozona Y de Daams y van der Meulen, 1983) define el muro de la subunidad. El yacimiento denominado Villaconejos (Ageniense superior, Biozona Z de Daams y van der Meulen, 1983) define su techo.

— Subunidad 2: el inicio de su depósito está claramente representado por la brusca progradación sobre las áreas lacustres de abanicos aluviales que depositan arenas canalizadas y lutitas rojas de llanura aluvial, generalmente yesíferas. Estos abanicos aluviales con importante densidad de canales, distalmente pasan a llanuras fangosas con influencia evaporítica y a una zona central lacustre con depósitos de yesos lacustres bioturbados. Díaz de Neira y Cabra (1999), mediante micromamíferos sitúan el muro de esta Subunidad en la base del Orleaniense (Biozona A de Daams y van der Meulen, 1984). A este episodio corresponderían, pro parte, las potentes calizas lacustres que marcan el techo del Neógeno en la hoja de Priego (Torres, 1999).

— Subunidad 3: esta subunidad, diferenciable en el corte del AP, marca en el dominio del anticlinal de Pareja-Córcoles un notable cambio de quimismo en los depósitos palustre-lacustres, los cuales se hacen organógeno-carbonatados a muro y calcáreos a techo. Sus singulares aspectos geoquímicos aparecen en Llamas y Torres (1992).

En (ENUSA, 1984; Torres y Zapata, 1986a) esta subunidad se considera cambio lateral de la subunidad 2 con yesos a techo. También las calizas de Albalate en la hoja MAGNA de Priego (Torres, 1999), comprenden ambas subunidades. Son depósitos palustres distalmente ligados a sistemas de abanicos aluviales de menor desarrollo longitudinal que los de las subunidades más antiguas. El muro de la subunidad está definido por los yacimientos de micromamíferos de Escamilla (ENUSA, 1984) y la clásica localidad de Córcoles, que se sitúan en la Biozona C de Daams y van der Meulen (1983) Orleaniense medio. Su techo estaría definido por una serie de yacimientos que en la zona de Córcoles, se observan en los cortes de la carretera a Cuenca (N-320) (cf. Díaz de Neira y Cabra, 1999), estando también representado en el techo de las calizas de Albalate de las Nogueras de la hoja geológica de Priego (Torres, 1999), correspondientes al Vallesiense superior o Biozona I de Daams y van der Meulen (1984).

— Subunidad 4: corresponde a la Unidad del Páramo o Cuarta Unidad Neógena de Hernaiz *et al.* (1999), al Ciclo del Páramo de Díaz de Neira y Cabra (1999) y al Tercer Ciclo Neógeno de Torres y Zapata (1986a). Una intercalación arenosa marca la base de esta subunidad, que se corresponde con la «Red Fluvial Intramiocena» de Capote y Carro (1968). Esta ruptura sedimentaria es muy brusca al E del Anticlinal de Pareja: en Villaescusa de Palositos donde aparecen potentes conglomerados calcáreos con tamaño de clasto que supera los 100 mm hacia el AP hay una progresiva disminución del tamaño de clasto, faltan las gravas y finalmente llegan a desaparecer las arenas y solamente aparecen lutitas rojas. Las calizas se hacen expansivas dando lugar a la plataforma de la Alcarria. La edad de esta subunidad se admite por criterios regionales como Vallesiense superior-Turolense.

Se propone que estos materiales pasen a denominarse *Unidad Neógena (UN) de la Depresión Intermedia distribuidos en cuatro subunidades (UN1, UN2, UN3, UN4)*.

En esta Unidad, se observan rupturas sedimentarias, excepto en el caso de la Subunidad 3, donde

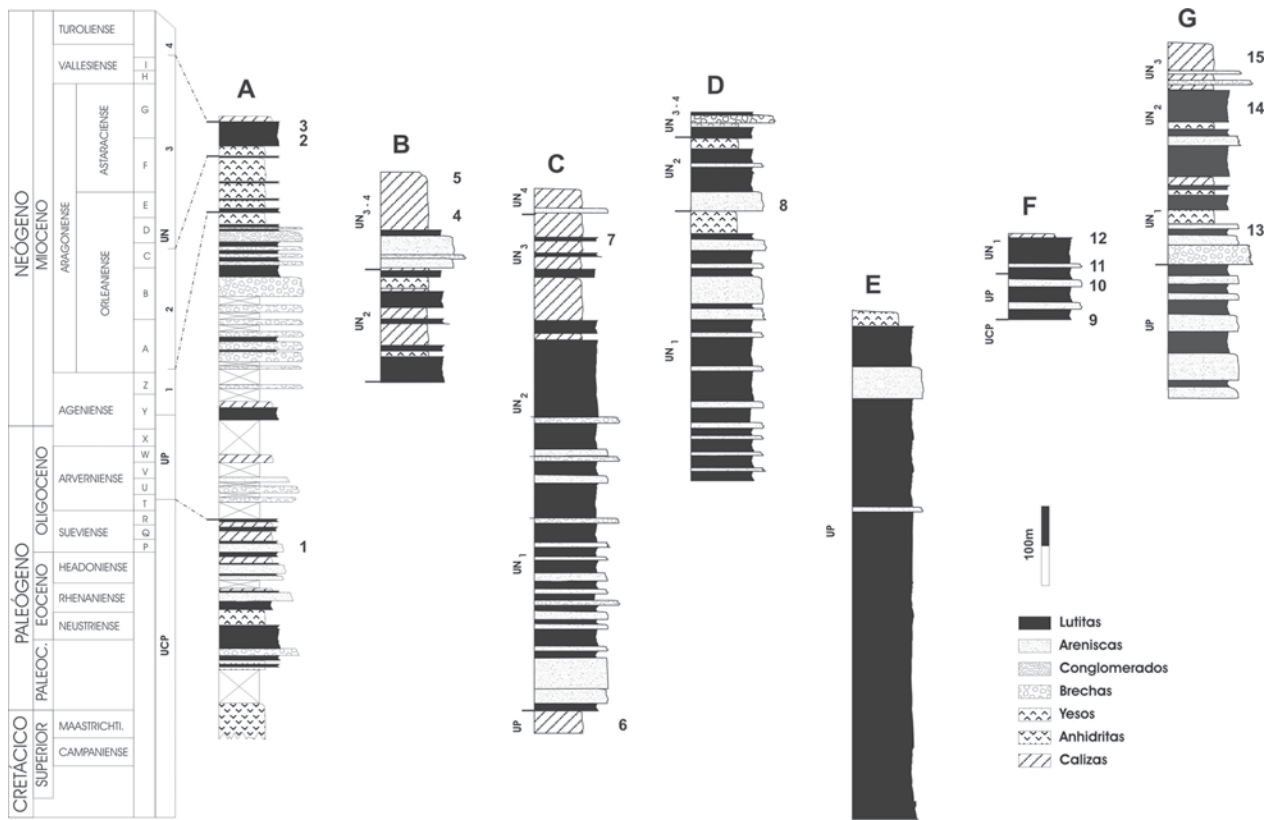


Fig. 7.—Unidades de la serie del Anticlinal de Pareja. UCP: Unidad Cretácico-Paleógena; UP: Unidad Paleógena; UN: Unidad Neógena (con cuatro subunidades). Para correlación, se han añadido series de cortes de campo y sondeos datadas por micromamíferos: A) Serie de Pareja. 1) yacimiento Pareja (Daams *et al.*, 1986); 2) Córcoles (ENUSA, 1984); 3) Córcoles superior (Díaz de Neira y Cabra, 1999). B) Serie de Albalate y sondeo 563/8; 4) Yacimiento Villaconejos (ENUSA, 1984; Daams *et al.*, 1989); 5) Cantarera en Albalate (Torres, 1999). C) Sondeos Enusa 537/3 y 538/5; 6) Microfauna de diversos sondeos (López y Torres, 1990); 7) Yacimiento Escamilla (ENUSA, 1984; Daams *et al.*, 1989). D) Corte de Gascueña y sondeo 563/3; 8) Yacimiento Buciegas (ENUSA, 1984). E) Corte compuesto del sinclinal Naharros-Huete. Los yesos del techo afloran en la carretera Huete-Naharros (punto 5 de la fig. 5). F) Sondeo 608/3; 9, 10 y 11) Daams *et al.* (1986); 12) La Retama (Morales). Las columnas, a excepción de la E, se han colocado de acuerdo a la cota de su techo.

las rupturas están ligadas a reactivaciones de los sistemas de abanicos aluviales relacionadas con procesos diastróficos que son claramente visibles en el AP. Por lo tanto, las subunidades 1, 2 y 4 reúnen características que permiten definir las como unidades tectosedimentarias, aunque, en su conjunto, dibujan una discordancia progresiva *sensu* Riba (1973, 1976).

Conclusiones

El Anticlinal de Pareja contiene el paradigma de la estratigrafía del Cenozoico de la Depresión Intermedia: en un corto espacio es posible observar todas las unidades diferenciables en la cuenca, claramente separadas por discordancias angulares liga-

das a las principales fases de deformación de la orogenia alpina: fase Intra-Arverniense y fase Intra-Ageniense. En la figura 7 se resumen los datos cronoestratigráficos de las distintas unidades en el AP y otras zonas de la DI referidas en el texto.

Se propone que la estratigrafía del Cretácico terminal-Cenozoico se componga de tres grandes unidades distinguibles en todo su dominio: Unidad Cretácico-Paleógena, Unidad Paleógena y Unidad Neógena. Las tres son claramente observables en el AP.

La Unidad Cretácico-Paleógena consta de dos subunidades, la inferior ligada a la regresión finicretácica, y la superior, fluvio-lacustre, que se puede considerar como una unidad tectosedimentaria. Su edad es Maastrichtiense-Arverniense inferior.

La Unidad Paleógena es claramente una unidad tectosedimentaria depositada tras la fase Intra-

Arvernense de la Orogenia Alpina. De los afloramientos, se deduce la existencia de un sistema fluvial paralelo a la Sierra de Altomira, alimentado por sistemas de abanicos aluviales húmedos con sus áreas fuentes en el interior de la Cordillera Ibérica. Fundamentalmente, a partir de datos de sondeos, se deduce que hacia el N y E se desarrollaron extensos sistemas lacustres, expansivos a su techo. En la AP y en otros puntos de la DI, se observa que desde umbrales se desarrollaron pequeños abanicos aluviales de pequeño desarrollo. Su edad es Arvernense-Ageniense inferior.

La Unidad Neógena está formada por una serie de materiales que, en el AP, configuran cuatro subunidades en una discordancia en abanico. Las subunidades 1, 2 y 4 corresponden a unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas a techo. Se configuran como sistemas de abanicos aluviales húmedos que pasan distalmente a sistemas lacustres que se hacen expansivos a techo de cada una de las tres subunidades ya citadas. En cualquier caso, las diferencias de edades de la ruptura entre las subunidades neógenas de la Cuenca de Madrid y de la Depresión Intermedia (Calvo *et al.*, 1993; Alonzo-Zarza *et al.*, 2004) se mantienen.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Departamento de Ingeniería Geológica de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid la financiación de los trabajos de campo en la zona de Pareja. Esta actividad ha sido también financiada con los fondos del Grupo de Estudios Ambientales de la Universidad Politécnica de Madrid (GEA-UPM).

Referencias

- Adell, F., Lendínez, A., Martínez, F. y Tena Dávila, M. (1979). *Hoja geológica MAGNA, nº 513 (Zaorejas)*. IGME, Madrid.
- Aguirre, E., Díaz Molina, M. y Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trab. Neog. Cuat.*, 5: 7-29.
- Albéniz, M. A. y Brell, J. M. (1977). Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 33: 131-139.
- Albert, V. y Ferreiro, E. (1999). *Hoja Geológica MAGNA, nº 634 (San Lorenzo de la Parrilla)*. ITGE, Madrid.
- Alonzo-Zarza, A. M., Calvo, J. P., Silva, P. G. y Torres, T. (2004). Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J. A. Vera, edit.). SGE-IGME, Madrid, 556-561.
- Álvarez Sierra, M. A., Daams, R., Lacomba, J. I., López Martínez, N. y Sacristán Martín, M. A. (1987). Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münch. Geowiss. Abhan.*, 10: 43-48.
- Calvo, J. P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suarez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J. M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A. J., Vera, J. A. y Mein, P. (1993). Up to date Spanish continental synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 6: 29-40.
- Capote, R. y Carro, S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Estudios Geol.*, 24: 91-95.
- Capote, R. y Carro, S. (1970). Contribución al conocimiento de la región del NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). *Estudios Geol.*, 26: 1-15.
- Crusafont, M. y Quintero, I. (1970). Noticia preliminar acerca de un yacimiento de mamíferos fósiles en la provincia de Guadalajara. *Acta Geol. Hisp.*, 5: 102-104.
- Daams, R., van der Meulen, R. (1983). Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal succession in the Upper Oligocene and Miocene of northern central Spain. *Paléobiol. Continent.*, 14: 241-257.
- Daams, R., Lacomba, J. I. y López-Martínez, N. (1986). Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental de la Depresión Intermedia (provincia de Cuenca, España Centro Oriental). *Estudios Geol.*, 42: 181-196.
- Daams, R., Freudenthal, M., Lacomba, J. I. y Álvarez, M. A. (1989). Upper Oligocene micromammals from Pareja, Loranca Basin, prov. of Guadalajara, Spain. *Scripta Geol.*, 89: 27-56.
- Díaz de Neira, A. y Cabra, P. (1999). *Hoja Geológica MAGNA, nº 562 (Sacedón)*. ITGE, Madrid.
- Díaz de Neira, J. A., Cabra, P. y Delgado, A. (1999). *Hoja Geológica MAGA, nº 662 (Valverde de Júcar)*. ITGE, Madrid.
- Díaz Molina, M. (1974). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo. *Estudios Geol.*, 30: 63-67.
- Díaz Molina, M. (1978). *Biostratigrafía y Paleogeografía al E de la Sierra de Altomira*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 370 págs.
- Díaz-Molina, M. (1979). Descripción de un frente distal de un abanico aluvial húmedo en el Terciario continental al E de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 35: 241-251.
- Díaz Molina, M. y López Martínez, N. (1979). El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). *Biostratigrafía y paleoecología*. *Estudios Geol.*, 35: 149-167.
- Díaz Molina, M. y Bustillo A. (1985). The fluvial sand of the Loranca Basin (Central Spain) Channel models and distal bioturbated gypsum with chert. *6th IAS Eur. Meet. Exc. Guidebook.*, 149-185.
- Díaz Molina *et al.* (1989). The Tortola and Villalba de la Sierra alluvial fans: Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain. *4th Int. Conf. Fluvial Sed. Exc. Guidebook. Serv. Geol. Catalunya.*

- Díaz Molina, M., Lendínez, A., Del Olmo, P. y Portero, J. M. (1999). *Hoja Geológica MAGNA, nº 608 (Huete)*. ITGE, Madrid.
- Díaz Molina, M. y Lendínez, A. (1999). *Hoja Geológica MAGNA, nº 633 (Palomares del Campo)*. ITGE, Madrid.
- ENADIMSA (JEN-PNEU) (1976). Estudio geológico, litológico y estructural de las cuencas terciarias de Sacedón, Belmonte y Palomares (Proys. GT1/76, GT2/76, GT3/76).
- ENUSA (1984). Exploración de uranio en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental), 385 págs.
- Franzen, J. L. (1968). Revisión der Gattung «Paleotherium (Perissodactyla, Mammalia)». Tesis Doctoral A. Ludwids Univers Freiburg. 181 págs.
- García Abbad, F. (1975). Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 475 págs.
- Guimerá, J. y González, A. (1998). El relieve de la Cadena Ibérica como producto de la compresión alpina. *Geogaceta*, 24: 163-166.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo, J. F. y García, A. (2004). Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico superior en la región oriental y occidental de España. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 17: 249-266.
- Grambast, T. L. (1974). Charophytes du Cretacé superieur de la region de Cuenca. *Symp. Cret. Cord. Iber.* 67-84.
- Gutiérrez, E. y Robles, F. (1976). Biostratigraphie du Senonien continental des environs de Villaba de la Sierra (Cuenca). *Montpellier*, 2: 2-17.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: *Sea level changes. An intergrated approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van wagoner, edit.). *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, 42: 71-108.
- Hernaiz, P. P., Cabra, P., Solé, J., Portero, J. y Olmo, P. (1999a). *Hoja Geológica MAGNA, nº 537 (Aañón)*. ITGE, Madrid.
- Hernaiz, P., Cabra, P., Solé, J. (1999b). *Hoja Geológica MAGNA, nº 661 (Villarejo Sobrehuerta)*. ITGE, Madrid.
- Lendínez, A. y Ferreiro, E. (1999a). *Hoja Geológica MAGNA, nº 538 (Valdeolivas)*. ITGE, Madrid.
- Lendínez, A., Muñoz del Real, J. L. e Insúa, M. (1999b). *Hoja Geológica MAGNA, nº 586 (Gascuña)*. ITGE, Madrid.
- Lendínez, A., Muñoz del Real, J. L. e Insúa, M. (1999c). *Hoja Geológica MAGNA, nº 609 (Villar de Olalla)*. ITGE, Madrid.
- López Martínez, N. y Torres, T. (1990). La microfauna de los sondeos de ENUSA en la Depresión Intermedia (provincias de Cuenca y Guadalajara, España). *Rev. Esp. Micropaleont.*, 26: 117-140.
- López, N., Agustí, J., Cabrera, L., Calvo, J. P., Civis, J., Corrochano, A., Daams, R., Díaz, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martínez, J., Morales, J., Portero, J., Robles, F., Santiesteban, C. y Torres, T. (1985). Approach to the Spanish continental Neogene sinthesys and paleoclimatic interpretation. *Proc. VIIIth RCNMS Conar Budapest.*, 383-392.
- Llamas, J. y Torres, T. (1992). Minor geochemical components of Miocene palustrine deposits of Córcoles (Depresión Intermedia Basin, provs of Cuenca & Guadalajara, Central Spain. *IGCP Glopals, Ann. Meet.*, 59-61.
- Meléndez Hevia, F. (1972). *Hoja Geológica MAGNA, nº 587 (Las Majadas)*. IGME, Madrid.
- Meléndez, A., Meléndez, F., Portero, J. y Ramírez, J. (1985). Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeography of Upper Cretaceous evaporitic-carbonate platforms in the Central part of Sierra Iberica. *8th IAS Eur. Meet. Lleida. Exc. Guidebook.*, 187-213.
- Muñoz del Real, J. L., Lendínez, A., Del Olmo, P. y Portero, J. M. (1999). *Hoja Geológica MAGNA, nº 585 (Almonacid de Zorita)*. ITGE, Madrid.
- Olmo, P. y Álvaro, M. (1989). *Hoja Geológica MAGNA, nº 610 (Cuenca)*. ITGE, Madrid.
- Ortí, F., Urilla, R., Inglés, M., Puedo, J., Pierre, C. (1988). Reciclaje de evaporitas en la Península Alpina en el Ciclo Alpino. *II Congr. Geol. Esp.*, 421-424.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989). Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2: 199-221.
- Pérez-González, A., Vilas Minondo, L., Brell, J. M. y Parlade, M. (1971). Series continentales al este de la Sierra de Altomira. *I Congr. Hisp. Lus. Amer. Geol.*, 1-S1: 357-376.
- Querol, R. (1989). *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid, 48 págs.
- Racero, A. (1990). *Metodología de análisis de cuencas sedimentarias aplicada a la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, D. Universidad Politécnica de Madrid, 98 págs.
- Riba, O. (1973). Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán) ensayo de interpretación evolutiva. *Acta. Geol. Hisp.*, 8: 90-99.
- Riba, O. (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation. *Sedim. Geol.*, 15: 213-233.
- Ríos, L. M., Baretino, D., Racero, A. y Galera, J. M. (2002). *Hoja Geológica MAGNA, nº 487 (Ledanca)*. IGME, Madrid.
- Torres, T., Zapata, J. L. y Portero, J. (1984). El Terciario de la Depresión Intermedia entre la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. En: *Libro Jubilar José María Ríos, II*. IGME, Madrid, 558-564.
- Torres, T. y Zapata, J. L. (1986a). Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 437-442.
- Torres, T. y Zapata, J. L. (1986b). Caracterización de dos sistemas de abanicos aluviales húmedos en la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 45-63.
- Torres, T. y Zapata, J. L. (1986c). Paleotopografía y distribución de paleocorrientes de abanicos aluviales húmedos en la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). 11 Congr. Esp. Sedim. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 55-61.
- Torres, T., García Cortés, A. y Mansilla, H. (1992). Upper Oligocene palustrine deposits in Depresión Intermedia Basin provs. of Cuenca & Guadalajara,

- Central Spain): Borehole logs interpretation. *III Congr. Esp. Geol. Simp.*, 1: 149-157.
- Torres, T., García-Alonso, P., Nestares, T. y Ortiz, J. E. (1997). Aspectos básicos de la paleogeografía cenozoica de la Depresión Intermedia. En: Itinerarios geológicos en el Terciario del centro y este de la Península Ibérica. Alcalá, L. y Alonso-Zarza, A., eds. *III Congreso del Grupo Español del Terciario*, 59-73.
- Torres, T. (1999). *Hoja Geológica MAGNA, nº 563 (Priego)*. ITGE, Madrid.
- Viallard, P. y Grambast, L. (1970). Presence du Cretacé superieur continental dans la Chaîne Iberique Castellane. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266: 1702-1704.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982). Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España* (Vilas, L., edit.). Universidad Complutense de Madrid, 457-508.

Recibido el 5 de octubre de 2006
Aceptado el 16 de noviembre de 2006