



Instituto Geológico y
Minero de España

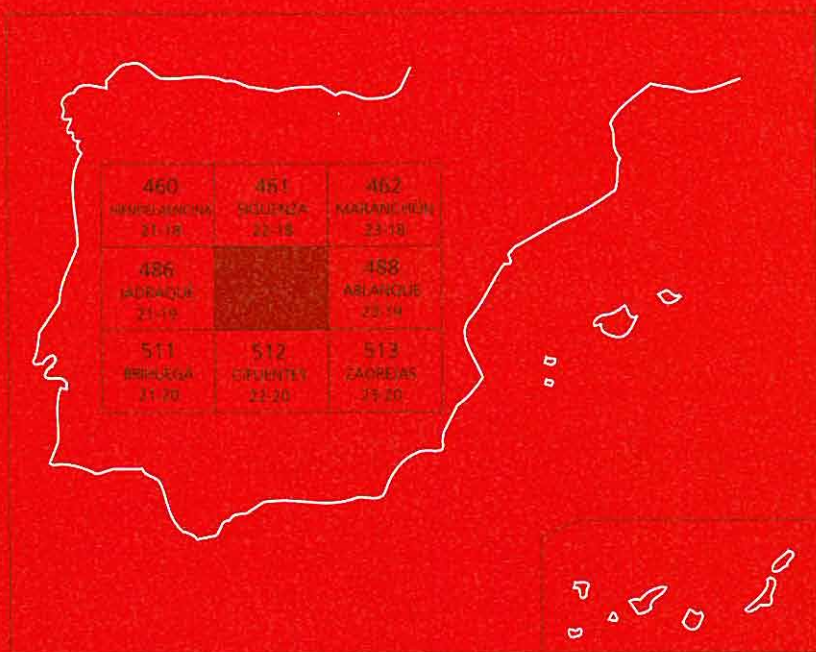
487

23-19

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie-Primera edición



LEDANCA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LEDANCA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23 28003 Madrid

Déposito legal: M-7616-2002

ISBN: 84-7840-433-3

NIPO: 405-01-018-7

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas en el año 1988 por miembros afectos al Grupo de Trabajo de Geología del Departamento de Ingeniería Geológica de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid, bajo normas dirección y supervisión del I.T.G.E., a cargo de D. Jorge Fernández-Gianotti.

En su realización han intervenido:

- Luis M. Ríos Aragües.
- Daniel Baretino Fraile.
- Alvaro Racero Baena.
- José Miguel Galera Fernández.

Para el estudio del Terciario han participado intensamente como coautores:

- José Pedro Calvo Sorando. (Dpto. Petrología, UCM).
- Ana María Alonso Zarza. (E.E. Petrología, IGE, CSIC).

que han realizado la mayoría de las columnas, y los estudios petrosedimentarios, así como su integración en el análisis sedimentológico en campo, de las diferentes unidades y facies, y su descripción en la Memoria.

Las cartografías y redacción de los capítulos del Cuaternario y de la Geomorfología han sido labor de:

- Pablo G. Silva Barroso. (Dpto. Petrología, UCM).
- Isidoro Ortiz Revuelta. (Dpto. Petrología, UCM).

Los estudios de micromamíferos fueron hechos por:

- Carmen Sesé Benito. (Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC).

Los estudios de micropaleontología y microfacies en el Mesozoico han correspondido a la Cátedra de Estratigrafía y Paleontología de la ETSIM de Madrid.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc. de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Informe y Mapa geomorfológico 1/50.000.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN	7
0.1. RASGOS GEOLÓGICOS	7
0.2. ANTECEDENTES	9
1. ESTRATIGRAFIA	10
1.1. MESOZOICO	10
1.1.1. Triásico	10
1.1.1.1. Arcillas, limos y yesos. Facies keuper (Tk). (1)	10
1.1.2. Jurásico	11
1.1.2.1. Carniolas. Dolomías tableadas en la base (J1). (2)	11
1.1.2.2. Calizas y dolomías tableadas. Margas verdes a techo (J2). (3)	12
1.1.2.3. Calizas bioclásticas y margas grises. (J3). (4)	13
1.1.2.4. Margas y margo-calizas.(J4). (5)	13
1.1.2.5. Calizas micríticas. (J5). (6)	14
1.1.3. Cretácico	15
1.1.3.1. Formación Arenas de Utrillas. Microconglomerados, arenas y arcillas (CU). (7)	15
1.1.3.2. Calizas. Dolomías y Margas, Caliza Nodulosa a techo. (C1). (8)	16
1.1.3.3. Dolomías y calizas dolomíticas masivas (C2). (9)	17
1.1.3.4. Margas dolomíticas y dolomías (C3). (10)	18
1.1.3.5. Dolomías y Calizas recristalizadas estratificadas. (C4). (11)	18
1.1.3.6. Yesos, margas blancas, calizas y dolomías. (G). (12)	19
1.2. Terciario	19
1.2.1. Generalidades	19
1.2.2. Serie pretectónica (T1)	21
1.2.2.1. Calizas y margas (Tc1). (13)	21
1.2.2.2. Margas y calizas con cuñas terrígenas (Tt1). (14)	21
1.2.2.3. Análisis sedimentológico de la Unidad T1	22
1.2.3. SERIE SINTECTÓNICA (T2)	25
1.2.3.1. Margas y calizas arenosas amarillas, areniscas y conglomerados (T2). (15)	25
1.2.4. Serie postectónica (T3, T4, T5, T6)	30

1.2.4.1. Generalidades sobre la estratigrafía	30
1.2.4.2. Serie terrígena roja y episodios calcáreos subordinados. (T3, T3Md, T3q, T3M, T3c;). (16, 17, 18, 19, 20)	34
1.2.4.3. Caliza de los escarpes de los páramos (T4, T4M). (21, 22)	43
1.2.4.3. 1. Análisis sedimentológico	44
1.2.4.4. Alternancia de la parte alta de los páramos. (T5 ac T5q , T5-6). (24, 23, 26)	45
1.2.4.4.1. Análisis sedimentológico	47
1.2.4.5. Calizas del techo de los páramos, margas, conglomerados de Algora. (T6). (25)	49
1.2.4.6. Esquema general de los sistemas deposicionales neógenos en la Hoja de Ledanca	50
1.3. CUATERNARIO	52
1.3.1. Terrazas y depósitos de fondo de valle (28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35 , 37, 38)	53
1.3.1.1. Sistema Henares-Dulce (31, 32, 33, 34, 35, 37, 38)	53
1.3.1.2. Valle del Tajuña (28, 29, 30, 37, 38)	55
1.3.1.3. Cronología de los depósitos fluviales	55
1.3.2. Derrubios ordenados	56
1.3.3. Conos aluviales y coluviones (39, 40)	57
1.3.4. Sedimentos asociados a los fondos de dolina y a los canales colgados del Páramo. (41, 27)	58
2. TECTÓNICA	58
2.1. DESCRIPCIÓN POR ÁREAS	58
2.2. DATOS DE SUBSUELO	60
2.3. RESUMEN ACERCA DE LAS DIRECTRICES TECTÓNICAS Y EDAD DE LAS FASES QUE LAS ORIGINAN	61
3. GEOMORFOLOGÍA	62
4. HISTORIA GEOLÓGICA	67
5. GEOLOGÍA ECONÓMICA	72
5.1. RECURSOS MINERALES	72
5.2. HIDROGEOLOGÍA.	72
6. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	73
7. BIBLIOGRAFÍA	73

0. INTRODUCCIÓN

0.1. RASGOS GEOLÓGICOS

La hoja de Ledanca se encuentra en el rincón nordeste de la cuenca continental del Tajo y a caballo sobre los pliegues de materiales mesozoicos del extremo norte de la rama castellana de las Cadenas Ibéricas.

Dentro de la superficie de la hoja se pueden considerar tres áreas con sus propias características geológicas y fisiográficas.

El tercio más nor-oriental está modelado en los pliegues de la serie esencialmente carbonática del Mesozoico, pertenecientes a la Cadena Ibérica. El punto de mayor cota es el cerro de San Cristóbal (1.212 m).

Sobre el flanco del relieve que esta Cadena ocasiona se apoya horizontal y traslapante el Mioceno postectónico el cual está coronado por las formaciones que constituyen la meseta del páramo (calizas de los paramos, etc.) de cotas comprendidas entre 1.050 y 1.070 m, y que ocupan una segunda área: la de la parte central y sur-occidental de la hoja.

Tanto al Norte como al Sur de la meseta del páramo se produce un descenso abrupto, respectivamente a los valles de los ríos Henares-Dulce (cotas 820-840 m) y a la depresión del río Tajuña en la parte de Las Inviernas (cotas 900-940 m).

Dentro de lo que es la unidad del Páramo hay una estrecha entalladura: la del río Badiel, que discurre hacia el Oeste en un nivel de base no inferior a la cota 900 m, salvo en su extremo más occidental donde se encuentra el pueblo de Ledanca.

Tanto en el caso del río Badiel como en el de la depresión del Tajuña no aparecen pisos más bajos que los correspondientes al Terciario horizontal postectónico.

No así en la parte norte de la hoja donde la serie del Terciario se completa hacia abajo hasta los yesos de la facies garum, que ocupan la culminación de la estructura de Baidés en donde llegan a aflorar los carbonatos terminales de la serie del Cretáceo superior.

Dicho flanco contiene una serie de unos 600 m de potencia (en la transversal de Baidés) que va desde los yesos "garumnenses" hasta la discordancia basal del Mioceno conglomerático

Fig. 1. Perfil sísmico comprimido

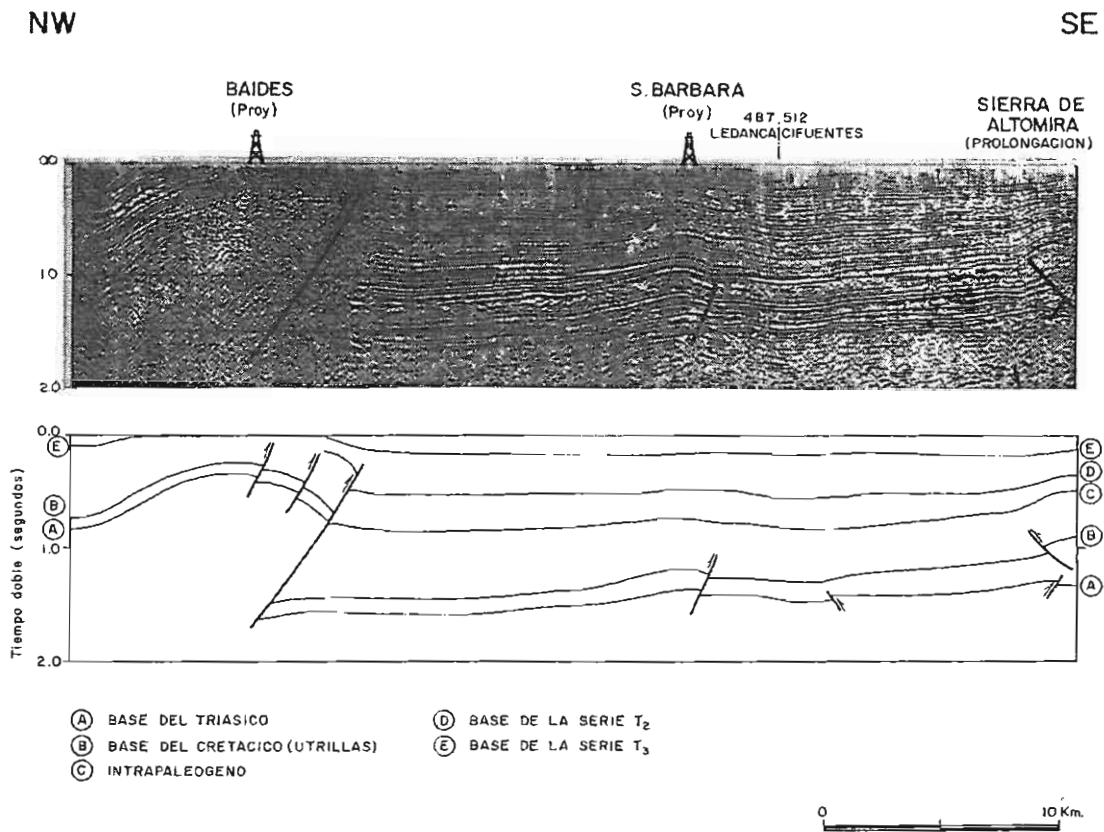


FIG. 1.- PERFIL SISMICO COMPRIMIDO

postectónico. Contiene por debajo de ésta, otra discordancia de menor angulosidad pero muy bien patente, y cuya superficie llega a estar dispuesta verticalmente en la actualidad.

Según la literatura referente a otras partes de cuenca del Tajo (*Cfr. infra*), esta primera discordancia estaría situada dentro del Oligoceno superior.

Al subir en la serie del Paleógeno aumenta la proporción de terrígenos como corresponde a una acentuación de la actividad diastrófica, de suerte que los conglomerados empiezan a ser importantes entre las dos discordancias.

Estas dos discordancias son reconocibles por sísmica en los flancos de ciertas estructuras, lo que permite tender la correlación entre los escasos afloramientos de superficie del Paleógeno y las potentes series de misma edad en las partes más profundas de la cuenca terciaria del Tajo, avanzando así en el conocimiento de la paleografía de los diversos tramos en que ésta pueda dividirse. A este respecto los sondeos petroleros (Baides y sobre todo Santa Bárbara, en relación con la hoja; ver por ejemplo figura 1) contribuyen con muy valiosas descripciones a calar los principales cambios en las litofacias, así como la explotación de los modernos tratamientos de las secciones sísmicas pueden aportar información sobre la naturaleza y cambio de facies en los diferentes tramos (A. Racero, 1988 a).

0.2. ANTECEDENTES.

En lo que se refiere a la cartografía y estratigrafía del Mesozoico se han considerado las existentes en los trabajos de fin de carrera de D. Baretino, M. Blázquez-E. Fernández, y B. Aguado, así como la cartografía de un informe de INTECSA que nos fue cedida por el IGME y el compendio de trabajos en la publicación del IGME "Temas Geológico Mineros nº 5", referentes al sector NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Para el estudio del Terciario, además de una porción de cartografía de J. Cutanda (1969), hemos partido de los trabajos más recientes de síntesis que se refieren a la cuenca del Tajo principalmente de J.P. Calvo, F. Junco, T. Torres, M. Díaz Molina, M.E. Arribas y de algunas precisiones recientes de edades estratigráficas de R. Daams, N. López Martínez, C. Sesé y otros autores.

En el estudio de esta hoja se ha incorporado el conocimiento de la geología de subsuelo elaborado a partir de registros de sondeos y perfiles de sísmica-reflexión en los trabajos de D. Baretino, A. Racero, M. Blázquez-E. Fernández, B. Aguado y J.M. Lanaja.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. MESOZOICO

1.1.1. Triásico

Los terrenos más antiguos que afloran dentro de la Hoja de Ledanca son los que corresponden a la facies Keuper del núcleo del anticlinal de Renales y en algunos puntos del extremo NE de la hoja. El Jurásico hasta el Dogger y el Cretácico Superior tienen una amplia representación en la mitad oriental de la superficie de la hoja.

No obstante en la parte NW de la hoja tenemos el sondeo petrolero de Baidés, y muy cerca del borde meridional de la hoja en su parte occidental, aunque fuera de la misma, está perforado el sondeo de Santa Bárbara. Ambos sondeos alcanzaron el basamento y nos proporcionan una valiosa información sobre la serie del Triásico y sobre la laguna estratigráfica del Jurásico, inexistente por erosión pre-utrillas, al Norte de la prolongación bajo la cobertera terciaria de la Sierra de Altomira (A. Racero, 1988 b).

El sondeo de Baidés-1 alcanzó el basamento a la profundidad de 839 m constituido por granito. En Santa Bárbara-1 se alcanzó un basamento constituido por gneiss a 3.040 m de profundidad.

El Bunt (areniscas con pasadas de lutitas rojas) tienen una potencia de 43 m en Baidés-1 y de 61 m en Santa Bárbara-1. Encima está presente una barra de dolomias, que en Baidés tiene una potencia de 8 m y en Santa Bárbara-1 de unos 20 m.

Encima viene un conjunto arcilloso-evaporítico en el que la sal es predominante en la mitad inferior. En Baidés-1 hay algunas finas intercalaciones dolomíticas hacia la parte media. La potencia del conjunto arcilloso-evaporítico es de 265 m en Baidés-I y de 269 m en Santa Bárbara-1.

1.1.1.1. Arcillas, limos y yesos. Facies keuper (T_k). (1).

Solamente aflora dentro de la Hoja en el núcleo del anticlinal de Renales y en el vértice nororiental de la misma.

Esta unidad corresponde a la facies keuper del Trías Germánico y está constituida por un tramo inferior de limos y arcillas grises y verdes, con intercalaciones de yesos en forma de venillas entrecruzadas; y un tramo superior de limos y arcillas de color rojo con yesos en forma de capas o de venillas, y en el que aparecen cuarzos bipiramidados rojos.

La sedimentación detrítico-evaporítica de esta unidad tiene lugar en un medio continental con influencia marina, caracterizando una cuenca de tipo transicional. Sobre una llanura muy próxima al litoral se formaron lagos salados efímeros por entradas discontinuas del mar, que recibían los aportes de terrígenos finos continentales.

1.1. 2. Jurásico

Sobre los materiales triásicos en facies keuper y concordante con ellos se sitúa un conjunto carbonatado en cuya base se encuentra el tránsito Triásico-Jurásico.

Sobre los materiales jurásicos se apoyan en discordancia erosiva las facies detríticas del Cretácico Superior (facies Utrillas).

Los terrenos jurásicos aparecen aflorantes en la parte oriental de la hoja, y desaparecen en la parte occidental de ella, al Norte de la prolongación de la Sierra de Altomira, y al Oeste de la falla de Somolinos-Cincovillas, no encontrándose en subsuelo en los sondeos de Baidés-1 y Santa Bárbara-1.

Dentro de la hoja está presente toda la serie liásica definida por Goy *et al.* (1976) para la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, llegando a aflorar la base del Dogger como terrenos jurásicos más modernos por debajo de la discordancia de base del Cretácico Superior.

Se observa en líneas generales, que las facies Utrillas se apoyan en terrenos jurásicos cada vez más antiguos hacia el Oeste, hasta llegar a apoyarse sobre terrenos triásicos en facies keuper en los ya citados sondeos de Baidés-1 y Santa Bárbara-1.

1.1.2.1. Carniolas. Dolomías tableadas en la base (J_1). (2).

Sobre los depósitos detríticos finos y evaporíticos de la facies keuper y concordante con ellos se encuentra esta unidad, en cuya base se puede distinguir un tramo de unos 30 m como máximo de dolomías de color beige y tableadas en bancos decimétricos, que corresponden a las "dolomías tableadas de Imón" de Goy *et al.* (1976). Los planos de estratificación están bien marcados, observándose en algunos bancos laminación paralela.

En lámina delgada se observa que se trata de dolomicritas en ocasiones con trazas de pelets y contenido apreciable de yeso.

Estos sedimentos se depositaron en un medio litoral de tipo llanura de mareas, existiendo en algunos casos condiciones supramareales y facies de playa.

Sobre estas dolomías se encuentra con tramo poco competente unos 8 m constituido por arcillas moradas a verdosas con pasadas centimétricas de dolomías y marga dolomítica gris. Este tramo corresponde al miembro "Brechas de aspecto margoso" de Goy *et al.* (1976)

Por encima se encuentra un tramo de unos 80 m como máximo constituido por dolomías y calizas recristalizadas masivas a mal estratificadas de aspecto oqueroso y brechoide, de colores rosáceos y amarillos, que corresponden al miembro "Carniolas" de Goy *et al.* (1976).

En lámina delgada las calizas presenta textura de fina a media y las dolomías corresponden a dolomicritas con contenido alto de yeso.

En origen, en este tramo se depositaron niveles y nódulos evaporíticos intercalados con las dolomías, que fueron posteriormente disueltos produciéndose brechificación y dedolomitización.

Las condiciones de deposición son de una fuerte hipersalinidad, pudiendo ser en ambiente supramareal (Sabkha), pero sin descartar la posibilidad de que se trate de un lagoon hipersalino, o una combinación de ambos ambientes (Capote *et al.* 1982)

En cuanto a la edad, no se encuentra contenido faunístico dentro de esta unidad, atribuyéndose una edad Retiense a las dolomías tableadas de la base, y situándose el tránsito Triásico-Jurásico dentro de esta unidad (Goy *et al.* 1976) por criterios de posición estratigráfica.

1.1.2.2. Calizas y dolomías tableadas. Margas verdes a techo (J₂). (3)

Esta unidad está constituida por dolomías y calizas bien estratificadas, y corresponde a la formación "Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas" de Goy *et al.* (1976).

Se puede diferenciar un tramo inferior de unos 70 m de dolomías y calizas recristalizadas de grano fino a medio y estratificadas en bancos decimétricos a métricos, en los que se pueden apreciar trazas de intraclastos y oolitos en algunos bancos.

Por encima hay un tramo de unos 35 m de calizas micríticas de color beige, bien estratificadas en bancos pluridecimétricos, con pasadas lumaquéllicas de 1 dm y presencia en algunos bancos de laminación paralela. En lámina delgada corresponden a biomicritas e intrabiomicritas, en las que aparecen Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Braquiópodos, Lamelibranquios y Lagénidos, poco representativos. En Pelegrina, dentro de la Hoja de Sigüenza, se han recogido en la parte superior de este tramo braquiópodos que indica una edad Sinemuriense (Goy *et al.*, 1976, Baretino, 1986).

Por encima de este tramo se encuentran unos 60 m de calizas recristalizadas, oquerosas, rosáceas y rojizas, que alternan con dolomías grises, y en la parte superior pasadas decimétricas de margas verdes y grises. Con lámina delgada los términos dolomíticos son de textura fina a media, reconociéndose en algunos casos restos de aloquímicos; los términos calizas son en general micritas con sombras de intraclastos, oolitos, pelets, y algún banco de intrabiomicrita, en el que se reconocen Lamelibranquios, Ostrácodos y Gasterópodos.

El tramo inferior de esta unidad presenta facies de llanura de mareas y de lagoon sin el carácter hipersalino de la unidad suprayacente, al ser las dolomías claramente secundarias. Según se sube en la unidad las facies de lagoon son sustituidas por las de llanura de mareas, existiendo únicamente éstas en los tramos superiores, con presencia ocasional de condiciones submareales muy proximales.

Existen aportes terrígenos continentales representados por las margas verdes y grises, aunque tienen escasa influencia.

La edad de la unidad J_2 está comprendida entre el Liásico inferior (Hettangiense) y el Carixiense Superior, en base a las faunas descritas y a las encontradas por Goy *et al.* (1976) en la parte alta de la unidad dentro de la Mitad Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

1.1.2.3. Calizas bioclásticas y margas grises. (J_3). (4)

Esta unidad está constituida por una alternancia de margas grises y calizas margosas, siendo las margas más potentes y los bancos de caliza decimétricos, con estratificación ondulante a techo y que culmina unos 10 m de caliza bioclástica en bancos de 20 cm, estratificación ondulante y separaciones margosas centimétricas, existiendo un "hardground" en el límite superior.

La potencia de la unidad J_3 es de unos 30 m, y corresponde la "Formación Margas grises de Cerro del Pez" y a la "Formación Calizas bioclásticas de Barahona", definidas por Goy *et al.* (1976).

Las calizas de la alternancia son micritas fosilíferas y biomicritas, encontrándose en todo el tramo Braquiópodos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Lagénidos, Ammonodiscidos y *Lingulina*.

La caliza bioclástica presenta trozos rotos de Lamelibranquios, Braquiópodos, Belemnites, Gasterópodos y Equinodermos. En particular se han encontrado ejemplares de *Plioladomya sp.* En lámina delgada estarán constituidas por biomicritas e intrabiomicritas, con presencia de Lagénidos, Ammonodiscidos, Valvulinidos, Ostrácodos y *Lingulina*. A techo de la caliza bioclástica se encuentran biomicritas con esparita e intraclastos ferruginosos.

El tramo inferior de esta unidad, constituido por margas grises con intercalaciones de calizas margosas, corresponde a depósitos de plataforma continental abierta de escasa profundidad y predominio de aportes terrígenos. El tramo superior, constituido por la caliza bioclástica, presenta también un ambiente de plataforma abierta, pero con menor profundidad, sometida a la acción del oleaje y posiblemente de las mareas.

La edad de esta unidad está comprendida entre el Carixiense Superior y el Domeriense Superior, en base a la fauna citada y a la fauna ammonitífera descrita por Goy *et al.* (1976).

1.1.2.4. Margas y margo-calizas. (J_4). (5)

Sobre la superficie ferruginosa que marca el techo de la unidad anterior se encuentra esta unidad de carácter margoso, casi siempre cubierta por suelos de cultivos, y que se trata de margas con abundantes fósiles con intercalaciones decimétricas de calizas margosas.

La potencia de la unidad es de unos 60 m, y corresponde a la "Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel" definida por Goy *et al.* (1976).

Hay un gran contenido faunístico, encontrándose gran cantidad de Braquiópodos, Equinodermos, Corales, Esponjas, Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Ammonites. En particular, se han recogido ejemplares de:

–*Phymatoceras* sp.

–*Protogrammoceras* sp.

–*Pecten textorius* SCHLOT.

En lámina delgada, las calizas son micritas fosilíferas y biomicritas arcillosas de Bivalvos, con presencia de Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Microfilamentos, Espículas de Esponja, Crinoides, Radiolarios, Lagénidos y Ammonodiscidos.

El tránsito de las margas a las calizas es casi siempre progresivo, mientras que el recíproco suele ser más brusco, aunque también existen transiciones progresivas.

No se han encontrado estructuras bien definidas que caractericen corrientes tractivas. Los depósitos son de plataforma abierta, situados por debajo del nivel de acción del oleaje.

La existencia de esta serie rítmica margo-calcárea ha sido interpretada por Capote *et al.* (1982) como generada por la llegada intermitente de aportes de detríticos finos, causada bien por la existencia de pulsos tectónicos o variaciones de profundidad, bien por una migración lateral de los puntos de entrada de los aportes.

La edad de esta unidad comprende desde Domeriense Superior a Toarciense Superior, en base a la fauna citada y a la descrita por Goy *et al.* (1976).

1.1.2.5. Calizas micriticas. (J₅). (6)

Sobre la unidad margosa anterior se encuentra esta unidad cuya potencia varía entre 10 y 15 m; y que está constituida por calizas micriticas blancas y calizas margosas, que presentan algún nivel lumaquélico en la base, y que dan un fuerte resalte.

Se han recogido:

–*Trigonia Sulcata* HERMANN.

–*Lima Semicircularis* GOLDF.

Corresponde al “Tamo calizo superior (Unidad Informal)” definido por Goy *et al.* (1976).

En lámina delgada predominan las biomicritas de Bivalvos, con Equinodermos, Ostrácodos, Gasterópodos, Microfilamentos, Espículas y Lagénidos. En menor medida existen micritas con fósiles, y hacia techo se encuentran biomicritas con pelets y pelemicritas con fósiles.

Estas calizas se depositan en un ambiente similar al de la unidad anterior, plataforma abierta con cierta profundidad y baja energía, pero en el que no existen aportes terrígenos y ha desaparecido la fracción arcillosa.

Hay gran contenido en fauna ammonitífera (Goy *et al.* 1976), sobre todo en la base, lo que permite datar esta unidad como Toarciense terminal-Aalenense.

1.1.3. Cretácico

Los materiales de edad cretácica presentes en la Hoja de Ledanca deben considerarse pertenecientes al ciclo sedimentario Cretácico Superior, que se extiende hasta el Paleógeno.

Estos materiales están formados por una serie detrítica en la base, que pasa a una serie carbonatada, concluyendo con las facies evaporíticas continentales de tránsito Cretácico-Terciario, constituyendo en su conjunto un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo.

Los materiales cretáceos se disponen discordantemente sobre los materiales jurásicos en la zona oriental de la Hoja, para hacerlo sobre materiales triásicos en los sondeos de Baides-1 y Santa Bárbara-1.

1.1.3. 1. Formación Arenas de Utrillas. Microconglomerados, arenas y arcillas (C^U). (7)

Este tramo está constituido por arenas, areniscas y arcillas blancas caoliníferas, a veces rojas o violáceas. Las arenas y areniscas son cuarzosas, siendo en ocasiones microconglomeráticas, con cemento calcáreo, presentando algunos niveles ferruginosos dolomíticos de posible origen edáfico. Se aprecia estratificación cruzada de gran ángulo (15°20°).

Los litosomas son tabulares con gran continuidad lateral a escala de afloramiento, y se pueden distinguir dos tipos según su litología: uno constituido por sedimentos detríticos groseros con contacto neto y plano o ligeramente erosivo, y por otro constituido por sedimentos terrígenos finos, que engloban a los terrígenos groseros.

La Formación Arenas de Utrillas es un sistema deposicional que presenta algunas dificultades para su interpretación dentro de un modelo netamente fluvial. Los cuerpos de granulometría grosera tabulares tienen contacto neto en la base, deduciéndose que se acuñan lateralmente al ser imposible la correlación entre afloramientos próximos, por lo que se puede afirmar que son cuerpos canalizados.

Sin embargo, se presentan algunos rasgos que pueden interpretarse como de influencia litoral sobre el sistema fluvial, como son la falta de coalescencia en los cuerpos tabulares y la presencia de niveles discontinuos de gravas horizontales situados a techo del litosoma (retrabajamiento por oleaje).

A falta de estudios sedimentológicos más detallados, Capote *et al.* (1982) afirman que puede tratarse de un medio deltaico dominado por las mareas en lo que respecta a la sedimentación detrítica grosera. La relación vertical y lateral con facies carbonatadas marinas que se puede

observar regionalmente puede apoyar la interpretación como sistema de origen fluvial relacionado con un medio litoral.

La potencia de esta unidad varía entre 30 y 60 m en el área de la Hoja de Ledanca, siendo de 47 m en el sondeo de Baidés-1 y 60 m en el sondeo Santa Bárbara-1.

Este tramo se apoya en discordancia erosiva sobre diferentes tramos del Jurásico, siendo en general este sustrato de edad más baja al desplazarnos hacia el Oeste. Al Oeste de la Falla de Somolinos y al Norte de la prolongación estructural de la Sierra de Altomira, las arenas de facies Utrillas se apoyan sobre materiales Triásicos (sondeos de Baidés-1 y Santa Bárbara-1), para hacerlo sobre materiales Paleozoicos y Precámbricos más hacia el Oeste (Hoja 485 Valdepeñas de la Sierra, sondeos de Tiernes-1 y El Pradillo-1).

Todo el tramo presenta un carácter azóico, encontrándose únicamente algunos restos vegetales sin valor cronoestratigráfico. La edad atribuida a este tramo es de Cenomaniense Inferior a Medio en base a las dataciones realizadas en la unidad suprayacente.

1.1.3.2. Calizas. Dolomías y Margas, Caliza Nodulosa a techo. (C₁). (8).

Esta unidad está constituida por margas, calizas nodulosas, calizas recristalizadas, dolomías y margas dolomíticas. Predominan los tramos margosos si bien, hacia techo de la unidad los tramos carbonatados se hacen más frecuentes llegando a predominar estos últimos.

El tránsito entre la Formación Arenas de Utrillas y los materiales carbonatados suprayacentes del Cretácico Superior presenta en general un carácter progresivo con aparición de facies intermedias, constituidas por calizas arenosas, calizas más o menos margosas, areniscas de cemento calcáreo, dolomías y margas. El criterio seguido para separar esta unidad de la infrayacente es el predominio de las margas y calizas sobre las arenas.

Se pueden distinguir tres tramos dentro de esta unidad. El primero de ellos está constituido hacia el N de la Hoja por calizas y calizas margosas bien estratificadas en bancos decimétricos a métricos, con niveles margosos decimétricos subordinados, y que culmina con niveles de caliza nodulosa. Estas calizas son packstones y wackstones con fauna abundante constituida fundamentalmente por ostreidos grandes de concha robusta, y presencia de equínidos y pectínidos; más al N, ya en la Hoja de Sigüenza, aparecen ammonites y foraminíferos pelágicos como *Heterohelix* y *Hedbergella*. Hacia el S de la Hoja este tramo está constituido fundamentalmente por dolomías.

Por encima se encuentra un tramo fundamentalmente margoso con intercalaciones de calizas margosas, a veces dolomíticas. Hacia el N de la Hoja de Sigüenza se encuentran en las margas equinoideos, ostreidos y ammonites. El tramo está coronado por un nivel de margas grises

El tercer tramo está constituido por una barra de caliza nodulosa blanco-amarillenta muy característica, que es un magnífico nivel fotogeológico, culminando el tramo un nivel margoso. Estas calizas son en general mudstones y wackstones de bioclastos, conteniendo equinoideos,

ostreidos, gasterópodos, bivalvos, ammonites y foraminíferos plantónicos (*Heterohelix*, *Hedbergella*, *Pithonella*); el contenido en arcilla es variable.

El primer tramo de esta unidad puede considerarse como un depósito de llanura de mareas y lagoon, que culmina con un ambiente de plataforma correspondiente a las calizas nodulosas de su techo; esta plataforma es de muy escasa profundidad, aunque la presencia de ammonites indica que estaba bien comunicada con el mar abierto.

El segundo y tercer tramo de esta unidad corresponden a depósitos de plataforma abierta, como indica la relativa abundancia de organismos plantónicos.

La potencia conjunta de esta unidad es de unos 60 m en el corte del anticlinal de Algora. Mas hacia el Norte, ya en la Hoja de Sigüenza, Baretino (1986) da una potencia de 130 m a esta unidad. Este aumento de potencia hacia el Norte también se manifiesta al comparar los sondeos de Santa Bárbara (Sur de la Hoja) con una potencia de 15 m y Baidés, con una potencia de 152 m.

La correlación entre estos dos sondeos, así como observaciones de campo, Segura (1985), muestran como la parte inferior de esta unidad pasa por cambio lateral de facies a las arenas de facies Utrillas.

Baretino (1986) encuentra en las margas del tramo inferior de esta unidad, en la Hoja de Sigüenza, fauna de Ammonites, Equinodermos y Ostreidos que indican que el tránsito Cenomaniense Turoñense está dentro de este tramo inferior de la unidad C₁, por lo que situamos la unidad subyacente (arenas en facies Utrillas) dentro del Cenomaniense.

De acuerdo a Wiedmann (1974) el límite superior de esta formación quedaría dentro del turoñense.

1.1.3.3. Dolomías y calizas dolomíficas masivas (C₂). (9)

Unidad constituida principalmente por dolomías de aspecto masivo y cavernoso, de color ocre en el paisaje, que da un fuerte resalte morfológico y que localmente se encuentra con karstificación parcial. Esta unidad se corresponde con las "Dolomías de la Ciudad Encantada" de Meléndez, (1971).

En general esta unidad no presenta estratificación visible, y solo a techo y muro de esta se puede observar estratificación decimétrica a métrica.

Litológicamente esta constituida por dolomías sacaroideas grises en fractura, presentándose algunas calizas fuertemente recristalizadas hacia la base, donde se observan fantasmas de Rudistas, Miliólidos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Algas.

La potencia de esta unidad varia en la Hoja de Ledanca entre los 30 y 60 metros.

La intensa dolomitización que presenta ha borrado texturas y estructuras originales, por lo que la datación directa de esta unidad no ha sido posible. Por correlación le atribuimos una edad Turoniense a Coniaciense. El ambiente sedimentario puede corresponder a una plataforma interna (llanura de mareas y lagoon).

1.1.3.4. Margas dolomíticas y dolomías (C₃). (10)

Unidad constituida por una alternancia de tramos plurimétricos de margas dolomíticas gris-verdosas y tramos decimétricos de dolomía beige claro de grano medio y textura sacaroidea.

Esta unidad, de unos 15 a 20 m de potencia, da un pequeño nivel deprimido en la topografía, al estar encajada entre dos unidades más resistentes a la erosión.

Esta unidad interpretamos que corresponde a un depósito de plataforma interna.

La datación directa de esta unidad no ha sido posible dada la intensa dolomitización que presenta, y tan solo se han reconocido al microscopio algunas sombras de moluscos.

La edad atribuida por correlación la situaría dentro del Coniaciense.

1.1.3.5. Dolomías y Calizas recristalizadas estratificadas. (C₄). (11)

En esta unidad se pueden diferenciar dos tramos, un tramo inferior de unos 35 m de potencia, constituido por calizas recristalizadas de color beige claro a blanco estratificadas en bancos de 20 a 60 cm; un tramo superior constituido predominantemente por dolomías gris a beige claro, de grano medio a grueso (sacaroideas) y estratificadas en bancos de 20 a 60 cm.

En este tramo superior se observa como lateralmente pasa a dolomías masivas de aspecto similar a las descritas en la unidad C₂. Asimismo se observa la presencia de nódulos de disolución de anhidrita, que aumentan en número y tamaño al subir en la serie, dando lugar en ocasiones a niveles brechoideos de colapso. Es muy frecuente el desarrollo de fenómenos de karstificación.

Casi todas las estructuras deposicionales han sido borradas por los procesos diagenéticos. Sin embargo la presencia de moldes de nódulos de anhidrita, que aumentan su frecuencia y tamaño hacia el techo de la unidad, hacen pensar en un ambiente de lagoon en la base de la unidad que va siendo sustituido por facies de tipo sebkha según se sube en la unidad.

La potencia de esta unidad es de unos 100 a 150 m.

La edad atribuida a esta unidad es Senoniense, ya que por encima de ella encontramos los depósitos continentales que regionalmente son considerados como Cretácico terminal.

1.1.3.6. Yesos, margas blancas, calizas y dolomías. (G). (12)

En esta unidad se pueden diferenciar dos tramos, un tramo inferior constituido por arcillas y margas de color claro, que presentan nódulos de yeso y niveles de caliza, dolomía y dolomía carnolar; un segundo tramo constituido por una potente serie de yesos y anhidritas con intercalaciones de arcillas, margas y calizas.

En el tramo inferior aparecen carbonatos marinos intercalados con carbonatos de origen lacustre con ostrácodos y caraceas. El tramo superior de esta unidad corresponde a un sistema netamente continental con condiciones evaporíticas en un medio lacustre. Esta unidad marca, pues, una evolución de tendencia regresiva, con retirada paulatina de la comunicación con el mar hasta la instalación definitiva de un medio de sedimentación continental.

Esta unidad aflora en el núcleo del Anticlinal de Baidés y en el núcleo sinclinal de Algora. Así mismo, retazos de esta unidad quedan cobijados en los flancos invertidos de los anticlinales del borde oeste del Mesozoico de la Hoja. En ninguno de estos afloramientos resulta factible medir la potencia de esta unidad, pero en el sondeo de Santa Bárbara se interpreta una potencia de 270 m para esta unidad, siendo en el caso de Baidés superior a los 200 m.

La edad atribuida a esta unidad, por correlación, es de Cretácico Terminal a Eoceno Medio (Rhenaniense), en base a las asociaciones de Characeas determinadas por Albeniz y Brell, (1977), al Sur de Guadalajara y Este de Altomira; Viillard y Grambast,(1968) cerca de Villalba de la Sierra (Cuenca), y las determinaciones realizadas en la Hoja de Jadraque (486).

1.2. TERCIARIO

1.2.1. Generalidades

Dentro de la hoja, la serie más completa del Terciario se observa, en su parte norte, en el flanco SE de la estructura de Baidés en cuyo núcleo a partir de carbonatos del Cretácico, afloran los yesos, arcillas y margas de la formación considerada como Garum. A continuación, y según capas de dicho flanco que buzan en dirección N/45°/E muy verticalizadas y localmente volcadas, se sube en la serie, la cual en una primera visión simplista, se va cargando en terrígenos cada vez más gruesos hasta los del Mioceno posttectónico.

Para la subdivisión de la serie en unidades cartográficas es fundamental la observación en dicho flanco, (de modo espectacular en el barranco de Valdeaguas), de dos discordancias erosivas y traslapantes según las cuales consideramos en el Terciario tres partes pretendiendo seguir un criterio de unidades deposicionales cuyos límites se espera que sean rupturas, o al menos cambios rápidos en el sistema sedimentario, relacionados con movimientos tectónicos que se presupone tengan una extensión regional amplia.

Dicho supuesto no parece descaminado ya que, según la literatura, en la cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia (cuenca de Cuenca entre la Sierra de Altomira al W y el borde de la Ibérica al E), se consideran dos discordancias. La edad de estas discordancias ha quedado recientemente precisada (F. Junco y J.P. Calvo, 1983; M. Díaz Molina y N. López Martínez, 1979;

R. Daams *et al.*, 1986), respectivamente como Oligoceno superior (probablemente en el Arverniense inferior), y Aragoniense inferior (probablemente entre las zonas de Mein, MN3 y MN4, Orleaniense) es decir dentro del Mioceno inferior.

Para estas tres partes de serie con pretensiones de secuencias deposicionales de primer orden, hemos adoptado los símbolos T₁, T₂ y T₃ respectivamente (más adelante veremos la equivalencia con otras formaciones o unidades regionales que según los autores reciben diferentes denominaciones). El T₃ corresponde al Mioceno posterior a la discordancia intraorleaniense, en el cual se han cartografiado facies diferenciables en la extensión de la hoja debido a su disposición horizontal. La serie se completa hacia arriba sucesivamente con otras unidades distinguidas en la cartografía del detalle de la hoja (T₄, T₅ y T₆) asociadas de modo genérico al "páramo".

La serie T₁ es esencialmente calcáreo-margosa lacustre de tonos blancos aunque hacia la mitad superior se carga en algunos detríticos arenosos canalizados en lutitas ocreas persistiendo no obstante hasta el techo la presencia de las facies lacustres de colores claros. Se corresponde al menos en la zona de Baides con las series levantadas detalladamente por M.E. Arribas en el borde NE de la cuenca del Tajo (M.E. Arribas, 1982, 1986, J. Arribas y M.E. Arribas, 1986). Esta serie parece estar en continuidad con la facies "Garum" y representaría una gran megasecuencia regresiva a partir de los sedimentos marinos del Cretácico. Tal es la interpretación para la cuenca del Tajo de algunos autores, en particular Meléndez y Garrido (1982), salvando algunas discontinuidades de rango menor.

La serie T₂ es de colores ya netamente diferentes: amarillos a ocreas. Corresponde a una sedimentación margosa-calcárea lacustre o de "playa-lake" sometida a alteraciones hidromórficas o aéreas, sobre la cual irrumpen descargas de detríticos cada vez más gruesos y en bancadas más potentes al subir en la serie de T₂.

A diferencia de la serie de T₁ se asemeja mucho más, sobre todo en su parte superior, a la serie T₃ en facies de abanico aluvial (conglomerados del abanico de Baides-Henares).

La serie de T₂ comprendida entre dos discordancias es identificable en la sísmica-reflexión en algunos flancos de estructura, p. ej. en el perfil que viniendo desde el sondeo de Santa Bárbara hacia el NE inicia la subida al flanco del relieve de la Ibérica (ver corte tectónico II-II'). Las discordancias en la sísmica de la cuenca del Tajo pueden verse como progresivas o más definitivamente como erosivas y/o translapantes. Al estar comprendida entre dos discordancias, la serie T₂ tiene variaciones importantes de potencia (ver también las conclusiones de R. Daams *et al.*, 1986, relativas a las variaciones rápidas de potencia dentro de este tramo estratigráfico en el área de Loranca) y, en la subida de flanco hacia partes altas, adopta la disposición que hemos llamado de "trompeta" pudiendo llegar a estar ausente; (cual es el caso dentro de la hoja, por datos de superficie, en la parte más elevada, la meridional, de la culminación de la estructura de Baides). Constituye una serie típicamente sintectónica entre dos pulsaciones más importantes que son las dos discordancias referidas. Sus límites inferiores y superior, así detectados en sísmica, pueden seguirse hacia zonas tranquilas hacia el centro de la cuenca donde

en el sondeo de Santa Bárbara coinciden sensiblemente con cambios de litofacies. (Sobre estos aspectos volveremos más adelante).

Así pues, en lo que sigue adoptaremos los apartados correspondientes: serie pretectónica, serie sintectónica y serie postectónica, cuyos límites según se ha convenido son las discordancias estratigráficas principales.

1.2.2. Serie pretectónica (T_1)

1.2.2.1. Calizas y margas (T^c_1). (13)

Esta unidad constituye el relieve de la parte NW de la Hoja correspondiente a la amplia estructura de Baidés, relieve debido a la erosión por su alto contenido en calizas.

Viene sobre las arcillas y yesos pertenecientes a la facies "garum".

Está presente también en la caída del flanco SE de dicha estructura en capas subverticales o invertidas en el margen oriental del río Henares donde constituye una alineación de cerros según la dirección general de las capas en dicho flanco.

Justo al N del pueblo de Baidés, fuera, aunque muy próximo al borde septentrional de la Hoja, hemos medido 207 m. constituidos por una serie monótona de secuencias de margas amarillentas o blanquecinas, calizas beige a marrón amarillentas de grano fino con restos de fósiles lacustres. Las calizas se presentan en estratos de uno a varios dm., mientras que el espesor de los niveles margosos es desde centimétrico a métrico, existiendo tramos plurimétricos donde son dominantes las margas blanquecinas. El conjunto presenta una pátina clara en el paisaje.

Corresponde a la *unidad carbonática* la inferior de las dos unidades en que divide M. E. Arribas el Paleógeno, (M.E. Arribas, 1.982, 1.986, J. Arribas y M.E. Arribas, 1.986) del borde noroeste de la cuenca del Tajo datándola en la base por macro y micromamíferos como, al menos, Headoniense (Eoceno superior).

Corresponde aproximadamente a la parte más inferior de la llamada "unidad detrítica inferior" por T. Torres *et al.* (1983) y M. Díaz Molina (1974, 1979) quién más al Sur (flanco E de la Sierra de Altomira), y en su equivalente más detrítico encuentra restos de edad Rhenaniense (Eoceno medio).

1.2.2.2. Margas y calizas con cuñas terrígenas (T^t_1). (14)

La unidad anterior pasa gradualmente hacia arriba a facies más rojizas de lutitas con canales de arenisca y gravas, a determinados niveles. Esto ocurre en unos 93 m. Más arriba persisten los terrígenos pero con recurrencias a las facies calcáreas blancas como las de la unidad inferior en determinadas pasadas; ello durante unos 135 m. más de serie.

La serie T_1 ($T^c_1 + T^t_1$) se acuña hacia la parte sur del flanco del anticlinal de Baidés y es además biselada por la serie T_2 que describiremos más adelante. Corresponde al conjunto de la llamada

"Unidad detrítica inferior" de M. Díaz Molina (*cf. supra*) en afloramientos más meridionales en los flancos de la Sierra de Altomira a partir de donde aumenta el carácter calcáreo-margoso hacia el Norte, manteniéndose no obstante, una evolución hacia arriba (M.E. Arribas, 1986) hacia un contenido relativo mayor de terrígenos. Hacia el techo, antes de alcanzar una discordancia progresiva, M. Díaz Molina (1979) encuentra en Carrascosa del Campo vertebrados del Arveniense inferior (base del Oligoceno superior).

En la vecina Hoja de Sigüenza (F. Adell *et al*, 1981), ésta serie T₁ tiene un carácter calcáreo predominante ("calizas y margas con fauna T^{A-A}_{c2-33}) citándose a Crusafont *et al* (1960) y Franzen (1968) por el estudio del yacimiento de Huérmeces del Cerro que en definitiva da una edad Suevoense (Oligoceno inferior-medio).

Ese cambio de facies hacia sedimentos más químicos hacia el Norte, deducida en los afloramientos citados, se reencuentra en los datos de subsuelo relativos a la sismofacies de un perfil de sísmica-reflexión, más hacia el Oeste, relativamente cerca de Madrid (y hasta la falla del Guadarrama) controlado por los sondeos de Tiémes y el Pradillo: "Unidad arcilloso-evaporítica inferior" con una potente cuña hacia el Sur diferenciada como "Unidad clásica equivalente" (A. Racero, 1988 a).

Todo hace pensar que hasta este momento el borde del Sistema Central no es aun activo, ya que coincide con facies distales dentro del sistema paleogeográfico respectivo.

1.2.2.3. Análisis sedimentológico de la Unidad T₁

La sección numerada como 05 en la documentación complementaria, con un espesor total de unos 435 m., levantada en las inmediaciones del pueblo de Baidés, comprende, a grandes rasgos, tres tramos: uno inferior carbonatado (207 m. de espesor), uno intermedio más predominantemente terrígeno (93 m.) y otro superior donde de nuevo vuelven a aparecer niveles carbonáticos, en este caso intercalados entre términos lutíticos, arenosos y, en ocasiones, gravas (135 m). El límite superior de esta serie es correlacionable cartográficamente con la discontinuidad entre las unidades T₁ y T₂.

El tramo más inferior carbonatado consiste en una sucesión monótona de secuencias, margas amarillentas o blanquecinas, calizas marrones o marrón amarillentas más o menos tableadas. Las margas son masivas con sólo presencia ocasional de laminación y, en general, presentan muy escaso contenido paleontológico (gasterópodos, restos vegetales, raros oncoïdes). El espesor de estos niveles margosos oscila entre los 15 mm y alrededor de 1 m. Sólo en tramos muy específicos se han reconocido litofacies más arcillosas con tonos rosados o anaranjados.

Los niveles calizos no son homogéneos, reconociéndose al menos tres facies calizas, muchas veces relacionadas lateralmente entre sí: calizas compactas en bancos de orden decimétrico tabulares, calizas con estructura nodulosa y Calizas margosas, localmente incluyendo terrígenos dispersos de tamaño arena, también con estructura nodulosa. El contenido fosilífero en estos tres tipos de facies es bastante similar, consistiendo en gasterópodos, ostrácodos, restos vegetales dispersos y oncoïdes y otras estructuras formadas por cianobacterias. En el caso de facies

de caliza compacta, el tipo de microfacies observada es el de "wackestones" o "mudstones", bioclásticas, así como "packstones" de intraclastos y peloides, presentando, en general, estructura homogénea. Dentro de las calizas y calizas margosas nodulosas, el contenido en fauna y flora es ligeramente menor; las microfacies en este caso corresponden a "mudstones" con proporción variable de terrígenos (limo-arena de cuarzo y fragmentos carbonáticos) en las que destaca la abundancia de rasgos de desecación y disoluciones tempranas bajo condiciones subáreas. Estos rasgos son, esencialmente, discontinuidades irregulares correspondientes a planos de desecación rellenos por esparita finas, huellas de raíces de pequeño diámetro (en ocasiones con conservación parcial de los tejidos vasculares) y huecos horizontales a subverticales (estructuras fenestrales) rellenas por limos micríticos vadosos y cemento en forma geopetal.

Las secuencias más típicas dentro de este terreno son las formadas por margas que, en contacto gradual pero rápido, pasan a calizas en bancos tabulares y de aquí a calizas o calizas margosas con estructura nodular, en versiones con desarrollo de estructura prismática debida a rizotúbulos. Dicho tipo de secuencia es interpretada como una tendencia a la somerización de cuerpos de aguas lacustres, indicando la superposición de estas secuencias una periodicidad más o menos regular en las fases de expansión y retracción subsiguientes del sistema lacustre. Indicaremos, no obstante, que las secuencias no siempre aparecen de forma completa y que, en ocasiones, las facies margosas indicativas de mayor profundización relativa (anegamiento extenso del lago) son relativamente poco importantes en relación con los niveles calcáreos netos, reflejando episodios de lámina de agua más somera en el lago, o bien una traslación relativa del depocentro del sistema lacustre.

El tramo intermedio dentro de la columna de Baidés, es un tramo eminentemente terrígeno, cuya estructura general viene definida por la alternancia de cuerpos de grava y arena canalizados y niveles más o menos espesos de lutitas de tonos rojizos o asalmonados. Se han distinguido, dentro de este tramo, al menos cinco diferentes tipos de facies:

- a) Lutitas, generalmente con estructura masiva, de tonos rojizos, que contienen proporciones variables de arena dispersa o limo. Con frecuencia estas lutitas presentan un moteado diferencial de tono verdoso relacionado con procesos de hidromorfia.
- b) Lutitas, más o menos arenosas, de tonos grisáceos, con banquitos finos de carbonatos intercalados.
- c) Canales de gravas, con granulometría cuyo centil oscila entre 4 y 34 cm de cantos, tanto calcáreos como cuarcíticos. Las bases de estos cuerpos son erosivas a nivel mesoescala y macroescala. El espesor de estos canales oscila entre 1 y 3 m. Algunos de ellos pueden seguirse en distancias superiores a los 60 m. Los cuerpos canalizados se acuñan lateralmente dando lugar a "alas" arenosas que se pierden entre las lutitas rojizas. El relleno de estos canales no es simple, sino que tiene un carácter multialmacenado, habiéndose observado en algunos de ellos tres o más episodios bien diferenciados de relleno. Las gravas presentan estructura granosoportada y frecuente imbricación y/o orientación (facies Gim de Miall), con matriz arenosa. Las estructuras más frecuentes son gradación vertical positiva en cada uno de los episodios de relleno, estratificación cruzada tangencial y de surco, superficies de acreción y laminación de ripples, ésta última particularmente evidente en arenas a techo de los

- episodios de relleno e interpretable como correspondiente a momentos de caída en el régimen de flujo.
- d) Arenas de grano medio a grueso en bancos tabulares de espesor próximo al metro, presentando laminación horizontal a oblicua. Localmente intercalan alguna pasada de cantos finos (centil, 4 cm). Esta facies se intercala típicamente entre lutitas rojas, con las cuales presenta un contacto neto, tanto a base como a techo de los bancos.
 - e) Arenas de grano medio a fino en bancos tabulares de orden decimétrico. Presentan usualmente laminación de ripples y se intercalan, asimismo, entre las lutitas rojas con contacto neto, tanto a base como a techo de los bancos.

En conjunto, todas estas facies se distribuyen de una forma bastante irregular a lo largo de los 93 m que mide el tramo. El relativo escaso espesor de los canales y su amplitud lateral, la importancia de la frecuencia relativa de las lutitas, caracterizables como depósitos de llanura de inundación y la relación de continuidad entre los canales de grava y los depósitos arenosos tabulares, conducen a interpretar la anatomía general de este tramo como correspondiente a un sistema fluvial de moderada sinuosidad con frecuente migración de los cauces distributarios. Las facies mayores dentro de este complejo son las c) y a), (respectivamente, canales y depósitos de llanura de inundación asociados). Por su parte las facies d) y e) corresponden a depósitos de desbordamiento de los canales mayores en posiciones proximales y distales, respectivamente. Por último, las facies b) corresponden a depósitos de carácter lacustre relativamente efímeros (encharcamientos) desarrollados sobre la llanura de inundación en periodos de no anegamiento por los derrames de los canales fluviales.

Aunque no disponemos de elementos paleogeográficos suficientes, este sistema fluvial debió desarrollarse en la parte más distal de abanicos aluviales (posiblemente de carácter húmedo ?) en proximidad a áreas lacustres, tal como resulta de la comparación con sucesiones paleógenas expuestas algo más al Sur.

La parte más superior de la serie 05-Baides está caracterizada por la presencia de niveles, tanto carbonáticos, con cierta variedad de facies y terrígenos, que se ordenan de forma diversa a lo largo de la sucesión. Constituye un tramo más complejo en relación con los observados anteriormente, no mostrando una tendencia evolutiva claramente definida en la vertical.

Las facies reconocidas son las siguientes: cuerpos canalizados de gravas (centiles variables, 3 a 7 cm) y arenas gruesas con estratificación cruzada difusa a masiva y cicatrices internas; arenas medias a gruesas en cuerpos tabulares, con estructura masiva o laminación cruzada de ripples; lutitas de tonos salmón a rojizo; margas versicolores, amarillentas o grises, calizas arenosas en bancos irregulares, comúnmente de tonos rosados y con tendencia a presentar disyunción prismática; calizas o calizas margosas con estructura nodular; calizas más compactas y masivas en bancos, localmente intraclásticas, peletoidales o incluso oolíticas.

La ordenación secuencial de estas facies es muy variada, siendo la situación más típica: el comienzo por términos terrígenos, paso vertical progresivo a terrígenos más finos y posteriormente a carbonatos. Dentro de este esquema general los términos más constantes son las lutitas de color salmón y su paso gradual a calizas arenosas marmorizadas con rasgos evidentes

de edafización (paleosuelos hidromorfos), presentando estas secuencias un espesor comúnmente comprendido entre 5 y 10 m. El techo de las secuencias queda a menudo cortado, de forma neta, por una nueva entrada de terrígenos (arenas) o bien evoluciona a calizas bioclásticas granulares con presencia de abundantes estructuras fenestrales y huecos mayores debidos a disolución vadosa. Tan sólo muy localmente se reconocen niveles de calizas, usualmente bioclásticas (gasterópodos, ostrácodos) que no presentan rasgos de exposición subaérea; dichos niveles suelen culminar en las calizas nodulosas de techo de secuencia.

Las características de las secuencias descritas son interpretadas en términos de fases de expansión y retracción del sistema lacustre, así como de traslaciones en la posición de las áreas de mayor profundidad relativa. Las secuencias con términos terrígenos basales y paleosuelos hidromorfos representan el depósito en áreas externas del lago a las que llegan sedimentos, tanto canalizados como no confinados, correspondientes a las partes más distantes de abanicos aluviales (similares a los observados en el segundo tramo en la sucesión ?). Hacia partes más internas las secuencias presentan términos más netamente palustres (orla carbonática edafizada y episódicamente desecada), las cuales abastecieron localmente de intraclastos zonas adyacentes más profundas. En estas, tiene lugar la acumulación restringida de estos elementos, así como de peloides y bioclastos. Las concentraciones oolíticas son, en realidad, debidas a la incrustación por algas de algunas de estas partículas. En cualquier caso, estas facies calcáreas más profundas llegan a quedar expuestas en los momentos de retracción del lago, previos a fases posteriores de anegamiento y expansión.

En suma, este tramo superior de la sección 05-Baides registra la sedimentación en un ámbito marginal de lago, con variaciones y traslaciones de los diversos subsistemas imputables al régimen de progradaciones de los sistemas aluviales adyacentes; en última instancia, a oscilaciones en régimen climático. En conjunto el tramo no presenta una polaridad definida hacia la invasión de los sistemas lacustres por las progradación de terrígenos, lo que se correlaciona bien con la discontinuidad (discordancia) reconocida a techo del tramo y la entrada más neta de terrígenos representada por la Unidad T₂.

1.2.3. Serie sintectónica (T₂)

1.2.3.1. *Margas y calizas arenosas amarillas, areniscas y conglomerados (T₂). (15)*

Como ya se ha indicado anteriormente esta serie está limitada al muro y al techo por sendas discordancias que se pueden correlacionar con dos datadas en regiones meridionales (*cf. supra*).

Dentro de la Hoja de Ledanca solamente aflora en dos áreas.

Una de ellas es en la entalladura del río Dulce poco más arriba de Aragosa. La serie está constituida esencialmente por conglomerados, areniscas y algún tramo de caliza amarilla con pequeños cuarzos angulosos, según afloramientos observables de forma discontinua. Se presenta con buzamientos fuertes en estratos frecuentemente adosados a las capas de los flancos de las estructuras plegadas del Cretácico. Sobre ellas se apoyan los conglomerados masivos de la base de la serie postectónica horizontal.

El otro área donde esta serie puede ser observada corresponde al flanco SE de la estructura de Baides. En la ladera norte del barranco de Valdelaguas se pueden cortar 195 m de capas sub-verticales (sección 03 de documentación complementaria). Se trata de una sedimentación constituida en un fondo lutítico o calcáreo de tonos amarillos o anaranjados debido a procesos hidromórficos o aéreos de alteración singenética. Frecuentemente las señales de raíces de plantas son patentes. Las calizas siempre tienen un contenido en general pequeño (10-20%) de granos (0,2 mm) muy angulosos de cuarzo. Este rasgo lo vamos a encontrar recurrentemente hasta el final del Terciario en calizas amarillentas en paso lateral de ambientes permanentemente inundados o lutitas de llanura aluvial.

Sobre este fondo que ocasiona niveles métricos de margas o calizas como las descritas, vienen descargas sobrepuestas de terrígenos cuya granulometría es variable y mal clasificada: arenas, gravas con elementos de cuarcita y de caliza, predominando estos últimos, que alcanzan hasta 8 cm. de tamaño. Su desembocadura en la cuenca sería relativamente cercana.

Ello ocasiona una casuística muy variable en la organización de las secuencias sedimentarias elementales al faltar de modo imprevisible los términos que corresponderían al desarrollo normal de un paisaje con amplias llanuras de playa pasando gradualmente a llanuras fluviales amplias y bien organizadas, con todas las transiciones de las facies en un modelo de este medio.

Después de 65 m de serie con estas características vienen 50 m en los que la componente carbonática tiene mayor importancia en detrimento de los terrígenos aunque éstos siguen estando presentes. Los carbonatos están constituidos por niveles plurimétricos de margas y calizas nodulosas de tonos amarillentos, que caracterizan un ámbito palustre, y son cortados de forma neta con cuerpos métricos de arena y grava.

En los 80 m. más superiores disminuye fuertemente la proporción de carbonatos a favor de las margas amarillas y lutitas ocreas, y los terrígenos se hacen predominantes en forma de bancadas de hasta 2-3 m. de conglomerados poligénicos de cantos de cuarzo y cuarcita, dolomias y calizas diversas (están hasta de 30 cm.), predominando los carbonáticos. Estos conglomerados, si no fuera por su posición vertical, se diferenciarían mal en cuanto a litofacies de las pertenecientes a los abanicos de la serie posttectónica suprayacente (T_3).

La megasecuencia descrita entre dos discordancias, (en este lugar angulares; en otras áreas de la cuenca del Tajo, progresivas; *cf. supra*), parece representar un ciclo de mayor actividad diastrófica en la base y, sobre todo, hacia el techo, y un intervalo medio de mayor tranquilidad relativa con menores irrupciones de aportes, lo que propiciaría que el medio lacustre se hiciera más expansivo.

Utilizando los datos de subsuelo, las dos discordancias visibles en sísmica reflexión se pueden llevar, según los horizontes respectivos hasta el sondeo de Santa Bárbara, (situado a una distancia de 500 m al S del borde de la Hoja en el meridiano de Argecilla), donde limitan a techo (690 m prof. sondeo) y muro (1.480 m prof. sondeo) un tramo de terrígenos finos (lutitas con algunas arenas) y presencia generalizada de yeso; ello según la descripción del "composite log" de que se dispone públicamente del sondeo.

Si nos atenemos a la edad de las dos discordancias que limitan la serie T_2 , (Cf. *supra*: Generalidades del Cenozoico), esta serie se corresponde: con la "unidad detrítica superior" de M. Díaz Molina, N. López Martínez (1979), con la "unidad inferior" del Neógeno de la Cuenca de Madrid (T. Torres, F. Junco *et al*, 1984; F. Junco y J.P. Calvo, 1983) y con el "tramo inferior" de la "Unidad Terminal" del Terciario de la Depresión Intermedia (cuenca de Cuenca) (T. Torres, F.; Junco *et al*, 1984; T. Torres *et al*, 1.983).

Análisis sedimentológico

El análisis sedimentológico de esta unidad T_2 toma como base la columna 03 (documentación complementaria) levantada en el barranco de Valdelagua, al norte de Villaseca de Henares. Dicha columna tiene un espesor de 195 m. La base de la serie se sitúa sobre la discordancia definida a techo del tramo terrígeno-carbonático descrito anteriormente. Culmina en niveles terrígenos gruesos de color rojo que son cortados en fuerte discordancia angular y erosiva por depósitos clásticos de la Unidad T_3 .

Aunque aparentemente homogénea, esa sección presenta variaciones sustanciales de abajo a arriba, tanto en la frecuencia de aparición de carbonatos, como en el estilo y anatomía de los depósitos terrígenos y sus asociaciones de facies.

El tramo inferior de la sección, 0-65 m, consisten en una alternancia de depósitos de gravas y arenas en cuerpos canalizados laxos a tabulares, y lutitas arenosas rojizas. Todo el conjunto presenta un grado de carbonatación bastante intenso que es, particularmente neto en los niveles lutíticos, así como en la transición entre estos y el techo de los depósitos arenosos. Dicha carbonatación se estructura, tanto en forma de nódulos o glóbulos distribuidos con cierta uniformidad en las lutitas, concentraciones organizadas en disyunciones prismáticas (control por rizotúbulos) dentro de estos mismos materiales y cementaciones más regulares entre los terrígenos gruesos. A nivel de microfacies, los paleosuelos carbonatados desarrollados sobre lutitas muestran texturas edáficas netas: removilización de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, envueltas pisolíticas o perlíticas, bandeados irregulares, evidencias de Microcodiu, disoluciones y rellenos vadosos, etc.

Los niveles de lutitas rojas y edafizadas (potencia variable entre 3 y 8 m) se sitúan usualmente a techo de los niveles terrígenos más gruesos en tránsito gradual (secuencias positivas) y son cortados por las nuevas entradas terrígenas. La proporción terrígena gruesos/lutitas en esta parte de la secciones aproximadamente 40/60. El grado de estructuración de los depósitos de arenas y gravas es moderado a alto, mostrando bases erosivas con "lags" de gravas ocasionales, imbricación, estratificación cruzada de bajo ángulo, cicatrices internas, dentro de los bancos y, en general, un carácter multialmacenado en el relleno de los cuerpos. Las secuencias de orden menor dentro de estos, culminan típicamente en lechos con laminación de "ripples" lingüoides o arenas finas con estructura masiva y cantos dispersos. En ocasiones, el techo de los depósitos gruesos viene marcado por la presencia de niveles lenticulares erosivos con relleno de grava fina y/o por lechos de cantos.

La potencia de los depósitos de clastos gruesos oscila entre 1 y 2.6 m. El centil de las gravas se sitúa en torno a los 8 cm. La composición de cantos es predominantemente carbonática (abastecimiento a partir de formaciones cretácicas y paleógenas más inferiores). Las arenas presentan una asociación de minerales pesados dominada por turmalina y estauroлита, con presencia de otros granos característicos de fuentes metamórficas (andalucita, epidota).

Por último, los niveles de arena son también patentes en forma de cuerpos tabulares con estructura interna aparentemente laminada entre las lutitas. La fuerte carbonatación que presentan impide un análisis más detallado de estas pasadas arenosas.

La organización de facies observada en esta parte inferior de la sección 03 permite caracterizar el ámbito distal de un sistema abanico aluvial de carácter más bien árido, con deposición de terrígenos en régimen marcadamente discontinuo (desarrollo de paleosuelos, multialmacenamiento de los depósitos más gruesos,...), con rasgos evidentes de transporte episódico y organizado con caída de régimen de flujo y retoques del sedimento en períodos de menor intensidad de aporte. Las lutitas arenosas se depositaron en forma de flujos de barro, intercalando ocasionalmente arenas más organizadas (depósitos "sheet-floods" en posición axial).

El tramo suprayacente dentro de esta sección (65-115 m) presenta una sensible variación respecto al anterior, caracterizándose por una frecuencia relativa muy acusada de carbonatos (relación niveles terrígenos gruesos/carbonatos-lutitas, aproximadamente 20/80). Las dos facies carbonatadas más representativas son:

- a) Margas y calizas nodulosas de tonos variables entre marrón claro, amarillento y verdoso; la estructura nodulosa viene en parte relacionada con el desarrollo de carbonatación alrededor de rizotúbulos con morfología bien conservada; de forma muy local se reconoce algún banco de morfología tabular con presencia de oncoïdes y peloides entre micrita. La microfacies característica de esta facies es micrita disturbada con abundante nodulización y rellenos geopetales en grietas de morfología planar. Caracterizan un ambiente de deposición palustre.
- b) Lutitas arenosas rojizas fuertemente carbonatadas, con estructura nodular fuertemente prismática (control por rizotúbulos). Esta facies es bastante similar a la reconocida en el tramo infrayacente, aunque raramente integra niveles de arena.

La primera de las facies carbonatadas descritas se sitúa sobre todo hacia la parte inferior de este tramo (65-100 m), donde se reconocen al menos tres niveles con potencias comprendidos entre 10 y 15 m. La evolución vertical es hacia lutitas rojas arenosas carbonatadas en cada uno de los niveles reconocidos, evolución que es cortada de forma neta por la entrada de cuerpos de gravas y arena de orden métrico (1.2-2.7 m). La geometría de estos niveles clásticos gruesos es, a grandes rasgos, tabular con "scours" basales poco profundos a mesoescala. El centil de las gravas, predominantemente carbonáticas con cuarcita y cuarzo, oscila entre 18 y 30 cm.

Se distinguen cinco facies diferentes de gravas y arenas:

- 1) Gravas gruesas con estructura desordenada y clastos verticalizados, geometría planar (Gms).

- 2) Gravas gruesas con matriz arenosa, imbricadas y orientadas, geometría planar con "scours" basales (Gm).
- 3) Gravas gruesas orientadas con lechos de arena mostrando laminación en "ripples" (Gt-St).
- 4) Arenas con estratificación cruzada planar y oblicua de bajo ángulo (Sp y Sl).
- 5) Arenas finas masivas a laminadas con cantos dispersos.

Las arenas de este tramo contienen una asociación de minerales pesados caracterizada por el predominio de turmalina, estauroлита, y, en menor proporción, epidota, andalucita, apatito y otros.

La sustitución de las margas y carbonatos de tonos amarillentos de la base del tramo por lutitas arenosas rojizas hacia arriba coincide con una disminución en el centil y porcentaje de gravas de los términos clásticos gruesos. Esta situación es difícilmente explicable en términos de la evolución previsible de los sistemas deposicionales, por lo que parece adecuado invocar una modificación importante en la evolución de estos sistemas, controlada por factores tectónicos. Así los sistemas palustres, caracterizados por facies de margas y calizas amarillentas, son rápidamente invadidos por términos distales de abanicos aluviales (lutitas arenosas), y más proximales (gravas y arenas en "sheets"), estos últimos indicativos de progradación rápida de los sistemas terrígenos. Dicha progradación es, a nuestro entender, resultante de la acción combinada de relaciones de subsidencia-elevación de relieves montañosos más acusadas, indicando un fuerte control tectónico sobre la sedimentación en este tramo de la unidad T₂.

El resto de la sección 03 (115-195 m) consiste en una sucesión aparentemente monótona de niveles de gravas y arenas en bancos tabulares gruesos, hasta 3.3 m, y lutitas arenosas rojizas diferencialmente carbonatadas. El conjunto presenta un tono rojizo característico que lo diferencia de los tramos anteriores del T₂ y de otros del Paleógeno. La diferencia con términos netamente miocenos viene dada, aparte de su disposición estructural, por el aspecto general de la alternancia de cuerpos tabulares entre las lutitas.

Los niveles clásticos de gravas y arenas presentan a lo largo de esta sucesión una cierta variedad de facies: gravas y arenas en lechos alternantes, las primeras usualmente orientadas y con centiles que oscilan entre los 4 y 12 cm; arenas gruesas, aparentemente masivas, con cantos dispersos, en lechos de geometría tabular o bien como techo de secuencias positivas; gravas de relleno de "scours" basales; gravas y arenas con estratificación cruzada de bajo a medio ángulo, o bien con estratificación cruzada de surco; gravas con estructuras de acreción lateral (relleno inicial de depresiones en las lutitas); gravas de relleno de canales menores a techo de los "sheets".

Estas facies se ordenan de diferente forma a lo largo de la sucesión, distinguiéndose secuencias negativas correspondientes a lóbulos, cuerpos suavemente canalizados y bien discriminados dentro de las lutitas, secuencias de relleno de depresiones (canales laxos) y barras de gravas, éstos más frecuentes hacia la parte alta de la sección. Las lutitas arenosas, por su parte, se presentan usualmente con estructura masiva y sólo muy localmente (a techo de las secuencias de relleno) muestran rasgos netos de edafización.

La asociación de minerales pesados en las arenas muestra un predominio de turmalina y estaurolita, con incremento fuerte en el porcentaje de distena.

En términos de ambiente deposicional, esta última parte de la Unidad T_2 es caracterizada como correspondiente a facies medias de abanicos aluviales, observándose una paulatina progradación de las facies más gruesas (centiles de hasta 30 cm) hacia la parte superior, hecho coincidente con el predominio de barras de gravas en esta zona. La anatomía general de estas facies medias de abanico es difícil de precisar al no contar más que con una sola sección. En cualquier caso, la tendencia mostrada por la sucesión de facies e incremento de la relación clásticos gruesos/lutitas refleja de nuevo un fuerte control tectónico sobre la sedimentación de la Unidad T_2 , correspondiente a la fase mayor de plegamiento (sintectónica) hacia el techo de esta Unidad.

1.2.4. Serie postectónica (T_3 , T_4 , T_5 , T_6)

1.2.4.1. Generalidades sobre la estratigrafía

Esta serie es la que mayor extensión y abundancia de afloramientos presentan dentro de la hoja, debido a la disposición prácticamente horizontal de sus estratos y encajamiento posterior de la red fluvial.

En una primera aproximación a los grandes rasgos estratigráficos de este serie, en estrecha relación con las formas del paisaje más fácilmente observables, se puede considerar una parte inferior de carácter predominantemente terrígeno y colores rojizos (T_3 , T_3^9) y una parte superior con abundancia de calizas lacustres (T_4 , T_5 , T_6) coronada por las mesetas de los páramos o alcarrias.

El cambio de las facies terrígenas rojas hacia arriba a la facies calcárea blanca se encuentra también como cambio lateral de facies, de manera que el contacto es diacrónico subiendo en edad hacia los bordes de la cuenca. Ello es patente, más notoriamente, en el borde oriental de la cuenca donde el tramo de caliza T_4 llega a ser muy exiguo (paraje Valdespinas) o incluso ha cambiado casi enteramente a lutitas y margas rojas (al N de Mirabueno).

Este diacronismo explicaría, en algunos casos, que en la Depresión Intermedia (cuenca de Cuenca), más al S de la hoja, existan dataciones pocos metros por debajo de "la caliza del páramo" que, según los lugares (*in R. Daams et al.*, 1986), varían en edad desde Ageniense superior (Huerta), a Aragoniense medio (Córcoles) e incluso Vallesiense (Chiloeches), dataciones que no tendrían siempre que justificarse recurriendo a lagunas o discordancias.

Por otra parte en el sector meridional de la hoja (escarpes cerca de Cogonor) la serie roja infrayacente a la caliza T_4 presenta gruesas intercalaciones calcáreas (T_3^C , T_3^M) de cuya organización secuencial nos ocuparemos más adelante, pero que ya nos permiten contemplar un inicio de cambio en la unidad T_3 , de terrígenos a depósitos carbonáticos equivalentes en edad.

Por encima de la caliza T_4 se pueden cartografiar dentro de la hoja otras unidades que hemos denominado T_5 y T_6 a veces de forma comprensiva.

La unidad T₅, aunque ocupa la mayor parte de la superficie de los páramos, tiene una morfología más blanda que la caliza T₄ (que constituye escarpes verticales) y presenta un contenido variable en intercalaciones de arcillas, de arenas e incluso gravas, más abundantemente hacia el sur.

La unidad T₆ en las partes sur y oriental de la hoja puede ser fácilmente diferenciable por tener en la base una caliza de 1 a 3 m de potencia, nivel que produce un resalte morfológico no muy grande pero susceptible de ser cartografiado por toda esa superficie. Ese nivel de caliza, hacia el Este, se apoya translapante sobre el Mesozoico del relieve de la Ibérica.

Desde el punto de vista litoestratigráfico hay una buena correlación entre las facies más gruesamente terrígenas de la unidad T₅ y la "red fluvial intramiocena" (R. Capote y S. Carro, 1968) tal como se observa p. ej. al Sur de Alcalá de Henares, coronada igualmente por unos pocos metros de caliza lacustre.

La serie infrayacente a la "red fluvial", en Alcalá y más hacia al SE se conoce en la literatura como "serie o formación blanca" (calizas más o menos margosas) la cual, hacia abajo, y lateralmente hacia el Norte pasa a lutitas, y luego a terrígenos gruesos aún más al Norte (F. Junco y J.P. Calvo, 1983) (M. Hoyos *et al.*, 1985, *cf.*, p.ej. cortes en desplegable de plano n° 24). La "Fm. blanca" y su equivalente terrígeno hacia los bordes, constituye la Unidad Intermedia (*op. cit.*) que en el área de Madrid contiene abundantes yacimientos de vertebrados (macro y micro) que permiten asignar una edad (*in* F. Junco y J.P. Calvo, 1983) Aragoniense medio (zonas MN 4/5) y que se completa con los hallazgos de Paracuellos, Majadahonda y Mirasierra (*op. cit.*) hasta edades del Aragoniense superior (zonas MN 6 y MN 7/8).

Con referencia a ese marco, las unidades T₃ + T₄ de nuestra hoja corresponden bastante bien a la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid.

Por otra parte, con ocasión de la ejecución de esta Hoja, C. Sesé ha realizado numerosos intentos de datación por micromamíferos de los cuales han resultado con éxito tres puntos dentro de la unidad T₅ que resulta tener una edad Vallesiense. Así pues, las unidades cartográficas T₅ + T₆ de nuestra hoja parecen equivalentes a la Unidad Superior del Mioceno de Madrid (*cf. supra*, obras citadas).

En la hoja o en su entorno, hasta el momento, salvo omisión, no se conocen edades miocenas más modernas que el Vallesiense (tal vez Aragoniense Terminal-Vallesiense), citado en la literatura, sin precisión, al S de Cendejas (N. López, 1982, informe interno IGME, CGS) (Alberdi, 1974). En la vecina hoja de Jadraque existe el Vallesiense terminal en Arbancón, en una serie discordante en la parte norte de dicha hoja. Fuera del área de estudio, en Almendros, se detecta, a unos 40 m por debajo del final de la serie, la presencia de la zona MN13 que corresponde a Turolense superior (Mioceno terminal).

Dentro de la hoja el yacimiento de Algora pertenece también a la zona MN13 (N. López, *op. cit.*), pero se encuentra (*op. cit.*) en un relleno kárstico del Cretácico, cerca de la superficie, donde éste aflora.

La edad de los depósitos conglomeráticos de Algora discordantes sobre el Cretácico y a cotas más altas que la base de la unidad T_6 del páramo, podrían ser del Turoliense pero no se puede afirmar con seguridad.

El estudio del conjunto de la serie terciaria postectónica desde el punto de vista de su organización secuencial se puede hacer ventajosamente en aquellas áreas donde las facies fluviales y las facies lacustres se interdigitan.

Las facies fluviales en estas áreas corresponden a lutitas rojas, de llanura de inundación y cuerpos arenosos intercalados, más o menos abundantes, generalmente situados distalmente con relación a los puntos principales de entrada de terrígenos en la cuenca: abanicos aluviales.

Las facies lacustres carbonáticas permanentemente inundadas corresponden en su facies más típica a micritas con algas, pero existen los tipos intermedios hasta las margas de borde con colores de alteración y las lutitas de llanura de inundación (cf. *infra*, análisis sedimentológico).

En afloramientos, el área mejor para este propósito dentro de la hoja, es la de Cogollor-Alaminos.

Dentro de la serie $T_3 + T_4$ la variación vertical de uno a otro medio es oscilante. No obstante se pueden definir tres megasecuencias de tendencia general hacia arriba a mayor abundancia de capas calcáreas, mayor contenido en CO_2Ca y mayor potencia de cada capa individual, ello en detrimento de los terrígenos. Al final (T_3^C y T_3^M) de la 1ª y 2ª megasecuencias aflorantes el retorno a las facies terrígenas rojas no es brusco sino gradual, y a veces oscilante, aunque mucho más rápido que en la previa evolución positiva de la megasecuencia. A techo de la megasecuencia no se observa una discontinuidad neta. En estos casos se podría hablar tal vez más apropiadamente de ciclos en los que la evolución hacia arriba en la etapa de expansión del medio calcáreo lacustre es lenta mientras que en la etapa reactiva del mismo con retorno de terrígenos, es relativamente más rápida.

En la misma área, dentro del conjunto $T_5 + T_6$ se pueden distinguir dos megasecuencias, comparables a las anteriores, siendo T_6 el techo de la megasecuencia superior. En estos casos sí existe una discontinuidad neta en la base de cada megasecuencia, incluso hemos observado en Alaminos fenómenos erosivos en la base de la más superior. No obstante, hacia la mitad norte de la gran meseta del páramo el contenido relativo en capas de caliza aumenta dentro del conjunto de T_5 , en detrimento de los terrígenos que no sobrepasan la granulometría de los limos o arcillas, no siendo posible, en este conjunto, definir límites netos de las mencionadas secuencias sino solamente tendencias.

Las cinco megasecuencias a que hemos hecho referencia en el Sur de la hoja (pueblos de Alaminos y Masegoso) tienen una potencia, según capas horizontales, de unos 200 m. La primera megasecuencia que culmina en las calizas T_3^M se completa con el sondeo 512-A12, que realizó la Dirección de Geología e Investigación de Uranio en 1980. Dicho sondeo de testigo, situado a 1 km Al SW de Masegoso ($x = -2^\circ 41' 59''$; $y = 40^\circ 49' 01''$; $z = 875$ m) y emboquillado pocos metros por debajo de la unidad T_3^M , cortó hasta el final a 194 m, una serie terrígena predo-

minantemente roja (lutitas con facies canalizadas y niveles de "debris" y de arenas ; procesos edáficos frecuentes) correspondiente a zonas distales de abanico aluvial. La serie cortada puede corresponder bien con el tramo terrígeno de la secuencia que culmina con T_3^M .

El sondeo de Santa Barbara-1 perforado por Shell, en 1981, unos kilómetros más hacia el Oeste del anterior ($x = - 2^\circ 47' 12''$; $y = 40^\circ 49' 47''$; $z = 1054$ m) cortó una serie correlacionable en sus grandes rasgos con la serie referida (Alaminos-Masegoso-sondeo AI2). La potencia deducida del Mioceno, desde el nivel más alto de los páramos hasta la base del equivalente de los terrígenos del sondeo AI2, es de 465 m. Por debajo atravesó todavía una secuencia calcárea de 225 m de potencia siendo más terrígena hacia su base. Debajo vendría ya la serie T_2 , infrayacente a la prolongación de la discordancia correspondiente, según los horizontes de sísmica (cf. *supra*).

Así completada la serie, el Mioceno postectónico situado en Sta. Bárbara-1, en un punto de mayor subsidencia que en los bordes de la cuenca, constaría de las megasecuencias (o ciclos en la parte baja) del modo de la Fig. 2.

A continuación pasamos a describir las diferentes unidades que hemos convenido distinguir en la cartografía y leyenda, sus principales rasgos y variantes litológicas, a veces señaladas por sobretramas, y sus características sedimentológicas.

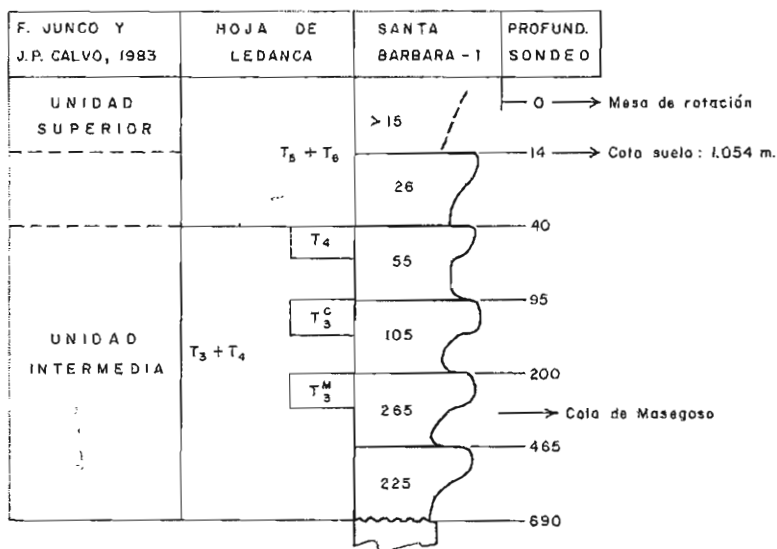


Fig. 2. Secuencias en la serie postectónica del sondeo de Santa Bárbara

1.2.4.2. Serie terrígena roja y episodios calcáreos subordinados. (T_3 , T_3^{Md} , T_3^q , T_3^M , T_3^C ;). (16, 17, 18, 19, 20)

Hemos distinguido en cartografía las facies rojas del Mioceno con el símbolo T_3 (16), en general, que incluye los abanicos aluviales del borde, (los más importantes se han señalado por una sobretrama de color verde según trazos que siguen el afloramiento de los principales cuerpos conglomeráticos a veces coalescentes), así como otras subfacies locales descritas en la memoria y no distinguidas en cartografía, a excepción de la facies de brechas "mud-supported" de Matillas (17). Las partes con predominancia de areniscas se han distinguido aparte (T_3^q) (18), así como los tramos con abundante caliza (T_3^M , T_3^C) (19, 20) de las secuencias de la parte de Masegoso (M) y Cogollor (C) (cf. *supra*).

1.2.4.2.1. Análisis sedimentológico

El borde E de la Hoja de Ledanca se presenta como un borde de cuenca complejo, adosados al cual es posible diferenciar una variedad de sistemas deposicionales con características distintas que, en conjunto, definen la arquitectura general de las facies marginales en la parte NE de la Cuenca de Madrid. De este modo, se pueden definir sistemas de abanicos aluviales, depósitos de ladera y depósitos de relleno de cubetas internas.

Se han diferenciado dos sistemas mayores de abanicos, uno en Las Inviernas y otro en la salida del río Tajuña, al E de la hoja (Fig. 3), y un sistema de gran envergadura hacia el NW de la misma, el abanico de Baides, de mayor extensión que los otros. Estos sistemas de abanicos, que aparecen en puntos bien localizados a lo largo de los bordes mesozoicos de la cuenca, distribuyen la mayor parte de los sedimentos clásicos que ésta recibe. Por otro lado, los depósitos de ladera aparecen bien representados en el borde E, entre las Inviernas y Cifuentes, siendo su extensión muy pequeña en relación con la de los abanicos. En cuanto a las cubetas internas, éstas se localizan en pequeñas depresiones controladas por formas estructurales o por fracturas dentro del relieve mesozoico.

La caracterización de cada uno de los sistemas se ha llevado a cabo estudiando en primer lugar su morfología y extensión, con definición posterior de las facies, asociaciones de facies, secuencias y distribución de todas ellas dentro de cada uno de los sistemas reconocidos.

Abanico del Tajuña.

Tiene su salida coincidiendo aproximadamente con la salida del río Tajuña de los relieves mesozoicos. La extensión en sentido axial (NW-SE) de este edificio alcanza algo más de 5 km. Dentro de la Hoja de Ledanca sólo está representada una de las partes de dicho abanico, en concreto su sector septentrional (Alonso et al. 1988).

La zona más próxima al abanico está constituida por una sucesión visible de 110 m de niveles conglomeráticos, dentro de los cuales se reconocen dos macrosecuencias superpuestas. La macrosecuencia inferior, con unos 65 m de espesor, está formada por el apilamiento de bancos tabulares de orden métrico, con centiles de cantos y bloques calcáreos y/o cuarcíticos que os-

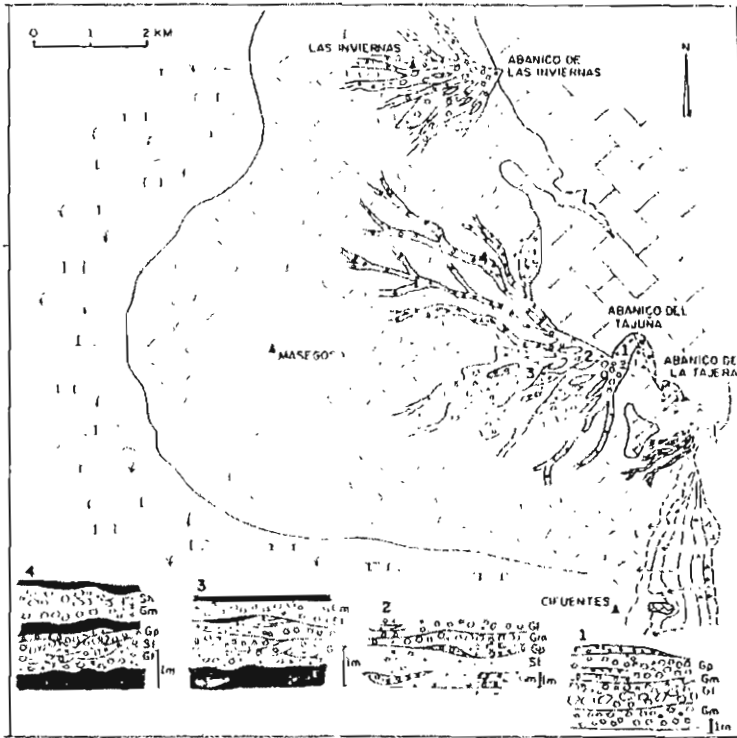


Fig. 3. Esquema sedimentológico con la distribución de facies marginales en el borde NE de la cuenca de Madrid (sector de las Inviernas-Ciuentes), Alonso, *et al.* 1988)

cilan entre 0,4 y 1,05 m y tamaños medios 0,15-0,40 m. Las facies dominantes son las Gm (Miall, 1978) y con carácter más subordinado Gp, St y Gt. La macrosecuencia superior está constituida por una sucesión con mayor frecuencia relativa de lutitas arenosas rojizas, las cuales intercalan bancos conglomeráticos (facies Gp, Gt, Grn) de orden decimétrico a métrico.

A unos 700 m, en la dirección axial del abanico, de su ápice tiene lugar una neta diversificación de las facies aluviales, presentando diferencias sensibles entre las partes norte y sur del abanico. Esta diversificación es coincidente a grandes rasgos con la transición de las facies proximales ("alluvial fan core") a las facies medias, o "alluvial fan fringe" (Cabrera *et al.*, 1985). El sector sur del abanico en esta posición está definido por una potente sucesión lutítica (53% de las facies) en la que se intercalan "sheets" conglomeráticos de potencia métrica y amplitud superior a los 300 m. Esta sucesión se extiende según una dirección N-70° E para la macrose-

cuencia inferior, mientras que la superior presenta direcciones algo más giradas hacia el Sur (unos 10°). Todo este sector se sitúa ya en la Hoja de Cifuentes.

El sector septentrional del abanico, aflorante en la margen derecha del río Tajuña, está constituido por una sucesión de unos 70 m de espesor de lutitas rojas arenosas (44%), conglomerados (42%) y arenas (14%). Los depósitos clásticos gruesos se estructuran en cuerpos muy erosivos con rellenos generalmente multialmacenados de tendencia positiva. La potencia media de los mismos es de unos 2 m y su amplitud (70-100 m) es más reducida que los "sheets" del sector sur del abanico. Por el contrario, su longitud seguida en campo es del orden de varios kilómetros. La dirección de estos "ribbons" es predominantemente N 600 W, marcando así la anatomía radial del abanico. En partes laterales de éste, los "ribbons" se intercalan o interdigitan con niveles carbonatados de origen edáfico.

Tanto unos como otros depósitos de cada uno de los sectores distinguidos, evolucionan distalmente a sucesiones lutíticas con abundancia de rasgos edáficos, pasadas arenosas finas y, ocasionalmente a encostramientos.

Así pues, el abanico del Tajuña presenta una zonación neta de facies. El núcleo del abanico viene caracterizado por la instalación de un sistema de barras longitudinales (Gm), (Miall, 1978; Boothroyd y Numimedal, 1978) que son cortadas localmente por canales menores (Gp, Gt, St) que funcionarían en momentos de emersión de las barras (Miall, 1985). Los depósitos de las zonas medias del abanico presentan tipologías más complejas. En el sector sur del abanico, las altas relaciones anchura/profundidad de los "sheets" (Friend, 1983) permiten concluir un alto grado de conexión entre Cursos del Sistema "braided", causado posiblemente por una relación "anchura cinturón de canales/llanura de inundación" elevada (Bridge, 1985). En el sector norte, la ordenación interna de los "ribbons" corresponde a un primer relleno del fondo de canales muy erosivos, con posterior desarrollo de barras longitudinales. Posteriormente tendría lugar el abandono y migración lateral del canal.

Distalmente, tanto unos como otros depósitos clásticos pierden entidad, lo que configura estos conjuntos de facies como sistemas terminales, en el sentido de Friend (1988).

Abanico de Las Inviernas.

Se extiende, según una dirección ENE-WSW, junto a la localidad de Las Inviernas. Sus dimensiones son reducidas, con una longitud radial entre 1,5 y 2 km. La potencia visible de sedimentos es de unos 70 m. La paleomorfología del abanico es fácilmente visualizable en fotografía aérea y su estado de conservación permite observar la evolución de las facies que lo constituyen, tanto en sentido transversal como en vertical y, en parte, longitudinalmente. Este abanico ha sido estudiado a partir de una columna de detalle (sección 04) y de numerosas observaciones a lo largo de todo él.

Al igual que en el abanico del Tajuña, se diferencian dos macrosecuencias superpuestas, siendo la inferior más potente (40-45 m) y con depósitos de granulometría más gruesa. Los términos

más basales del abanico afloran al Sur del mismo. La columna levantada (04) se sitúa aproximadamente en la parte más axial del abanico, aunque como se comenta posteriormente, la dirección de aportes máximos varía de una forma bastante ostensible a lo largo de su evolución. La parte inferior de la sección (24 m) consta de dos términos clásticos gruesos que se intercalan entre lutitas rojas arenosas, totalmente carbonatadas en nódulos finos y con abundantes restos de bioturbación de raíces. Las facies clásticas gruesas se disponen en cuerpos tabulares, con bases erosivas en detalle ("scours" y consisten en gravas calcáreas, en muchos casos con soporte de clasto y en otros por matriz, con centiles que llegan a superar los 35 cm. Estos depósitos de gravas, con alguna intercalación de arenas con cantos dispersos o en lechos finos, se amalgaman en paquetes de unos 3-4 m de espesor. Su estructura interna es, generalmente, desorganizada salvo algo de orientación e imbricación de los cantos (facies Gm), localizándose algunos clastos exóticos con centil muy superior a la media. Con frecuencia, los distintos cuerpos amalgamados presentan individualmente a techo surcos con gravas finas o arenas con laminación de "ripples". En el techo del tramo 2 de la sección queda patente la morfología convexa de uno de estos cuerpos de gravas.

La parte inferior de la sección en Las Inviernas (tramos 2 a 7) queda así caracterizada por la presencia de cuerpos de gravas, escasa o moderadamente estructuradas y arenas que son interpretables como barras longitudinales y depósitos correspondientes a flujo en masa ("debris") debidos a descargas máximas especiales.

Las depresiones a techo o entre las barras sufren un retoque en los momentos de caída de flujo o, incluso, los paquetes son erosionados de forma más profunda, tal como demuestran algunos canales instalados lateralmente. Estos períodos de mayor eficacia en la deposición de clásticos gruesos intercalan episodios de menor actividad relativa con depósitos de fangos arenosos (tramos 3, 5) y "sheets" arenosos con estructuras tractivas correspondientes a régimen de flujo más bajo (niveles arenosos con estratificación cruzada y laminación de "ripples" a techo de barra de gravas en el tramo 4 de la sección). Por último, a techo de todos estos niveles se disponen dos sucesiones de arenas groseramente laminadas y gravas orientadas interpretadas como secuencias de lóbulos superpuestos. Su continuidad lateral es escasa.

El resto de la sección estudiada en el abanico de Las Inviernas consiste en una sucesión lutitico-arenosa de tono rojizo en la que se intercalan, tanto canales de gravas como "sheets" de gravas y arenas. En el primer caso, los canales son lateralmente muy restringidos pero se pueden seguir longitudinalmente en cierta distancia. Su relleno es multialmacenado en diversas secuencias de orden métrico con gravas orientadas e imbricadas (centiles entre 15 y 23 cm), terminando en arena laminada con lechos de cantos. La dirección de estos canales, marcada por "scours" basales muy penetrativos, indican N 140-150° E, muy similares a la dirección obtenida en las barras de grava infrayacentes. Por su parte, los "sheets" de gravas y arenas muestran también un carácter multialmacenado, con tendencia muy neta positiva de la parte superior del conjunto de dos paquetes, llegando incluso a presentar desarrollo de paleosuelos carbonatados. Son interpretados como barras longitudinales depositadas en períodos de máxima eficacia de influjo de clásticos dentro del sistema de abanico, con tendencia a la amortiguación e incluso estabilización episódica de éste.

La observación de la evolución en sentido lateral de los niveles cortados en la sección 04 a lo largo de todo el frente del abanico de Las Inviernas muestra de forma patente la traslación progresiva de las direcciones axiales (zonas de mayor intensidad de aporte de depósitos clásticos gruesos) del abanico con la acreción vertical de éste (Alonso *et al.*, 1988). Dicha traslación, motivada por colmatación sedimentaria, tiene lugar de forma progresiva hacia el N, tanto para la primera como para la segunda de las macrosecuencias distinguidas.

Distalmente las facies medias de abanico anteriormente descritas, pasan a sucesiones lutíticas poco arenosas y algo edafizadas, en las que se intercalan niveles conglomeráticos de granulometría fina y arena (facies Gm, Gp, Sp, Sr y Sh), frecuentemente canalizados.

Abanico de Baides.

Este abanico presenta dimensiones mayores que cualquiera de las señaladas, al menos si hacemos referencia a la facies más gruesa, pues estas se reconocen hasta 5-6 km al Sur del ápice. La extensión y dirección (N40/50° E) de este abanico está muy condicionada, sino del todo, por la paleomorfología de los bordes de la Cuenca y por el posible funcionamiento de éstos, incluso durante el Mioceno. Este abanico aparece, así, encajado entre el cabalgamiento de Huérmeceas al N, la Cordillera Ibérica al E y el flanco sur del anticlinal de Baides al W. Los niveles de la mitad inferior de las zonas aparecen algo plegados, presentándose los de techo prácticamente horizontales. La discordancia que se observa con respecto a los materiales paleógenos es angular y erosiva. Dentro de este abanico se pueden diferenciar también dos grandes macrosecuencias. La macrosecuencia inferior es más gruesa y puede, incluso, subdividirse en tres menores: la intermedia es de carácter más grueso con lo cual cabe señalar una secuencia compacta de carácter positivo-negativo. El espesor de la macrosecuencia es de 118,2 m, mucho mayor que el de la macrosecuencia superior (32,38 m) constituida predominantemente por arenas gruesas.

En las zonas más proximales, las facies dominantes en la macrosecuencia inferior son predominantemente gravas masivas con o sin imbricación y organizadas en niveles tabulares de 1,4 a 5 m. Localmente dentro de estos niveles se observan bases erosivas y estratificación cruzada. Las facies más finas son arenas gruesas fuertemente carbonatadas y que pueden presentar encostramientos perlíticos (Alonso *et al.*, 1988 b). Estas facies se agrupan generalmente dando secuencias positivas. En la macrosecuencia superior, la asociación de facies está constituida predominantemente por arenas muy carbonatadas (74%), aunque también se intercalan niveles masivos de conglomerados (26%); el valor de los centiles que, en la macrosecuencia inferior podía alcanzar los 80 cm, disminuye a 40 cm en la superior. No hay variaciones en las direcciones de paleocorriente entre ambas macrosecuencias.

Distalmente la diferencia de las macrosecuencias es más difícil. Las asociaciones de facies descritas evolucionan a otras con mayor proporción de arenas muy carbonatadas, pudiéndose observar, a veces, niveles casi totalmente calcáreos con abundante bioturbación. Aún más distalmente, el sistema evoluciona a lutitas que intercalan canales fuertemente erosivos. Es la aso-

ciación de facies a que nos hemos referido en este párrafo, la que encontramos en esta hoja de Ledanca, pues las facies más proximales afloran en la hoja de Sigüenza.

El modelo sedimentario para este abanico, en el que los depósitos G_m están totalmente ausentes, corresponden al de un sistema aluvial en el que se desarrollan numerosos canales someros de escasa sinuosidad y que cambian, a menudo, de posición, posiblemente por la progradación de las barras y la erosión de las orillas (Miall, 1985). El alto grado de interconexión que existe entre los canales puede deberse, en este caso, a movimientos de subsidencia relativa (Bridge, 1985). Este sistema daría paso a una amplia llanura aluvial en la que el drenaje lo realizarían canales Braided más encajados.

Sistemas marginales menores

a) Sistemas de abanicos T₃^{Md} (17)

Estos sistemas aparecen fundamentalmente en la zona NE. Se han reconocido tres abanicos menores (íntimamente relacionados con los depósitos de ladera que estudiaremos a continuación): Aragosa, Mirabueno y Matillas.

El abanico de Aragosa presenta una extensión muy reducida (menor de 200 m). Su potencia es de unos 45 m, que están constituidos por niveles conglomeráticos potentes 2-5 m y que incluyen cantos carbonáticos de hasta 70 cm. Las facies son dominantes G_m sin imbricación, localmente pueden observarse términos G_{ms} y G_p. El tamaño medio de los cantos varía entre 10 y 15 cm. Las direcciones de paleocorrientes medidas exclusivamente en imbricaciones, dado el carácter masivo de los niveles, indica N-70° E.

En Mirabueno la asociación de facies es más compleja, pues se desarrollan en una zona muy pequeña, tanto en sistema reducido de abanico, como depósitos de ladera. Sólo el tercio inferior de la serie de Mirabueno puede ser incluido como sistema marginal, pues hacia techo aparecen niveles calcáreos de gran continuidad lateral. Los depósitos marginales de Mirabueno se distribuyen en sucesiones esencialmente lutíticas, en las que se incluyen: lechos finos (0,5 m) de arena con estratificación cruzada y niveles conglomeráticos más potentes (2 m) que presentan base erosiva y granoselección positiva y se estructuran en finas tablas. El tamaño de los cantos es de 4 cm y el centil de 14 cm. A techo de las lutitas se desarrollan encostramientos carbonatados nodulares, mientras que a techo de los conglomerados los encostramientos son pisoidales y laminares.

En las proximidades de Matillas se reconoce un sistema clástico grueso bastante específico (Unidad T₃^{Md}) (17), caracterizado por el apilamiento de lechos tabulares con fábrica interna de "debris flow" en los que destaca la relativa abundancia de clastos yesíferos entre clastos carbonáticos de procedencia cretácica y paleógena. Este conjunto y sus características estructurales y composicionales de los depósitos son por completo peculiares dentro de las facies marginales de la Hoja de Ledanca y son interpretados como correspondientes a un sistema lo-

cal condicionado por áreas fuente paleógenas adyacentes, donde aflora la parte basal yesífera del Paleógeno.

Los sistemas de abanico descritos (mayores y menores) aparecen espaciados a lo largo del frente mesozoico y sólo hay coalescencia en sus términos más distales. La separación entre las zonas de influencia de cada abanico queda reflejada por una zona de sombra en la que se desarrollan paleosuelos calcáreos; esto queda especialmente bien marcado entre los abanicos del Tajuña y Las Inviernas. Por otra parte, el espacio entre ápices de abanico está ocupado por depósitos de ladera desarrollados sobre el paleorrelieve mesozoico.

b) Depósitos de ladera

Consisten en cuerpos más o menos tabulares que aparecen recubriendo el citado paleorrelieve mesozoico. En esta hoja hemos diferenciado tres tipos de depósitos:

- Brecha "mud-supported" muy encostrada por pisoides vadosos; da lugar a un cuerpo tabular, de 1,5 m de potencia que tapiza los materiales cretácicos.
- Conglomerados organizados en bancos de hasta 2 m de potencia. Presentan distintos grados de estructuración interna aunque dominan las facies Gm con o sin imbricación. El apilamiento de estos cuerpos da lugar, en zonas próximas a Cifuentes, fuera de esta hoja, a una cuña de hasta 60 m, desarrollada sobre el frente mesozoico.
- Lutitas arenosas que se interdigitan con los términos distales de los abanicos.

El control morfológico de estos sistemas, su arquitectura en láminas tapizando el paleorrelieve y su canalización mínima permite interpretar estos depósitos como debidos a cursos laminares efímeros (Ballance, 1984), que ocasionalmente pueden ordenarse en canales braided someros (Mullins y Cook, 1986).

c) Rellenos de cubetas interiores

Estas cubetas aparecen como pequeñas áreas deprimidas dentro de los materiales mesozoicos, pudiendo o no estar relacionadas con estructuras sinclinales. En esta hoja hemos estudiado dos cubetas que, presentan entre ellas muchos rasgos en común. Estas cubetas son: El Sotillo y La Cubeta de la Tajera.

Su relleno es, en todos los casos, con bancos masivos y tabulares de conglomerados, cuya potencia total no llega a superar los 30 m. La potencia individual de cada banco oscila alrededor de 2 m. Las facies dominantes son G_{ms}, presentando los cantos tamaño de 6 cm y centiles, de 30-40cm. Entre estos niveles más gruesos se sitúan términos lutíticos y arenosos fuertemente encostrados. Un rasgo a señalar dentro de La Cubeta del Sotino es la presencia de una superficie de encostramiento carbonatada bien desarrollada, que es también visible en el área donde afloran las facies más proximales del abanico del Tajuña. Dicha superficie se dispone sobre el paleorrelieve cretácico con una fuerte pendiente, lo que interpretamos como el reflejo de un amplio período de sedimentación muy restringida en los bordes mesozoicos. El registro temporal de este encostramiento puede abarcar una buena parte del Paleógeno.

Estos rellenos se interpretan como depósitos de "debris flow", aunque ocasionalmente se pueden ordenar en canales, cuyo área de procedencia son los materiales mesozoicos adyacentes.

Facies distales de abanico: Complejo canales fluviales-llanura de inundación

Dentro de este apartado se incluyen áreas de extensión considerable en las que, en principio, los materiales más frecuentes son lutitas rojas que pueden incluir pasadas arenosas y/o conglomeráticas. Dentro de la Hoja de Ledanca, se diferencian dos sectores con similares asociaciones de facies: a) los términos distales de los abanicos del Tajuña y de Las Inviernas, en los que se integran canales de drenaje dentro de las facies de llanura de inundación, y b) amplias llanuras de inundación de los sistemas aluviales procedentes del borde norte, las cuales se interdigitan con las facies distales del abanico de Baides.

a) Facies distales de los abanicos del Tajuña y Las Inviernas

Están caracterizadas por la presencia de potentes núcleos lutíticos, a menudo bioturbados por raíces, en las que se intercalan gravas en cuerpos con morfología acanalada y cuerpos discontinuos de arenas.

En el abanico de Las Inviernas la asociación de facies más frecuentes es la integrada por:

A/ Lutitas rojas en niveles potentes (8-10 m); presentan frecuente moteado verdoso vertical (raíces) e hiladas ordenadas de cantos.

B/ Arenas de grado medio a fino, estructuradas en bancos potentes (0,5-1 m); presentan estratificación cruzada planar a media escala y bajo ángulo; son escasamente erosivas sobre las lutitas.

Con menor frecuencia se han reconocido también arenas y gravas en cuerpos multialmacenos en paquetes potentes de hasta 3 m. las gravas son erosivas sobre lutitas, presentando usualmente imbricación. Las arenas se hacen más frecuentes a techo de estos cuerpos de gravas, con facies S_t , S_p , S_r .

Este conjunto de facies y sus asociaciones permite interpretarlas como propias de un ámbito de amplias llanuras lutíticas cubiertas, en parte, por vegetación donde la sedimentación de materiales detríticos gruesos tuvo lugar según dos esquemas deposicionales algo diferenciados. Por una parte, en canales bien estructurados y fijados dentro de las llanuras, drenando éstas a través de cursos de baja sinuosidad. Por otra parte, en episodios de mayor actividad de los abanicos a través de anegamientos en flujos poco confinados que dieron lugar a depósitos arenosos con alto grado de ordenación interna.

En lo que se refiere a las facies distales del abanico del tajuña, la asociación observada es algo diferente, estando representadas las facies A/ y B/ descritas en el abanico de Las Inviernas, pero no las facies C/. Aquí los canales de drenaje consisten en cuerpos menos potentes (1-1,5 m de espesor de relleno) constituidos esencialmente por gravas con imbricación, arenas con estratificación cruzada planar y de surcos y, ocasionalmente, laminación de "ripples". Presentan bases erosivas y granoselección positiva. La distancia máxima alcanzada por estos canales, a partir de los ápices de abanico, supera la decena de kilómetros, apareciendo en los episodios de

progradación terrigena intercalados entre facies de orla lacustre en la sección de Valderrebollo-Cogollor (06). En estas posiciones paleogeográficas los canales evolucionan progresivamente a cursos poco confinados o bien a cauces meandriformes con depósitos de acreción lateral bien patente que quedan finalmente anegados por arcilla y edafizados.

b) Llanuras de inundación de los sistemas aluviales septentrionales

En el área del río Dulce, así como en la parte inferior de las laderas del valle del Badiel, la asociación de facies es, en general bastante homogénea, siendo, sin embargo, zonas donde coalescen diversas direcciones de aportes (E-W, N 500 W y N-S). Dicha asociación está formada por:

- Lutitas rojas bastante arenosas, masivas, con frecuentes nódulos de carbonatos y moteado verdoso vertical (raíces); localmente presenta pasadas finas de gravas y arenas. Estas lutitas constituyen la práctica totalidad de los depósitos (ver por ej., sección de Villaseca de Henares). En esta sección así como en algunos puntos de Badiel, destaca la presencia abundante de yesos intersticiales en la sucesión lutítica, yesos procedentes del empapamiento de los fangos con aguas bastante salinas a partir del lixiviado de yesos paleógenos.
- Depósitos de gravas y arenas, con presencia muy esporádica y sin mucha significación desde el punto de vista secuencial. En la sección de Villaseca de Henares (07) estos depósitos constituyen un tramo de unos 14 m de potencia que puede ser seguido lateralmente durante unas centenas de metros. Los niveles de gravas y arenas, en cuerpos amalgamados de orden métrico, son erosivos sobre las lutitas o sobre los clásticos gruesos infrayacentes. La Secuencia observada tiene base erosiva con relleno de fondo de canal, arenas con cantos con estratificación de surco y, a techo, arenas con estratificación cruzada planar y de "ripples". Su dirección es N-40 a 50° E. Otros depósitos similares se intercalan entre lutitas en el área de Castejón, Ledanca y Argecilla.

Facies de orla lacustre, (T_3^M , T_3^C). (19, 20)

Se integran aquí los depósitos carbonáticos que aparecen asociados a lutitas y margas en las unidades T_3^M y T_3^C de la cartografía de la Hoja. El área donde estas facies aparecen mejor y casi exclusivamente representadas corresponde a su parte meridional, aflorando de forma bien visible en las laderas del Valle del Tajuña. En este área es bien visible la interdigitación de las facies de orla lacustre con las facies distales de abanico, marcando además los carbonatos de techo de la primera y segunda secuencia deposicional, respectivamente. Por su parte, en el área del río Dulce-Henares, los niveles que caracterizan las facies de orla lacustre están escasamente representadas, tan sólo las correspondientes a la segunda secuencia deposicional (área de Castejón).

El estudio de estas facies se ha llevado a cabo con detalle en la sección 06 (Valderrebollo-Alaminos) (tramos 1 a 10, y 16 a 21). La estructura general de estos tramos consiste en un apilamiento de secuencias de espesor decamétrico con lutitas de tonos rosados-rojizos a verdosas o blanco-salmón y bancos más compactos con bases y techos irregulares. Las facies reconocidas son las siguientes:

- a) Lutitas masivas de tonos rosados-rojizos, frecuentemente con manchas verdosas dispersas y nódulos de carbonato irregularmente distribuidos. Estos últimos rasgos evidencian procesos de edafización desarrollados sobre las lutitas, tanto en términos de gleyación como de acumulación de carbonatos relacionados con perfiles edáficos más amplios a su techo.
- b) Margas blanco-rosadas a verdosas, masivas, con nódulos carbonáticos muy abundantes y evidencia de bioturbación por raíces. El espesor de esta facies es menor que el de la facies anterior, observándose tanto en tránsito gradual a techo de ellas o como elemento lutítico único en las secuencias (tramos superiores de la primera secuencia y tramo carbonático de la segunda).
- d) Carbonatos de tonos blancos con estructura nodular a masiva, con niveles de espesor variable que aparecen a techo de la facies carbonática anterior o bien como bancos con entidad propia. Se agrupan, dentro de esta facies general, diversas subfacies, reconocibles en algunos casos a nivel de afloramiento y, en otros, a nivel de microfacies. Estas subfacies son las siguientes: "mudstones" algo biocásticas (ostrácodos y gasterópodos dispersos), "mudstones" a "packstones" de peloides, usualmente con estructuras filamentosas algales, capas estromatolíticas planares a suavemente alomadas, "packstones-wackstones" de oncoides y peloides. Estas subfacies se estructuran de forma irregular, siendo difícil reconocer su ordenación en afloramiento. Caracterizan un ámbito lacustre muy somero, con presencia de canales oncolíticos tapizados por estromatolitos.

La disposición usual de estas facies en las secuencias es desde a) hasta d). Dentro de la primera secuencia deposicional la secuencia completa de facies aparece únicamente hacia su techo, mientras que en la segunda aparecen bien representadas las facies d), características de ambientes lacustres más persistentes. Esta evolución vertical de las facies de orla en la sección 06 se correlaciona perfectamente con el carácter expansivo que la 2ª secuencia deposicional presente en todo el área del Valle del Tajuña y que se puede demostrar equivalente a la retracción de los sistemas aluviales marginales en el área de Cifuentes-Las Inviernas.

Las facies d) constituyen los términos más netamente lacustres reconocidos dentro del complejo T₃ de unidades en la Hoja de Ledanca. Su importancia aumenta progresivamente, ya fuera de la hoja, hacia Brihuega, indicando de forma clara, una dirección E-W en la zonación de facies desde el borde ibérico. Los restantes términos miocenos netamente lacustres en la Hoja de Ledanca se disponen, de una forma precisa, a techo de todo este complejo zonado de facies, caracterizando el amortiguamiento progresivo rápido de los sistemas aluviales de influjo terrígenos y la instalación amplia de un sistema lacustre en todo el área.

1.2.4.3. Caliza de los escarpes de los páramos (T₄, T₄^M). (21, 22)

Es un conjunto de calizas lacustres en estratos tabulares de orden métrico. La potencia del conjunto es variable como se representa en las columnas esquemáticas del margen del mapa. El máximo se tiene en el eje Almadrones (50 m)-Castejón (40 m) disminuyendo hacia el SW y más rápidamente hacia el N y NE.

El límite inferior de este conjunto puede observarse como neto cuando viene directamente sobre las facies predominantemente arenosas del complejo (T_3^Q) canales-llanuras aluvial (secciones de Ledanca, Argecilia, Alaminos). La transición sobre facies, más lutíticas suele ser rápida (secciones de Mirabueno, Villaseca de Henares, Las Inviernas ...) y algo más paulatina cuanto más hacia el eje-depocentro de Castejón-Almadrones, al intercalar las facies de llanura aluvial algunos niveles de paleosuelos carbonatados o incluso de lagos-playa carbonatados.

Hacia los bordes de la cuenca, el límite inferior deviene claramente diacrónico, subiendo en la serie y ocasionando especialmente en el área de Las Inviernas una reducción de la caliza T_4 hasta solamente 2-4 metros (sección de Valdespinas; al N de Las Inviernas). En la parte norte tiene lugar, además, un cambio de facies mediante intercalación en su parte media de una cuña de lutitas rojas que hace que la caliza masiva se desdoble en dos niveles. Esta variante (T_4^M) es bien visible en Matillas, en la carretera al S de Mandayona y más acentuadamente al NE de Mirabueno.

1.2.4.3. 1. Análisis sedimentológico

Esta unidad se caracteriza por presentar facies carbonáticas bastante homogéneas que consisten en bancos de orden métrico, compactos y masivos de geometría tabular. Dichos bancos aparecen en sucesiones monótonas, intercalando lechos finos de margas de tonos marrón-crema a rosado. A nivel de afloramiento, la tendencia de la secuencialidad es difícilmente reconocible en virtud de la masividad de los bancos.

Las microfacies de estos carbonatos son algo variadas, dominando las micritas fosilíferas y biomicritas. Los componentes bioclásticos comunes son gasterópodos y ostrácodos, ocasionalmente charáceas. Otra microfacies bien definida es la constituida por "rudstones" y "floatstones" de bolas de algas y oncolitos con proporción variable de los bioclastos antes señalados. Esta última microfacies domina en la sección estudiada junto a Alaminos (sección 06) y en determinados intervalos de la sección próxima a Mandayona o en el Badiel.

El mejor punto para el análisis de estas facies con oncolitos se encuentra en la carretera de Mandayona a la Nacional II donde, entre bancos masivos de biomicritas, se sitúa un complejo de canales de oncolitos entre margas de carácter netamente lacustre. La asociación de facies presente consta de los siguientes términos:

- a) Cuerpos canalizados laxos rellenos con oncolitos. El espesor de estos canales es de 10-30 cm y la longitud determinable en afloramiento de unos 5 a 6 m como máximo. Se ordenan de acuerdo con un esquema de traslación (acomodación) en la vertical, sin llegar en ningún momento a amalgamarse. Internamente, el relleno de oncolitos presenta selección gradada positiva, perdiéndose a su techo en margas más o menos bioclásticas o arenosas o bien siendo cortados por la parte lateral de otros canales. La morfología de los oncolitos es muy variable, con neto predominio en algunos de los canales de formas elipsoidales desarrolladas sobre tallos.
- b) Margas en lechos masivos a ocasionalmente laminados de orden decimétrico, con tonos variables entre marrón rosado a gris. Contiene porcentajes variados de material clástico,

restos vegetales carbonosos y gasterópodos de concha bien conservada. Entre éstos se han reconocido, tanto limneidos como Planórbidos. Los restos de polen son muy escasos y no determinables.

El conjunto de facies observadas en esta Unidad es característica de un ámbito lacustre de carácter muy somero, pero donde son escasas las evidencias de exposición subaérea (desecación, huellas de raíces, ...). Estos rasgos son sólo reconocibles a techo de algunos de los bancos carbonáticos masivos, previo a la entrada de los lechos finos de margas intercaladas. La persistencia en vertical de los bancos de micritas y biomicritas es notable hacia la cabecera del Valle del Badiel y proximidades del borde mesozoico, al Este de Mirabueno. Ello induce a pensar que las zonas relativamente más profundas del sistema lacustre (depocentro lacustre) se situaron hacia este área, lo que coincide además con el máximo en isopacas reconocidas en el Valle del Badiel.

Por el contrario, el desarrollo de la Unidad T_4 en el sur de la Hoja (zona de Alaminos) es mucho más reducido, consistiendo sobre todo en facies ricas en construcciones algales-oncolitos que caracterizan ámbitos ligeramente más someros dentro del lago (bermas de oncolitos y travertinos). Una situación similar es observable hacia la zona de Villaseca de Henares, aunque aquí la recristalización bastante intensa de los carbonatos permite un reconocimiento sólo parcial de las estructuras algales.

En posiciones muy próximas a los bordes (zona de Matillas, Mirabueno, proximidades de Las Inviernas) los carbonatos anteriormente descritos quedan restringidos a sucesiones de escaso espesor con predominio de carbonatos de tonos blancos-amarillentos con abundantes rasgos de exposición en ambiente palustre, alternantes con margas o terrígenos finos. Todo ello evidencia la transición rápida de los ámbitos lacustres más permanentes a zonas muy someras de margen, las cuales adoptan una disposición en "onlap" sobre las facies terrígenas de los sistemas aluviales marginales (período de expansión lacustre máxima a techo de la Unidad T_4).

1.2.4.4. Alternancia de la parte alta de los parámos. (T_5^{ac} , T_5^q , T_5^g). (24, 23, 26)

Entre la caliza T_4 que forma los escarpes verticales y la unidad cartográfica T_6 que tiene en la base un nivel carbonático parcialmente cartografiable por foto aérea, hay un conjunto de morfología más blanda que mide 40 m de potencia en la parte central de la hoja y que disminuye de potencia hacia el borde NE de la cuenca (22 m en Mirabueno y 18 m en Valdespinas), donde adopta una posición translapante sobre los materiales cretácicos del relieve de dicho borde.

Hacia el Oeste al faltar, probablemente por erosión, la caliza de morfología amesetada de la base de la unidad cartográfica T_6 , parte de la serie T_5 está erosionada.

En la parte Sur, área de Alaminos, es cartografiable un nivel calcáreo, de unos 2 m de potencia, hacia la parte media de T_5 , de modo que corona un tramo de naturaleza eminentemente terrígena: arenas bien estructuradas, y algunas lutitas y margas calcáreas. En conjunto corresponde a una secuencia (parte inferior de $T_5 + T_6$; *cfr.* Fig. 2). El límite inferior es neto: arenas directamente sobre las micritas lacustres de la unidad T_4 .

La parte superior de T₅ (área de Alaminos) está constituida por unos 18 m de terrígenos: lutitas rojizas que incluyen niveles discontinuos aunque frecuentes, de gravas y arenas. Este tramo, de base erosiva, se ve coronado por 1-2 m de caliza de colores oxidados, amarillentos, finamente arenosa (depósito de agua del pueblo de Alaminos). En los pequeños cerros contiguos, todavía viene por encima la caliza lacustre de T₆ que podría así representar el final de otra secuencia que se hubiera iniciado en el tramo lutítico-granosos de la mitad superior de T₅.

La unidad T₅ cuando tiene el carácter terrígeno, cual es el caso en la parte sur, la atribuimos el símbolo T₅^Q. Hacia el N hemos dibujado un cambio de facies cuando desaparecen los terrígenos gruesos (arenas, gravas) pasando, a asignarle el símbolo T₅^{ac}. El contenido en bancos de caliza aumenta en ese mismo sentido, de manera más notable hacia la parte media de la unidad, aunque persisten las intercalaciones arcillosas y margosas. Es en esta parte media, donde C. Sesé ha encontrado, en el punto (x = 514.300; y = 4.523.700; U.T.M.), correspondiente al desvío de la N-II a Ledanca, Venta del Puñal, una fauna de micromamíferos:

Rodentia
Cricetidae
Megacricetodon debruijini
Megacricetodon ibericus
Gliridae.
Myomimus dehmi
Castoridae
Euroxenomys sp.

asociación del Vallesiense inferior, unidad MN9 de Mein (1975).

En las entalladuras del río Badiel y del río Dulce la morfología es algo más escarpada que en la parte sur aunque no tanto como el escarpe vertical de la caliza T₄ suprayacente.

Hacia la zona de Mirabueno (borde Occidental del escarpe límite norte del páramo), el tramo T₅^{ac} es predominantemente lutítico rojo y se observa un nivel calcáreo margoso noduloso en su parte media que podría ser el equivalente del citado (*cf. supra*) en la sección de Alaminos. En el contacto con la caliza superior de T₄^M se observa localmente guijarros de cuarcita.

Al N de Matillas no aparece el nivel calcáreo de referencia (T₆) lo cual puede deberse a erosión o a cambio a facies de borde lutíticas. En esa parte de la hoja hemos adoptado cautelarmente un símbolo comprensivo T₅₋₆, serie suprayacente a T₄^M, que es predominantemente terrígena roja hasta Cendejas. Hay algunos niveles de caliza que hacia el N no pueden seguirse al diluirse por cambio de facies a lutitas. Uno de estos niveles calizos tiene asociado arcillas grises fosilíferas (x = 512.700; y = 4.535.300; U.T.M.) en la primera curva de la carretera de Cendejas a Matillas, a 1900 m de Cendejas, que han proporcionado:

Megacricetodon debruijini
Megacricetodon ibericus

asociación faunística que indica una edad del Vallesiense inferior, unidad MN9 de Mein (1975).

Las lutitas, tienen un contenido variable en cuarzo fino aunque no hay las facies arenosas bien estructuradas. Esta serie se apoya directamente contra el relieve del borde de la cuenca, constituido en Cedejas principalmente por las calizas T_1^c , mediante una orla de brecha de ladera y/o pie de monte cuyos elementos proceden exclusivamente de esta formación (sobretrama de circulitos verdes en el mapa).

En continuidad hacia la parte del flanco del valle de río Henares existen, con abundancia relativa, margas grises no oxidadas con abundancia de gasteropodos todavía nacarados. Estas facies corresponden a áreas protegidas más permanentemente encharcadas. Las brechas de la orla del borde de la cuenca llegan a constituir, en la pequeña fosa que es el valle del Henares, controlada por fallas, verdaderos conglomerados masivos de elementos calcáreos poligénicos (abundancia de elementos de cuarcita), que vienen a rellenar esta cubierta interior.

1.2.4.4.1. Análisis sedimentológico

Como se ha indicado, la mitad inferior de esta Unidad, tiene en sí misma carácter de secuencia deposicional, con límite inferior bien definido en el área sur de la Hoja de Ledanca (fuerte representación de terrígenos bien estructurados en la sección 06 a la altura de Alaminos) y otras zonas marginales (Villaseca de Henares, Mirabueno). En el área de Badiel este límite viene marcado por la entrada de términos margosos-lutíticos y el amplio desarrollo de facies palustres en la parte superior de la sucesión aflorante.

A nivel morfológico, esta unidad se detecta bastante bien en campo al presentar un escarpe más tendido que los carbonatados de la Unidad T_4 a techo de la tabla calcárea con que culminan los relieves más altos de la región. Ello es debido al carácter más netamente margoso del conjunto de la sucesión, así como a la menor compacidad de los carbonatos intercalados. Este conjunto de factores hace que las condiciones de afloramiento de la unidad sean usualmente desfavorables para un estudio de sus litofacies.

El espesor medio en esta unidad oscila entre los 25-30 m.

Las facies reconocidas son las siguientes:

- a) Margas más o menos arcillosas, masivas, de tonos rosados a amarillentos y verdosos, con distribución irregular de esta coloración debida a marmorizaciones-procesos de gleyación y contenido de nódulos de carbonato.
- b) Margas grises masivas, con abundantes restos carbonosos, conchas de gasterópodos y, ocasionalmente, restos de macromamíferos (zona de Matillas-Cedejas y proximidades de Almadrones).
- c) Carbonatos masivos o ligeramente tableados de tonos amarillentos, con fauna de gasterópodos y ostrácodos.
- d) Carbonatos y calizas margosas de tonos blanco-amarillentos o grisáceos con manchas rojizas, en bancos de base y techo irregulares transicionales a margas. La estructura interna de los bancos vienen caracterizada por nodulización intensa y, muy frecuentemente, por estructura prismático tubular a mesoescala. En las secciones reconocidas esta estructura

prismática pasa en vertical dentro de cada abanico a la estructura nodular antes señalada. Son frecuentes a simple vista los planos de desecación y huecos de disolución vadosa (normalmente con relleno limoso o micrítico).

Las microfacies de estos carbonatos son muy espectaculares al presentar una gran profusión de estructuras fenestrales "vergs" de disolución en el seno del sedimento micrítico con muy escasos bioclastos. Esta micrita, con pocos o nulos terrígenos, aparece nodulizada a escala de lámina, siendo también reconocibles segmentos correspondientes a conductos finos de raíces que conservan en parte la estructura vasicular.

También a escala de microfacies se reconocen procesos de microkarstificación (seudo-karstificación, en el sentido de Freydet y Plaziat, 1982) incluyendo superficies corroides, crecimiento de empalizadas de esparita sobre ellas, y relleno posterior por "sitte" vadoso hasta completarse el hueco geopetal por mosaicos esparíticos. En ocasiones este relleno se complementa con la acumulación de pebides debido al colapso, a microescala, de las paredes de sedimento micrítico inicial.

Ocasionalmente, se reconoce el desarrollo de pisolitos vadosos que pueden confundirse con recubrimientos algales sobre "gravelles".

Tanto los rasgos presentados por esta facies a mesoescala como a microescala son claramente indicativos de depósitos propios de ambientes palustres (Freydet, 1984).

e) Areniscas con cuerpos groseramente tabulares a canalizados con estratificación cruzada tangencial de bajo ángulo a cruzada de surco. El espesor de estos cuerpos es de orden métrico. La granulometría de las arenas entra en el intervalo de arena media a gruesa, estando dominada su composición de cuarzo y fragmentos carbonáticos. Un rasgo peculiar de estas arenas, bien representadas en la sección 06, es el frecuente recubrimiento de los granos por cubiertas algales, lo que les proporciona un aspecto de arenas oolíticas en algunos de los bancos visibles. Las paleocorrientes medidas en estas areniscas indican una dirección de N 45° W.

Las asociaciones de facies y secuencias reconocidas en la Unidad T₅ conducen a su interpretación paleoambiental en términos de un complejo lacustre extremadamente somero, dominado por depósitos carbonáticos o lutíticos sometidos de forma muy permanente a condiciones de exposición subaérea y, por tanto, con transformaciones intensas del depósito original controladas por desecación, bioturbación por raíces, diagénesis precoz (disoluciones, corrosiones, micro-karstificación). Dentro de este complejo se ubican localmente zonas pantanosas con cierta acumulación de materia orgánica que favorece la preservación de restos esqueléticos de vertebrados movilizados por corrientes de escasa entidad.

La baja calidad de afloramiento de estas facies en zonas extensas dentro de la Hoja de Ledanca, impide una precisión mayor en la descripción del posible mosaico de subsistemas palustres. Se indicará, no obstante, el hecho de la presencia de facies terrígenas gruesas intercaladas entre carbonatos y margas palustres en el sur de la hoja. Las direcciones de paleo-corrientes obtenidas permiten delimitar una zona muy marginal del sistema lacustre en ese punto, siendo los

terrígenos la evidencia distal de aparatos clásticos algo más desarrollados en la Hoja de Cifuentes y teniendo una procedencia SE.

En la parte meridional de la hoja, los sedimentos descritos se prolongan hacia arriba por un tramo de terrígenos gruesos (arenas y gravas) entre lutitas rojas, todo ello característico en principio de un complejo fluvial-llanura de inundación de entidad aparentemente escasa. Las condiciones de afloramientos impiden un análisis sedimentológico más afinado, que sin embargo, puede ser llevado a cabo de manera más detallada en la Hoja de Cifuentes.

Esta parte superior de la unidad T_5^q termina en un nivel calcáreo arenoso (2 m) que corresponde a un paleosuelo desarrollado sobre carbonatos de charcas efímeras. Junto con la caliza, que por comodidad, se ha cartografiado como base de la unidad T_6 suprayacente, constituye la secuencia más superior observable en los páramos de esta parte de la hoja.

1.2.4.5. Calizas del techo de los páramos, margas, conglomerados de Algora. (T_6). (25)

En la parte más meridional de la hoja (pueblo de Hontanares), sobre las Calizas margoarenosas amarillentas (3 m) a las que se acaba de hacer referencia, vienen 7 m de caliza (dismicrita) lacustre.

En la región que se extiende al NE de Alaminos este nivel carbonático comienza por 1-2 m de caliza blanca algo arcillosa, con pequeños gasterópodos, muy bien identificables por foto aérea ya que dibuja una orla de color gris claro en los campos cultivados adyacentes a las carrasacas que suelen crecer sobre la caliza suprayacente más consistentemente.

Encima de esta caliza hay todavía más serie que se extiende por los campos labrados hacia el NE, aparentemente con contenido algo arcilloso, o su equivalente más septentrional en las cercanías de la carretera N-II, al E de Mirabueno, de carácter más carbonático ocupado generalmente por los carrascales de las encinas.

Recorriendo la pista que desde Alaminos parte en dirección de Algora se puede hacer de forma discontinua un inventario de las litologías que componen esta serie suprayacente a la caliza basal de la unidad cartográfica T_6 , sin que sea posible describir una serie ordenadamente. Abundan principalmente las calizas blancas más o menos arcillosas y margas del mismo color con abundantes gasterópodos. En los bloques de caliza amontonados en la linde de los campos se observan cavidades kársticas centimétricas con tres episodios de relleno por sedimentos de infiltración, por este orden:

1. Sedimento calcáreo rosado.
2. Sedimento calcáreo amarillo.
3. Arcillas rojas.

Hay también bloques de caliza con abundantes metros de plantas encostrantes y verdaderos travertinos; estos últimos muy abundantes localmente junto al borde con el Mesozoico.

Más hacia el interior de los materiales mesozoicos, p.ej. junto a Algora, hay retazos de conglomerados "mud-supported" (elementos carbonáticos de hasta varios dms de diámetro), discordantes y horizontales. En razón a la mayor cota que ocupan, a estas manchas, que hemos representado con una sobretrama de círculos verdes, podría serles aventurada una edad Turoliense (cf., epigrafe sobre generalidades del Terciario postectónico) pero ello solo es hipotético.

1.2.4.6. Esquema general de los sistemas deposicionales neógenos en la Hoja de Ledanca

La Hoja de Ledanca constituye un área relevante en lo que se refiere al dispositivo de los sistemas deposicionales que configuran las facies marginales neógenas en el sector NE de la Cuenca de Madrid, y en parte proporciona datos de interés sobre la evolución de estos sistemas hacia los sistemas lacustres desarrollados en partes más centrales. Desde un punto de vista tectosedimentario, se reconocen, en relación con la evolución general vertical de las sucesiones neógenas, dos episodios bastante bien diferenciados: uno, el correspondiente a las etapas de actividad de los sistemas de influjo de clásticos, en especial a través de los aparatos de abanicos aluviales en los bordes mesozoicos y, otro en que el funcionamiento de estos sistemas está prácticamente amortiguado, con escasa entidad de los relieves circundantes y amplia expansión de los sistemas lacustres (parte superior de la sucesión neógena: techo de la 4ª secuencia deposicional y secuencias deposicionales suprayacentes).

El dispositivo de abanicos aluviales a través de los que se realiza el influjo mayor clástico a la cuenca es perfectamente reconocible en la Hoja de Ledanca, donde se han podido individualizar al menos tres abanicos aluviales mayores: Abanicos del Tajuña, Las Inviernas y Baides, los dos primeros con direcciones axiales más o menos normales al trazado del borde mesozoico y el tercero con una dirección SW posiblemente controlada por las lineaciones estructurales de la zona de entronque entre las direcciones ibéricas y las del Sistema Central (anticlinal de Baides, falla de Sigüenza). Estos sistemas de abanicos aluviales mayores pueden llegar a coalescer en sus facies más distales, tanto entre los reconocidos dentro de la hoja, como con las facies de otros sistemas adyacentes (abanico de Jadraque, al W, y abanico del Tajo, hacia el Sur ya en la Hoja de Cifuentes). La arquitectura general de estas facies marginales se complementa con el desarrollo de otros abanicos menores, con zonación de facies menos compleja y composición de clásticos condicionada por áreas fuente locales, siendo el caso más peculiar el de las formaciones evaporíticas paleógenas del área de Matillas. El menor grado de estructuración dentro de las facies marginales viene representado por depósitos de ladera, con configuración de cuñas y extensión lateral y longitudinal reducidas. La visión idealizada de todo este dispositivo de sistemas es presentada en la Figura Nª4.

La relativa escasa entidad de los sistemas abanicos aluviales, con longitudes mayores del orden de varios kilómetros, conduce, inicialmente, a caracterizarlos como abanicos aluviales áridos. No obstante, esta caracterización resulta un tanto restrictiva a la vista de las facies presentes y su distribución, así como de la tipología de los depósitos lacustres con que se interdigitan. Desde nuestro punto de vista, es más adecuado pensar en abanicos desarrollados bajo condiciones de influjo de agua en conjunto más elevados que los previsibles en un típico abanico seco, pre-setando unas características mixtas con sistemas fluviales terminales, en los que se disponen canales de drenaje bastante fijos en posiciones distales, configurándose en estas zonas com-

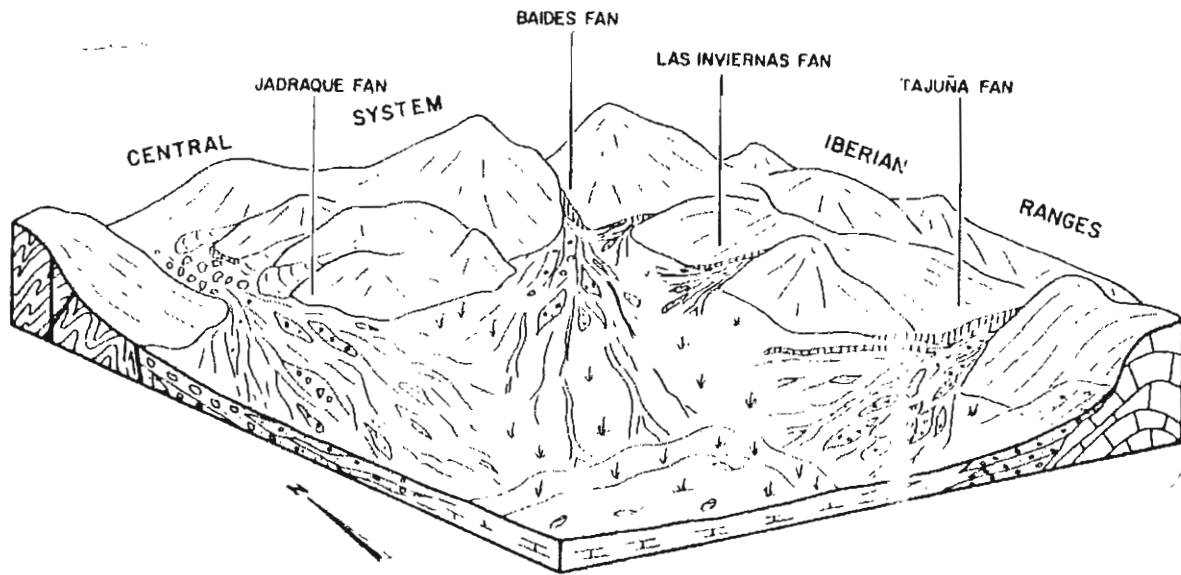


Fig. 4 . Esquema idealizado de la distribución de sistemas de abanicos aluviales y su transición a sistemas lacustres en el borde NE de la cuenca de Madrid (Calvo *et al.* , 1989.

plejas de canales fluviales-llanuras de inundación. Por su parte, los sistemas lacustres asociados presentan rasgos escasamente evaporíticos.

La amortiguación en el funcionamiento del dispositivo de sistemas de influjo de clásticos conduce y/o es coincidente con la expansión de sistemas lacustres muy someros que llegan a "solapar" con los bordes mesozoicos. Una primera etapa en este cambio de régimen deposicional en toda la zona viene marcada por depósitos lacustres relativamente homogéneos con escasos rasgos de emersión. El depocentro local de este sistema lacustre inicial se localiza en el área de Badiel, aunque en realidad constituye uno de los depocentros más importantes de estos sistemas lacustres marginales a nivel de toda la cuenca. El adelgazamiento de las isopacas de estos carbonatos lacustres es neta, tanto hacia el norte (proximidades de Cendejas) como hacia el Sur y el Este (Alaminos, Las Inviernas, respectivamente) e incluso hacia el W, aguas abajo del río Badiel, lo que viene acompañado con la presencia en esos puntos de facies con rasgos palustres más frecuentes y/o facies con amplio desarrollo de estructuras algales correspondientes a zonas de ribera de lago.

Una segunda etapa dentro del desarrollo de estos sistemas lacustres marginales viene dada por la Unidad T₅, caracterizada por depósitos palustres muy persistentes en la vertical y con evidencias litoestratigráficas que permiten deducir un cierto cambio en la distribución paleogeográfica del sistema. La evidencia más neta viene dada por la entrada de terrígenos gruesos entre las secuencias palustres en el área sur de la hoja (zona de Alaminos), facies que, por estudios en la Hoja de Cifuentes, pueden correlacionarse con los amplios sistemas distribuidores de carácter fluvial y procedencia SE.

Por último estos sistemas lacustres terminales se completan con un sistema deposicional netamente clástico (secuencia de la parte superior de la Unidad T₅) que, en principio, puede corresponder a depósitos muy altos dentro del Mioceno (Unidad Superior, *pro. parte*) presentando como en la mitad inferior de la Unidad T₅ una mayor granulometría hacia la parte sur y un carácter más calcáreo hacia el centro de la hoja. Esta última secuencia se completa con la caliza de la unidad T₆ en las cotas más altas de los páramos, caliza de gran regularidad horizontal en su potencia y características, reflejando un nuevo cambio paleogeográfico de ámbito cuencal.

1.3. CUATERNARIO

Las formaciones geológicas más recientes están representadas, principalmente, por los depósitos aluviales de los ríos Henares, Duice y Tajuña, así como por los depósitos de regularización de vertientes de origen periglaciario, que se extienden recubriendo el talud del escarpe del Páramo existente en la margen izquierda del río Dulce, en ambos márgenes del río Badiel, y los existentes en la margen izquierda del río Tajuña en las proximidades del embalse de la Tajera. Los conos aluviales, coluviones y fondos de dolina, en general, son formaciones de escasa importancia y extensión reducida.

Merecen especial atención una serie de canales colgados sobre la "Superficie del Páramo de la Alcarria", de carácter meandriforme, por su relación con los momentos iniciales de la instalación de la red fluvial cuaternaria en este sector.

Son escasos los estudios acerca del Cuaternario de esta zona. Únicamente cabe destacar el estudio de carácter regional que realiza GLADFELTER (1971) en la Cuenca alta-media del río Henares, y otros de carácter temático que abordan problemáticas muy concretas, bien en esta misma zona o en áreas adyacentes, como son los estudios sobre depósitos de origen periglacial (ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN, 1976), sobre carbonatos fluviales cuaternarios (ORDOÑEZ *et al.* 1981, 1987), o sobre niveles fluviales del valle del Tajuña (ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN, 1977).

1.3.1. Terrazas y depósitos de fondo de valle (28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35 , 37, 38)

Los cauces principales que drenan la zona ocupada por la hoja de Ledanca, corresponden al sistema fluvial Henares-Dulce, en la zona septentrional, y al río Tajuña, en la zona meridional.

En estos dos sistemas fluviales, aunque tienen su origen en un mismo conjunto montañoso, la Cordillera Ibérica, las pequeñas variaciones en la naturaleza de los materiales que drenan sus cuencas, han condicionado las características litológicas de sus depósitos que, por otra parte, son el resultado de los procesos de acreción lateral y vertical de los sedimentos que han transportado durante el Cuaternario.

1.3.1.1. Sistema Henares-Dulce (31, 32, 33, 34, 35, 37, 38)

El curso actual del río Henares discurre, con dirección NE-SO, por el cuadrante NO de la hoja, cerca de cuyo borde, en las proximidades de la Estación de Matillas, tiene lugar la confluencia del río Dulce, que siguiendo una dirección E-O, discurre por la zona septentrional de la hoja.

Se han reconocido y cartografiado un total de 5 terrazas, con cotas relativas respecto al cauce a: +65m; +40-45m; +30-34m; +17-20m; +6-8m, y la llanura aluvial, en la que el cauce actual se encuentra encajado de 2 a 3 metros, constituyéndose esta como el nivel de aterramiento más moderno. Esta última, junto con el nivel de terraza inferior (+6-8m), pertenecerían a la terraza o Superficie de la Campiña de GLADFELTER (1971).

Esta secuencia de terrazas se encuentra completa en el tramo del valle del río Dulce, comprendido entre las localidades de Matillas y Mandayona. En el valle del río Henares estas solo aparecen aguas abajo de su confluencia con el anterior, mientras que aguas arriba de esta solo se encuentra representado el nivel de terraza más inferior y la llanura aluvial.

Litológica y texturalmente, las terrazas de este sistema fluvial no son uniformes dentro del área de la hoja de Ledanca.

La terraza más alta (+65m), únicamente esta representada en la margen derecha del río Dulce, a la altura de la localidad de Mandayona, en forma de dos pequeñas plataformas constituidas por 3-4 metros de depósitos tobáceos fuertemente consolidados, que reposan sobre arcillas rojizas miocenas. En lo que respecta a las estructuras de estas masas tobáceas, predominan las de tipo horizontal, con tobas estromatolíticas y tobas de tallos como facies características, entre las que aparecen intercalados niveles muy finos de 2 a 10 cm de lutitas tobáceas.

La terraza situada a +40-45m, también aparece exclusivamente en las proximidades de Mandayona, pero esta vez en su margen izquierda (Escuela de Mandayona, y Ermita de la Soledad). Esta constituida por un conglomerado de gravas y cantos de Caliza, y de cuarcita y arenisca en menor proporción, groseramente estructurados y fuertemente cementados por carbonatos de tipo tobáceo. Culminando este depósito se encuentra a techo, una capa de 4 a 5 metros de espesor de depósitos tobáceos, estructurados finamente en niveles estromatolíticos (facies microstromatolíticas), entre los que se intercalan niveles de tobas de tallos. Este último depósito tobáceo se encuentra limitado a base por un depósito detrítico de naturaleza oncolítica, y a techo, por unos limos tobáceos blanquecinos, que engloban cantos dispersos de caliza miocena, mesozoica, y tobácea.

Tentativamente, y de acuerdo con GLADFELTER (1971), hemos correlacionado por alturas estos dos niveles de terrazas tobáceas., con una serie de replanos en conglomerados miocenos, que aparecen a lo largo de toda la margen izquierda del río Dulce a alturas relativas muy similares a la de los anteriores, asumiendo el hecho de que constituirían un mismo nivel de base, quedando en la actualidad como "terrazas rocosas", es decir, sin depósitos (ver Mapa Geomorfológico).

Los restantes niveles de terraza, así como la llanura aluvial, están constituidos por facies de barras de cantos y gravas subangulosos-subredondeados, de caliza mesozoica y miocena mayoritarios, así como, en menor proporción de cuarcita, calizas tobáceas y silex, con intercalaciones de niveles de arenas de grano medio-grueso, con estratificaciones cruzadas de surco. Estas por lo general, pasan hacia techo a facies de llanura de inundación, constituidas por arcillas arenosas, arcillas y limos sin estructuración aparente, en los que aparecen intercalados arenas margosas y limos tobáceos, que presentan numerosos fragmentos de gasterópodos, tubos de raíces en posición vertical, así como cantos dispersos de caliza y caliza tobácea.

Cabe destacar que toda esta serie de depósitos fluviales poseen una selección muy pobre, a veces prácticamente nula, y una estructuración muy poco marcada.

Por otra parte, señalar que el porcentaje de cantos de cuarcita, así como el grado de elaboración de los cantos, es algo más elevado en los depósitos del río Henares que en los del Dulce, consecuencia de que tanto este primero como sus afluentes, drenan aguas arriba de esta hoja los materiales pertenecientes al Buntsandstein.

Los afluentes principales del sistema Henares-Dulce en esta hoja, provienen de su margen izquierda, y corresponden a los arroyos de la Barra, Valdelaguna y todo el sistema de arroyos que proceden del escarpe de la "Superficie del Páramo de la Alcarria" entre las localidades de Matillas y Mandayona ; siendo el río Badiel el más importante de ellos, desaguando en el Henares en la hoja de BRIHUEGA (21-20). Todos estos poseen fondos de valle colmatados por arenas de naturaleza calcareo-cuarcítica, y arcillas con gravas y cantos de caliza, arenisca y cuarcita, con potencias comprendidas entre 0,5 y 2 metros.

1.3.1.2. Valle del Tajuña (28, 29, 30, 37, 38)

Este, apenas insinuado en la zona ocupada por esta hoja, atraviesa el cuadrante SE de la misma siguiendo una dirección NE-SO.

Las terrazas identificadas y cartografiadas en este estudio, además de la llanura aluvial a +2-3m, alcanzan el número de 3, con alturas relativas respecto al cauce de: +40m, +60m, +70m. Es necesario precisar que en la secuencia de terrazas descrita, faltan los niveles inferiores a los 40 metros, que se encuentran presentes en la hoja de Cifuentes (512) (ASENSIO AMOR Y GONZALEZ MARTIN, 1973).

Estas terrazas, así como la llanura aluvial, están constituidas fundamentalmente por gravas y cantos, cuya composición petrográfica por orden de importancia es de caliza mesozoica, cuarcita, caliza miocena, arenisca, y sílex, engastados en una matriz arenosa fina, ausente en muchas ocasiones.

La fracción arenosa aumenta en las facies de llanura de inundación, que finalizan con limos arenosos y arcillas sin estructuración aparente. Los espesores vistos nunca sobrepasan los 3 metros.

Los afluentes principales del Tajuña corresponden, en este área los que provienen de su margen derecho, y son los arroyos de la Vega, del Prado y del Olmo de San Roque, en la zona de la Cuenca Terciaria, y los barrancos del Reato, Concejalillas, y Valmasegosos, en la zona de la Cordillera Ibérica. Estos poseen fondos de valle colmatados por arenas cuarcítico-calcáreas, y limos arenosos y arcillas, con cantos dispersos poco elaborados de caliza, cuarcita y arenisca fundamentalmente. Alcanzan potencias a veces superiores a los 5 m, como ocurre en las cercanías del embalse de la Tajera.

Es de destacar una mayor elaboración y selección de estos depósitos, con respecto a los del sistema Henares-Dulce.

Por otra parte señalar que, tanto los ríos Dulce como Tajuña, en su recorrido por la Cordillera Ibérica, se encuentran fuertemente encajados constituyendo estrechos cañones de fondo plano, que presentan en general un nivel de aterrazamiento a 2-3 metros, constituido por materiales de naturaleza tobácea y travertínica, no representados en el mapa por no poseer entidad cartográfica a la escala de este estudio. Estos niveles han sido ampliamente descritos por ORDÓÑEZ *et al.* (1981).

1.3.1.3. Cronología de los depósitos fluviales

Los únicos niveles fluviales que han sido datados son: el nivel inferior (+6-8m) y la llanura aluvial (+2-3m) del río Dulce en las proximidades de Mandayona. Estos, datados por GLADFELTER (1971) mediante C^{14} , dan edades comprendidas entre los 4.020 y 19.700 años, lo que sitúan a estos depósitos dentro del Holoceno o Pleistoceno superior tardío, edad que da este mismo autor para la "Formación Campiña".

Para los restantes niveles de terraza, tanto del sistema Henares-Dulce como del río Tajuña, se establece una cronología relativa. Esta, a falta de datos paleontológicos e isotópicos en nuestra zona de estudio, se basa fundamentalmente en la correlación de las alturas relativas respecto al cauce, de estos niveles con los niveles existentes en ambos sistemas fluviales en zonas más centrales de la Cuenca de Madrid. En estas zonas la cronología se establece en base a la existencia de restos paleontológicos o por el desarrollo edáfico que presentan dichos niveles.

Así, de una manera tentativa, el Pleistoceno superior estaría representado por el nivel de terraza de +17-20m; el Pleistoceno medio por los niveles de +30-34m, +40-45 y +65m en el sistema Henares-Dulce, en función de la cronología establecida por GALLARDO *et al.* (1987) para el valle del Henares en las proximidades de Azuqueca.

Siguiendo este mismo criterio los niveles de terraza del río Tajuña presentes en la hoja, pueden considerarse como pleistoceno medio.

1.3.2. Derrubios ordenados

Estos depósitos se encuentran situados en las vertientes meridionales de los ríos Dulce, Badiel y Tajuña (zona del Salegal, Embalse de la Tajera), así como de manera más discontinua en la vertiente septentrional del río Badiel y en los taludes próximos a la localidad de Cogollor.

Son acumulaciones de materiales detríticos de espesores comprendidos entre los 2 y 6 metros aproximadamente, y dispuestos en una alternancia de niveles claramente distinguibles por diferencias del tamaño de los cantos y por el contenido de matriz arcillosa.

La inclinación de estos lechos es relativamente fuerte, con ángulos próximos a los 30°, lo cual indica una importante pendiente de las laderas de los valles con anterioridad a la aparición del depósito. En algunas ocasiones estos niveles presentan un aspecto festoneado, así como intercalaciones de niveles limoarcillosos de tonalidades verdosas, dispuestos a modo de canales.

Cada unidad o capa se caracteriza por una buena clasificación, así como por la gran angulosidad y aplanamiento de los cantos.

Las características morfométricas de los cantos, su disposición en lechos y el aspecto festoneado de los mismos, indican que el depósito se originó por una intensa fragmentación de la roca origen por procesos de gelivación (hielo-deshielo), deslizando los derrubios por la ladera mediante solifluxión, o por aguas de arroyada procedentes de la fusión del hielo. Todos estos aspectos indican un origen periglacial de estos depósitos (como señalan ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN, 1976).

Por lo general estos depósitos están poco cementados y poseen escasa matriz, siendo esta muy heterométrica y principalmente limo-arcillosa. El estudio del material limoso realizado por ASENSIO y GONZALEZ (1976), indica un origen eólico evidenciando condiciones climáticas y biogeográficas propicias para el desarrollo de fenómenos periglaciares.

Dentro de estos depósitos podemos distinguir los denominados "grezes litéas", con cantos muy pequeños y homométricos, y los "groizes" con elementos de dimensiones algo mayores y más heterométricos.

En algunos casos todo el depósito se presenta de forma erosiva sobre el sustrato terciario rellenando a modo de grandes canales de escala decimétrica.

Si bien estos depósitos no han podido ser datados, su edad debe remontarse al cuaternario reciente y correlacionarse al menos con el último periodo glaciario (Würm). La escasa cementación y degradación del depósito, la ubicación de estos sobre niveles de terraza holocenos en el valle del Tajuña (ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN, 1976), así como la presencia de materiales reelaborados provenientes de estos depósitos y situados en nuestra zona de estudio sobre las terrazas más bajas y llanura aluvial, pueden avalar esta hipótesis.

1.3.3. Conos aluviales y coluviones (39, 40)

Los conos aluviales son muy numerosos, principalmente observables en la desembocadura de la mayor parte de los arroyos que drenan a los ríos Henares, Dulce y Badiel.

Especialmente desarrollados son los que aparecen en la margen derecha del río Dulce y en ambos márgenes del río Henares, en donde estas formas son coalescentes tapizando una importante extensión del nivel de terraza inferior (+6-8m).

También son de destacar los conos aluviales que se desarrollan en la margen izquierda del río Dulce, apareciendo como depósitos individualizados.

Los conos aluviales coalescentes están relacionados en algunos casos con accidentes tectónicos del sustrato.

La litología de estos depósitos es bastante monótona, tratándose en la mayor parte de los casos de materiales arenosos o arcillo-arenosos con niveles de cantos poligénicos subredondeados subangulares, formados a expensas de las facies detríticas y carbonatadas del Terciario, así como de la reelaboración de los derrubios ordenados de origen periglaciario, como es el caso de los conos situados en el valle del río Badiel y en la vertiente izquierda del valle del río Dulce.

Estos depósitos serían holocenos ya que se sitúan, bien sobre el nivel de terraza inferior (+6-8m) o bien sobre la llanura aluvial, datados como tales (GLADFELTER, 1971).

Los coluviones presentan una composición íntimamente relacionada con la litología y textura del relieve del que proceden. Estos depósitos están asociados a los relieves en cuesta presentes en la Cordillera Ibérica, a los niveles más competentes que conforman la "Superficie del Páramo de la Alcarria", así como en zonas de menor altitud reelaborando los derrubios ordenados (especialmente observables en ambos márgenes del río Badiel).

Asociados con relieves en cuesta cabe destacar aquellos que aparecen entre Algora y Torremocha del Campo, en las proximidades del pico Rebollar (1.147 m). Las potencias de estas formaciones superficiales no superan los 4m en ningún caso.

1.3.4. Sedimentos asociados a los fondos de dolina y a los canales colgados del Páramo. (41, 27)

Dolinas y uvalas están ampliamente desarrolladas sobre la "Superficie de erosión exhumada Intramiocena" Estas formas karsticas son suaves depresiones de fondo plano y de contornos más o menos circulares, alcanzando la mayor de ellas una longitud próxima a los dos kilómetros en el eje mayor de alargamiento.

En la gran mayoría de los casos, presentan en su fondo depósitos de arcillas de descalcificación ("terra-rosa") en la que se encuentran empastados cantos de caliza dispersos con tamaños comprendidos entre 2 y 4 cm y muy poco elaborados (angulosos-subangulosos).

La edad de estos depósitos comprendería desde el Pleistoceno inferior hasta la actualidad, ya que los procesos de karstificación que los han originado, han venido actuando desde que quedó exhumada la Superficie de erosión Intramiocena sobre la que se desarrollan.

Asociados a los canales colgados del Páramo, situados principalmente en el sector suroccidental de la hoja, que actualmente no presentan actividad hídrica detectable en su lecho, aparecen unos depósitos constituidos por limos, arcillas rojas y arenas limo-arcillosas con cantos dispersos principalmente de caliza.

A estos depósitos cabe atribuirles una edad Plio-Cuaternaria, debido a que los canales a los que se asocian representan antiguos testigos de los momentos iniciales del encajamiento de la red fluvial cuaternaria, quedando posteriormente colgados y degradados producto de los continuos descensos del nivel de base de los ríos Henares, Jarama y Tajuña, convirtiéndose en una confusa red de canales.

2. TECTÓNICA

2.1. DESCRIPCIÓN POR ÁREAS

Dentro de la mitad oriental de la hoja ocupada por materiales del mesozoico existen pliegues de dirección ibérica (N/140°-150°E) y también otros de dirección paralela a la del Sistema Central (N/50°-70°E).

Los pliegues de dirección N/50°-70°E se encuentran, en la parte más oriental, en un dominio de disposición en general tabular de buzamientos suaves que conecta hacia el E con la región también llana de Keuper y Carniolas que se extiende hasta Medinaceli.

Estos pliegues se localizan en la parte suroriental de la hoja en materiales del Cretácico Superior. Hay que destacar, atendiendo a sus dimensiones, la más septentrional de estas estructuras

que es el anticlinal de Renales, en cuyo núcleo aflora el Jurásico hasta el Keuper. En la vecina hoja de Sigüenza al Norte de este área, hay otras estructuras anticlinales de dirección "Sistema Central": la de Peregrina con núcleo en Keuper y el gran anticlinal de Sigüenza en donde llega a aflorar ampliamente el Bunt. A esta estructura nos referiremos más adelante.

En esta parte más oriental que estamos considerando dentro de la hoja, se da la circunstancia de la ausencia de pliegues bien desarrollados de dirección ibérica si exceptuamos las suaves ondulaciones cercanas a Torremocha.

Los anticlinales bien desarrollados de dirección ibérica se encuentran exclusivamente en un haz de pliegues, de vergencia al Oeste, cercano al borde de la cuenca terciaria del Tajo. La frontera, entre esta unidad con pliegues de dirección ibérica y la parte más oriental de estructuración tranquila, pasa por la traza axial del sinclinal de Algora de amplias dimensiones cartográficas. En este sinclinal se da la circunstancia de que su flanco E buza poco (5° - 15°) en comparación con los buzamientos del flanco W (35° - 45°) al contrario de lo que cabría esperar en una vergencia hacia el Oeste. Adosado a este sinclinal está el anticlinal del Cerro de San Cristóbal, ya de clara vergencia hacia el Oeste, con capas que llegan a estar verticales en su flanco occidental. Este anticlinal cruza toda la hoja de Norte a Sur. En el sector norte, el haz se completa con otros anticlinales (Aragosa, etc.) cada vez más vergentes hacia el Oeste, que pueden observarse espectacularmente en la garganta del río Dulce, y que llegan a presentar flancos volcados y con fallas inversas. Estos anticlinales, hacia el S, se ocultan debajo del Terciario postectónico que en sus niveles más altos desborda sobre el relieve de la Ibérica; en la parte meridional de la hoja vuelven a aparecer otros que son prolongación o relleno de los del norte y cuya vergencia hacia el Oeste no es tan acusada (corte IV-IV').

Por datos de sismica se ve la existencia de un límite occidental abrupto de este haz, que coincide con el límite de la cuenca Terciaria, que hace descender el Cretácico hasta la cota 1.700 m.

En la mitad occidental de la hoja, ocupada por el Terciario, todas las direcciones de estructuras visibles en superficie o en sismica y los principales rasgos fisiográficos están más de acuerdo con la dirección del Sistema Central, siendo inexistente cualquier rasgo significativo de dirección ibérica.

El anticlinal de Baides que ocupa el rincón noroeste de la hoja tiene una culminación muy llana en los yesos y arcillas del Garum y calizas T_1^c suprayacentes que con disposición subhorizontal, salvo pequeñas ondulaciones, arman los relieves del área asentada al N de Cendejas. El sondeo de Baides que exploró esta estructura hasta el basamento, fue implantado en el barranco de Valdelagallega, al NW de una de estas ondulaciones en la que llegaba a aflorar el techo de los carbonatos del Cretácico.

La estructura de Baides tiene un flanco de dirección N- 45° -E muy abrupto en el cual las capas de las calizas T_1^c las encontramos verticales en los cerros que jalonan por el Este el valle del río Henares cerca del límite norte de la hoja. Estas capas, en su corrida hacia el Suroeste, siempre bordeando por el Este el aluvial del Henares, llegan a volcarse y en la entrada del barranco de Valdeagua llegan a buzar invertidas 50° al NW; más al SW, en el siguiente barranco de los la-

terales del Henares, 1 Km al NW de Villaseca, éstas mismas capas se enderezan y forman una charnela a la cual culminan en disposición horizontal.

El tramo correspondiente del río Henares según esta dirección mencionada N-45°-E, entre Matillas y Baidés, paralela al flanco de la estructura de Baidés, tiene un aluvial de unos 300-400 m de anchura morfológicamente encajado en las calizas y yesos a las que venimos haciendo referencia. Dicho encajamiento por erosión, ha sido propiciado por la existencia de, al menos, dos fallas de esa dirección. Una se sitúa en la margen norte de dicho valle, y su escarpe ha alimentado activamente la acumulación de conglomerados de edad Mioceno, en una depresión ya prefigurada según la disposición referida. La otra falla se observa claramente en el Mioceno, 2,5 Km al E de Cendejas, paralela a la anterior, y su prolongación hacia el NE se oculta debajo del Cuaternario del río Henares.

Las calizas T^c_1 del flanco SE de la estructura de Baidés se completan con otros tramos estratigráficos del Terciario (*cfr.* capítulo de estratigrafía). Digamos aquí que las capas suprayacentes T^t_1 y las dos discordancias, base del T_2 y base del T_3 respectivamente, en la zona de Baidés, donde mejor hemos descrito las series, tienen un buzamiento no muy acentuado (Schoederer, 1930). Hacia el SW y ya dentro de la hoja, las capas del T_2 se verticalizan al mismo tiempo que su discordancia basal bisela a la casi totalidad de las capas del T^t_1 . En el barranco de Valdeagua la T_2 llega a estar 70° buzando hacia el NE en posición invertida. A su vez estas capas son biseladas por la serie posttectónica T_3 (con un suave buzamiento, no obstante de sus capas basales de unos 5-100 hacia el S), la cual llega a apoyarse directamente sobre las calizas T^c_1 de Cendejas. Así pues, hay una acentuación del movimiento e importancia del efecto de erosión de las discordancias, en el flanco SE de la estructura de Baidés, en dirección hacia el Sur. No obstante, el límite sur de dicha estructura queda oculto debajo de la serie T_3 traslapante sobre dicha estructura y alimentado, en sus niveles más inferiores observables, por la erosión de los yesos y calizas T^c_1 de la estructura de Baidés, al menos en la corrida de Matillas (T^M_3).

En el resto del área ocupada por el Terciario las capas están prácticamente horizontales ya que pertenecen a la serie posttectónica.

2.2. DATOS DE SUBSUELO

Gracias a la observación de la sísmica de reflexión, se pueden hacer algunas precisiones en relación con la estructura de Baidés, y el anticlinal de Santa Bárbara, parcialmente dentro de la hoja, al nivel del Cretácico y Terciario T_1 . Análogamente a la estructura de Baidés, el anticlinal de Santa Bárbara lleva una dirección paralela al Sistema Central y en su flanco sur hay una falla inversa de pequeño salto (200 m de componente vertical).

En los cortes geológicos I-I' y II-II' se han dibujado algunos reflectores reales de sísmica de reflexión que, o bien coinciden con límites de formación, o bien sirven para ilustrar y apoyar la interpretación tectónica. Dichos reflectores se han restituido a partir del perfil tiempo en función de la ley de velocidades adecuada. Los perfiles de sísmica muestran las discordancias que separan las series T_3 , T_2 y T_1 entre sí. Estas discordancias se observan bien en el perfil próximo y paralelo al corte I-I': en el flanco SE del anticlinal de Baidés y en la terminación SE de la cul-

minación del anticlinal de Santa Bárbara; (en este último lugar en lo que se refiere a la discordancia base del T_2). En el flanco del anticlinal de Baidés el hecho más relevante es la existencia de una falla inversa, vista en sísmica y no visible sobre el terreno, cuya prolongación teórica vendría a salir en las proximidades del río Dulce al SE de Villaseca. Dicha falla se ve que es anterior al depósito del T_3 y es contemporánea de la serie T_2 . Al nivel del Cretácico tiene un desplazamiento de unos 700 m, según el plano de falla. Dicha falla, si coincide en posición y dirección con el río Dulce, puede explicar la terminación meridional de la estructura de Baidés donde la serie T_3 posttectónica oculta dicho borde sin que aflore la serie paleógena.

Otro rasgo a destacar es la continuidad de la base de la serie T_3 que se hunde a partir de dicho flanco hacia el Sur hasta profundidades mayores de 600 m contados a partir de la superficie. A nivel del techo del Cretácico, no obstante, el desnivel entre la culminación de Baidés y el fondo de la cuenca terciaria es de 2.500 m.

En el otro corte II-II', que coincide con un perfil de sísmica desde el sondeo de Santa Bárbara, hasta el flanco de la Cadena Ibérica, se pueden deducir también las relaciones angulares entre las dos discordancias dentro del Terciario. Ello en la parte del perfil en que los horizontes suben hacia el borde NE de la cuenca hasta una falla inversa bien visible en sísmica (desplazamiento 400 m al nivel del Cretácico), más allá de la cuál están los pliegues del haz de dirección ibérica (cfr. supra). Estos pliegues que afectan también a la serie T_2 (fenómeno visible en el desfiladero del río Dulce, donde la serie T_1 es prácticamente inexistente), fueron erosionados según una pendiente morfológica correspondiente al flanco de la Cadena Ibérica sobre la cuál se apoya translapante la serie del Mioceno postorogénico.

Señalemos que el desnivel, tomando como referencia al Cretácico, entre los pliegues más altos y el fondo de la cuenca terciaria es de 2.200 m.

2.3. RESUMEN ACERCA DE LAS DIRECTRICES TECTÓNICAS Y EDAD DE LAS FASES QUE LAS ORIGINAN

Los pliegues de dirección Ibérica se presentan de manera neta y exclusivamente en el borde de la Cadena Ibérica con la cuenca terciaria del Tajo.

En la mitad occidental de la hoja, correspondiente al Terciario hay dos grandes estructuras anticlinales: Baidés y Santa Bárbara que hacia el Este se amortiguan, no habiendo señales de su prolongación en el haz de pliegues de dirección ibérica. No obstante más hacia el E reaparecen dos estructuras, (las dos más importantes de aquellas que tienen dirección Sistema Central en el Mesozoico aflorante). Una es el anticlinal de Sigüenza, en la vecina hoja del mismo nombre, de grandes dimensiones y núcleo en el Triásico inferior; que está en la prolongación de la estructura de Baidés. Otra es el anticlinal de Renales que correspondería a la prolongación oriental del anticlinal de Santa Bárbara.

Al contrario que en el caso del haz de pliegues muy largos del borde de la Ibérica que presenta una buena organización cilíndrica en la dirección de los ejes, las estructuras paralelas al Sistema Central no tiene una gran longitud; ello en lo que se refiere a las grandes estructuras descritas,

como a otras más pequeñas de longitud todavía más breve. Estas características sugiere la existencia de algunos controles de dirección NW-SE que propiciarían el acentuamiento o la amortiguación de la cantidad de acortamientos.

Generalmente las estructuras menos trastornadas suelen ser las últimas en haberse producido. Tal sería el caso de los pliegues del borde de la Ibérica que acompañan al escalón de más de 2.000 m que habría hecho subir a los anticlinales de Renales y Sigüenza con relación a los de Baidés y Santa Bárbara respectivamente. Así consideradas las cosas, el plegamiento de dirección Sistema Central sería anterior al de dirección Ibérica. Ello coincide con los criterios de antecedentes deducidos por el análisis de las familias de estilotitos por M. Alvaro (1975). En este sentido estaría también el hecho de que el anticlinal de Santa Bárbara, aunque de estructura muy laxa, solamente está deformado anteriormente a la discordancia base del T_2 .

No obstante si admitimos la idea que hemos apuntado (*cf. supra*) de la existencia de una compartimentación según bandas, de dirección transversa al Sistema Central, de comportamiento tectónico diferente, podría considerarse la posibilidad de que el haz de pliegues Ibéricos no hubiera sido afectado durante o después de su producción por directrices o accidentes de dirección Sistema Central.

Desde el conocimiento que ofrece el estudio de las discordancias, tanto en superficie como en subsuelo, ambas discordancias, (base de la serie T_2 y base de la serie T_3), están presentes con intensidad parecida en relación con flancos de dirección Sistema Central (Baidés-Villaseca) como de dirección Ibérica (Aragosa-Mirabueno).

Si bien la estructura de Santa Bárbara sólo funcionó antes de la serie T_2 , los dos bordes abruptos de la cuenca del Tajo, (el del Sistema Central con la estructura de Baidés adosada, y el del Sistema Ibérico), habrían funcionado simultáneamente a partir del momento en que la serie sintectónica T_2 empezara a depositarse con un máximo en la intensidad de deformación al final de la misma.

3. GEOMORFOLOGÍA

Orográficamente la hoja de Ledanca se caracteriza por la existencia de un nivel topográfico general bastante plano (1.118-1.040 m), ligeramente inclinado hacia el SO, donde se encuentra el relieve típico de los páramos, dando amplias llanuras sobre la cota de 1.040-1.060 m, cortadas por profundos y alargados valles encajados unos 200 m en ellas.

Desde el punto de vista geológico la hoja se sitúa en el borde NE de la Cuenca Terciaria de Madrid, quedando limitada al Este por los relieves de la Cordillera Ibérica. Generándose, como consecuencia, dos grandes ámbitos geomorfológicos, condicionados fundamentalmente por las distintas características litológicas y estructurales de los dos grandes conjuntos geológicos existentes (Cordillera Ibérica / Cuenca Terciaria).

Por una parte se encuentra la Cordillera Ibérica que ocupa la mitad oriental de la hoja. Está constituida por materiales mesozoicos, fundamentalmente calcareos, estructurados en sinclinales y anticlinales con dirección preferente NNO-SSE, subparalela a la del límite cordillera-cuenca que atraviesa de norte a sur a la hoja. A favor de éstas estructuras se instala la red de drenaje según un modelo paralelo-subparalelo, en donde la mayoría de los arroyos se encajan a favor de los ejes anticlinales, dando lugar a un relieve de tipo Jurásico invertido poco marcado. Este se hace más patente en la zona de borde con la cuenca terciaria, donde existen una serie de valles paralelos enmarcados por relieves en cuesta en algunos casos fuertemente embarrancados.

Por otro lado se encuentra la Cuenca Terciaria de Madrid, que ocupa algo más de la mitad occidental de la hoja. Esta está constituida por materiales terciarios fundamentalmente detríticos culminados a techo por niveles carbonatados de mayor competencia, estructurados en anticlinales y sinclinales muy laxos de dirección NE-SO (MOYA Y KINDELAN, 1961; GLADFELTER, 1971).

Estos son enrasados por la Superficie del Páramo de la Alcarria, que topográficamente coincide con las superficies M₂ de SCHWENZNER (1936) y C de GLADFELTER (1971), no así en edad y significado. Esta aparece enmarcada por los valles de los ríos Dulce y Henares al norte y por el Tajuña al sur, situándose el río Badiel encajado dentro de ella en el sector centro-occidental.

Los elementos morfológicos mejor representados lo constituyen las superficies. La más alta se sitúa a unas cotas que varían entre los 1.150 y 1.110 m, estando ligeramente inclinada hacia el SO. Esta se correspondería con las superficies M₃ de SCHWENZNER (1936) y B de GLADFELTER (1971), encontrándose actualmente muy degradada y representada, casi exclusivamente, en la Cordillera Ibérica en forma de retazos situados en las divisorias de los arroyos y ríos que actualmente se hallan encajados en ella. La edad de esta superficie, de acuerdo con los autores citados anteriormente, sería "finimiocena" y se correspondería con un arrasamiento generalizado en la Cordillera Ibérica (por erosión-acumulación) contemporáneo con el depósito de la Unidad Superior Miocena.

Durante el Plioceno, y con posterioridad a la fase tectónica Iberomanchega I (AGUIRRE *et al.* 1976) que estructura los materiales terciarios en amplios y laxos sinclinales y anticlinales de dirección NE-SO (al igual que lo hacen las fases tectónicas intramiocenas Complutense e intravallesiense (PORTERO y PEREZ GONZALEZ 1990), tiene lugar el desarrollo de la Superficie del Páramo que se sitúa a unas cotas comprendidas entre los 1.050 y 1.080 m, encontrándose también ligeramente inclinada hacia el SO, presentando pendientes inferiores al 5%.

Esta superficie, que en este sector tiene un carácter erosivo, enrasa tanto los materiales detríticos (fuertemente encostrados) y carbonatados de la Unidad Superior Miocena, como los depósitos mesozoicos que se encuentran en la zona de borde de la Cordillera Ibérica.

Se trata de una complicada superficie poligénica de erosión-sedimentación, hecho que queda constatado en zonas más interiores de la cuenca como en los Santos de la Humosa, Mesa de Chinchón y Mesa de Ocaña (PEREZ GONZALEZ, 1982). Esta se correspondería, como ya se ha

indicado anteriormente con la M₂ de SCHWENZNER (1936), C de GLADFELTER (1971) y la 14 Superficie Multipoligénica de PEREZ GONZALEZ (1982), representando lo que se ha venido a denominar el Páramo de la Alcarria. Dentro de la hoja la Superficie del Páramo s.s. solo estaría representada en el sector más oriental del Páramo de la Alcarria, adosada al límite Cordillera Ibérica Cuenca Terciaria, correspondiendo el resto a una superficie de erosión intramiocena, desarrollada sobre las calizas del techo de la Unidad Intermedia Miocena de JUNCO y CALVO (1985), y exhumada actualmente como consecuencia del desmantelamiento de los materiales de la Unidad Superior Miocena por procesos erosivos pliocenos y cuaternarios.

Esta Superficie de erosión intramiocena exhumada se sitúa a unas cotas que varían entre los 1.035 y 1.065 m, encontrándose ligeramente inclinada hacia el SO, prolongándose extensamente por las hojas de Jadraque (486), y Brihuega (511). Se articula con la Superficie del Páramo s.s. mediante un escarpe muy degradado, apareciendo sobre ella pequeños relieves residuales de esta última.

Ya, durante el Pleistoceno inferior, al inicio de la instalación de la red fluvial cuaternaria, en la Cuenca Terciaria tiene lugar el desarrollo de las vertientes de enlace entre estas superficies y los valles fluviales, mientras que en la Cordillera Ibérica, la red fluvial únicamente se encajaría dando lugar a barrancos y cañones.

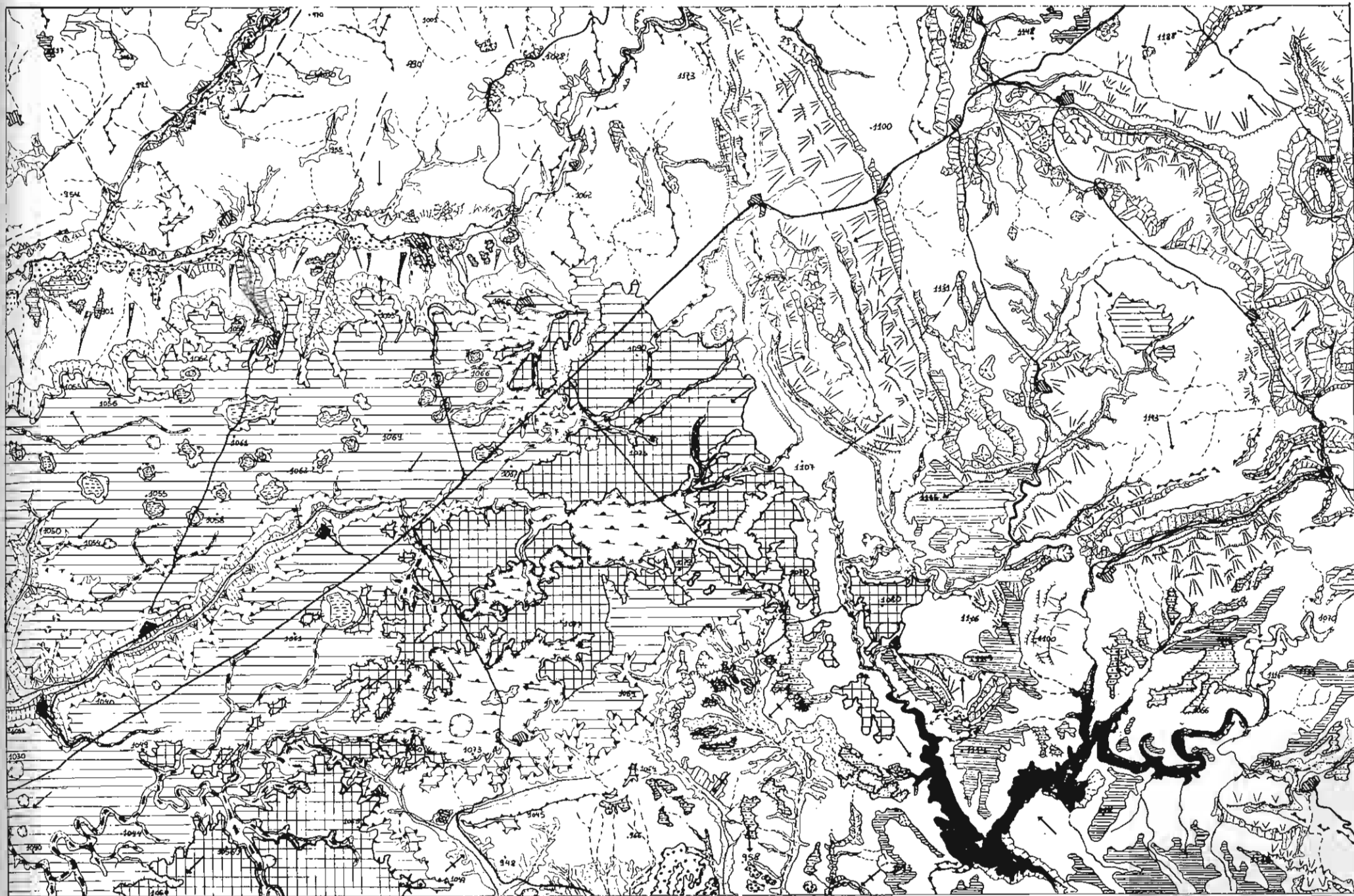
Estas vertientes de enlace están únicamente representadas en el valle del río Dulce. Estas se desarrollan en la margen derecha como un sistema de glaciares erosivos escalonados, ligeramente inclinados hacia el centro del valle, situados entre los 1.000 y 860 m. Actualmente se encuentran muy degradados, quedando como pequeños retazos en las divisorias de los arroyos que drenan al río Dulce.

La mayoría de ellos no poseen entidad cartográfica a la escala que se trabaja.

La red fluvial principal es la correspondiente a los ríos Henares y Tajuña, siendo éstos los cauces permanentes más importantes, junto con los ríos Dulce y Badiel que son tributarios del Henares por su margen izquierda.









Estos constituyen valles, más o menos amplios, como los de los ríos Henares y Dulce en la zona NO de la hoja, y el del Tajuña apenas insinuado en la zona SE de la hoja, o bien valles fuertemente encajados como es el caso del río Badiel. Dentro de éstos, son las terrazas, junto con los fondos y llanuras aluviales sus elementos morfológicos más destacables.

Las primeras están únicamente representadas en la zona de la Cuenca Terciaria, ya que en la Cordillera Ibérica los cauces de los ríos principales, así como los de sus tributarios, se encuentran fuertemente encajados constituyendo estrechos cañones con fondo plano, que presentan en general un nivel de aterrazamiento formado por materiales de naturaleza tobáceas y travertínicas, en el cual se hayan encajados de 2 a 3 metros los cauces actuales, que presentan un perfil longitudinal escalonado (ORDOÑEZ *et al.* 1981). Este nivel tendría una edad semejante a la que da GLADFELTER (1971) para la Formación Campiña.









MAPA GEOMORFOLOGICO LEDANCA 487



FORMAS FLUVIALES

-  Fondos de valle y Llanura aluvial
-  Terrazas
-  Terrazas tobaceas
-  Conos aluviales
-  Glacis de acumulación
-  Glacis de erosión
-  Meandro abandonado
-  Canales del Páramo


FORMAS POLIGENICAS

-  Superficie de la paramera (Finimiocena)
-  Superficie del Páramo (Pliocena)
-  Superficie de erosión exhumada (Intramiocena)
-  Vertientes regularizadas
-  Relieves residuales
-  Derrames de ladera






FORMAS KARSTICAS

-  Dolinas y uvalas
-  Depresiones de origen kárstico






FORMAS DE GRAVEDAD

-  Coluviones











BENAFORMAS ESTRUCTURALES Y NEOTECTONICAS

-  Replanos en conglomerados
-  Relieve en cuesta
-  Relieve tabular
-  Facetas triangulares
-  Alineación morfológica







MORFODINAMICA

-  Incisión lineal
-  Zonas de drenaje deficiente (semiendorreicas)
-  Acarcavamiento
-  Desprendimiento de bloques
-  Deslizamientos

MORFOMETRIA

-  Escarpe de superficie de Páramo (<20m)
-  Escarpe de superficie de Páramo degradado
-  Talud de la superficie de erosión intramiocena exhumada (>100m)
-  Escarpes en calizas mesozoicas (20-60m)
-  Escarpe de Terraza
-  Cresta apuntada
-  Loma
-  Pendiente <5%
-  Pendiente 5-40%
-  Pendiente >40%

TOPOGRAFIA, HIDROLOGIA Y OBRAS HUMANAS

-  Cota altimétrica
-  Cauce permanente
-  Cauces semipermanentes y vaguadas
-  Embalse
-  Núcleo urbano
-  Carreteras

Las terrazas más numerosas se han cartografiado en el valle del río Dulce, que en número de 5 se sitúan entre +65 y +6-8 m. de altura relativa respecto al cauce actual, el cual se encuentra encajado de 2 a 3 m en su llanura aluvial, constituyéndose ésta como el nivel de aterramiento más moderno. Los distintos niveles se encuentran encajados unos en otros dejando ver el sustrato terciario sobre el que se apoyan.

Por otra parte la naturaleza de los distintos niveles no es homogénea. Así los niveles T_1 (+65 m.) y T_2 (+40-45m.), están constituidos, bien por replanos en conglomerados terciarios de la Unidad Inferior Miocena, como ocurre al Norte de la Estación de Matillas, o bien por niveles de tobas que se encuentran culminando unos depósitos de carácter detrítico, como ocurre en las proximidades de Mandayona. Los niveles T_3 (+30-34 m), T_4 (+17-20 m) T_5 (+6-8 m), así como la llanura aluvial (+2-3 m), poseen naturaleza fundamentalmente detrítica, con niveles de carácter tobáceo y travertínico intercalados, coincidiendo el nivel T_5 y la Llanura aluvial con la terraza de la Campiña de GLADFELTER (1971)

En el valle del río Henares se han cartografiado los niveles de terraza T_1 , T_2 , T_3 , T_5 , y la llanura aluvial, que al igual que ocurre en el río Dulce, el cauce se haya encajado unos 2-3 metros

La mayoría de estos niveles se encuentran representados en su margen izquierda, aguas abajo de su confluencia con el río Dulce, mientras que aguas arriba de ésta, únicamente se encuentra representado el nivel inferior T_5 (+6-8 m.). Tanto la naturaleza, como la disposición geométrica de estos niveles es similar a los del río Dulce.

En el valle del Tajuña se han cartografiado 3 niveles, que se sitúan entre +40 y +70 m de altura relativa respecto al cauce actual, coincidiendo con los descritos por ASENSIO y GONZALEZ (1977). Al igual que en los ríos Henares y Dulce, estos niveles se encuentran encajados unos en otros dejando ver el sustrato terciario sobre el que se apoyan. Por encima de ellos se observan una serie de replanos en conglomerados terciarios, que en número de 5 se sitúan entre los +140 y +80 m de altura relativa respecto al cauce actual, escalonando la vertiente de enlace entre el escarpe de la Superficie de erosión intramiocena exhumada y los niveles fluviales citados.

Contribuyen definitivamente al modelado de estos valles, ya durante el Cuaternario reciente, un fenómeno de regularización de vertientes de origen periglacial (ASENSIO y GONZALEZ, 1976) que da lugar a una serie de depósitos de derrubios ordenados, que tapizan de manera más o menos continua los taludes meridionales de los valles del río Dulce y Badiel, y de manera mas discontinua el talud septentrional del río Badiel, los taludes situados al Norte de Cogollor, así como la vertiente meridional del valle del Tajuña en la zona del Sagelal (Embalse de la Tamera). En la mayoría de los casos, en las zonas más bajas de los valles, estos depósitos están reelaborados, dando lugar a una serie de coluviones (en algunos casos activos) que generan un depósito de gravas y bloques desorganizado de aspecto caótico.

Por último, y únicamente en la margen izquierda del valle del río Dulce, se desarrolla un glacis de acumulación que retoma los depósitos anteriormente citados, y que sin solución de continuidad, parten del pie de estos taludes enlazando con los niveles fluviales más inferiores (T_4 ,

T₅, y llanura aluvial), a los que en algún caso se encuentran recubriendo. La edad de estos depósitos sería Holoceno-Pleistoceno superior terminal dada por dataciones isotópicas (GLADFELTER, 1971).

Los procesos kársticos están ampliamente desarrollados y extendidos, tanto sobre la Superficie de erosión intramiocena-exhumada, como sobre la Superficie del Páramo s.s., siendo las dolinas y uvalas, a pequeña escala, y las depresiones semiendorreicas, a mayor escala, sus elementos morfológicos más importantes.

Dolinas y uvalas generan suaves depresiones de fondo plano, con contornos más o menos circulares, estando en la mayoría de los casos rellenas de arcillas de descalcificación (Terra-rosa).

La mayor de ellas alcanza, en su dirección de alargamiento, una longitud de unos 2 Km.

Las depresiones semiendorreicas de origen karstico pueden representar un modelo de disección complicado en cuya génesis han podido intervenir procesos de erosión hídrica. Estas actúan como cuencas de recepción de las que surgen una red de canales meandriformes que, iniciándose en el sector NE del Páramo de la Alcarria, confluyen y se dirigen hacia el extremo SO de la hoja donde aparece un único canal claramente definido. Estos canales, encajados entre 5 y 10 m tanto en la Superficie del Páramo como en la Superficie Intramiocena exhumada, son de fondo plano y de anchuras considerables (hasta 100 m), no presentando actualmente actividad hídrica en su lecho.

El origen de estos canales es bastante incierto, si bien es posible que tengan relación con los procesos de desmantelamiento que dieron lugar a la exhumación de la Superficie Intramiocena a comienzos del Cuaternario. Estos comenzarían con un conjunto de manifestaciones kársticas sobre la Superficie del Páramo (la cual se desarrolla en este sector sobre materiales detríticos de la Unidad Superior Miocena) por procesos de disolución en profundidad de las calizas del techo de la Unidad Intermedia Miocena, dando lugar a un conjunto de pequeñas depresiones (dolinas de colapso). Como consecuencia de los continuos descensos del nivel de base local de los ríos que drenan esta zona, vinculados a las etapas de incisión cuaternaria de los cauces de los ríos Jarama, Henares y Tajuña, provocarían la captura y degradación de buena parte del aparato karstico y su transformación en una confusa red de canales (como ocurre en las cabezeras de los ríos Anchuelo y Pantueña al sur de Alcalá de Henares, GONZALEZ y ASENSIO, 1985).

Dado el carácter no funcional y su pequeño encajamiento, estos canales representarían antiguos testigos de los momentos iniciales del encajamiento de la red fluvial cuaternaria, encontrándose en la actualidad colgados sobre la Superficie del Páramo de la Alcarria y representando en muchos casos las vías de progresión remontante de numerosos arroyos y ríos (como es el caso del río Badiel).

Las formas estructurales son especialmente importantes en el sector ocupado por la Cordillera Ibérica, donde a favor de las estructuras sinclinales y anticlinales se desarrollan una serie de relieves en cuesta sobre los materiales más competentes del Cretácico y del Jurásico. Estos relieves

ves en general, poseen un escarpe principal, nunca superior a los 40m, y una serie de escarpes secundarios de menor magnitud. En general estas cuestas poseen unas pendientes cercanas al 5%.

⁴⁵ En el sector de la Cuenca de Madrid, las formas estructurales están representadas por una serie de rellanos en conglomerados, como los que aparecen en Matillas constituyendo niveles de aterramiento, o los que se desarrollan en las proximidades de las localidades de las Inviernas y Masegoso del Tajuña.

Otras formas del relieve importantes las constituyen las de origen tectónico-neotectónico. Estas se desarrollan, en especial, en el cuadrante NO de la hoja, donde se producen alineaciones morfológicas de posible origen tectónico, incidiendo en las direcciones preferentes de segmentos de algunos valles. Estas direcciones son NE-SO en los valles de los ríos Dulce y Henares, NNE-SSO en la margen derecha del río Henares, aguas abajo de su confluencia con el río Dulce y la E-O que sigue el río Dulce en el tramo comprendido entre Matillas y Mandallona. Estas direcciones corresponden en profundidad con fallas detectadas en el basamento de la Cuenca de Madrid. La actividad de estas fracturas durante el Cuaternario generaría zonas de debilidad en los materiales terciarios, a favor de la cual se encajarían e instalarían los cauces de los ríos más importantes, en nuestro caso, el Dulce y el Henares.

En el valle del Henares y asociadas a estas lineaciones, aparecen una serie de facetas triangulares que podrían haberse generado por la exhumación del plano de falla, que pone en contacto unas calizas paleógenas con las facies detríticas de la Unidad Inferior Miocena. Cabe la posibilidad que estas hayan tenido poca actividad en tiempos muy recientes, debido a la existencia de una orla de conos aluviales coalescentes al pie de ellas.

Modelan definitivamente el territorio las torrenteras, barrancos y arroyos, que al final de su recorrido abandonan conos aluviales, en general, de pequeño tamaño y espesores reducidos. Estas formas alcanzan su mayor desarrollo cuando se establecen sobre las terrazas bajas o llanuras aluviales de los ríos Henares y Dulce, donde se observa un encajamiento notable de los arroyos que drenan a éstos en esas formas, como consecuencia del encajamiento que sufre el cauce del río principal sobre su llanura aluvial.

Depósitos coluviales y derrames de ladera de origen mixto (aluvial-coluvial) que tapizan finalmente las laderas de la mayoría de los valles, (sobre todo en el sector de la Cordillera Ibérica) así como pequeños relieves residuales y acaravamientos incipientes, todos ellos de escaso interés, cierran el abanico de formas y formaciones superficiales más recientes de la hoja de Ledanca.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

La sucesión de acontecimientos que se pueden deducir de los datos de la hoja de Ledanca se inscriben dentro del marco histórico de las Cadenas Ibéricas correspondientes al ciclo alpino, y a las cuencas intracontinentales terciarias contemporáneas del mismo o subsecuentes.

La etapa sedimentaria del ciclo alpino correspondiente al Mesozoico de la Hoja, corresponde al margen interno de la plataforma continental que orla al macizo hespérico del oeste peninsular, vasto territorio que se peneplaniza después de la orogenia correspondiente al anterior ciclo: el hercínico o varisco.

Dicha etapa sedimentaria dentro de la Hoja comienza por una delgada serie continental roja de limos y areniscas (facies Bunt), tras la cual tiene lugar una trasgresión marina. Esta etapa es breve en el tiempo geológico; los sedimentos que durante ella se depositan denotan un medio marino de salinidad casi normal, extenso y tranquilo, lejos de la influencia del oleaje: corresponden a las calizas y dolomías (sobreabundancia del catión Mg a diferencia de un medio marino de mar abierto), de grano fino (micritas y dolomicritas), y de poco espesor con tendencia a disminuir totalmente hacia el Oeste.

Después de este episodio, la comunicación con el mar abierto es precaria y discontinua, de suerte que puede ocurrir que la evaporación supere al suministro de agua, y se depositan precipitados químicos de sales (sulfatos y cloruros). Dichos materiales evaporíticos, más tarde, alternan con otros predominantemente arcillosos de colores variados, en función del estado de oxidación del hierro debido a la aireación en un medio de influencia continental, que aporta también terrígenos finos. Se le conoce como facies Keuper (unidad T_k).

La información sobre este periodo de tiempo, correspondiente al Triásico, se obtiene de las columnas estratigráficas de los sondeos profundos que conciernen a la Hoja (Baides-1 y Santa Bárbara-1), así como de su correlación con los afloramientos del borde sur del Sistema Central, ya fuera de la Hoja.

En el periodo Jurásico el mar invade de nuevo ampliamente la plataforma continental y las condiciones de sedimentación han quedado registradas en la serie estratigráfica presente, hasta el Dogger, serie que ocupa una amplia extensión en la parte oriental de la Hoja. A grandes rasgos la sucesión es semejante a la de la mitad norte de la Rama Castellana y la totalidad de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. También en el Pirineo incluyendo la cuenca Cantábrica y la cuenca de Aquitania - Occitania (cf. trabajos de J. Delfaud) se encuentra una serie parecida.

El Triásico culmina por un episodio transgresivo marino que da lugar a la barra dolomítica del Retiense (denominada en la región de la Hoja dolomía de Imón). Tras una ruptura sedimentaria, más o menos bien marcada según los sitios, se instala un régimen marino muy somero, con condiciones de fuerte hipersalinidad (dolomías y anhidritas en capas, o en nódulos según un modelo tipo sabkha). Generalmente, tras los procesos de diagénesis, recristalización, y posterior disolución en situación de afloramiento, el aspecto de la roca es muy peculiar, con oquerosidades, celdillas reticulares huecas, ... sin estratificación visible. a esta formación se le conoce con el nombre de "carniolas", y suele tener varios cientos de metros de potencia (unidad J₁).

A continuación se pasa gradualmente a un régimen menos evaporítico y más marino con sedimentos finos carbonáticos bien estratificados a veces con laminitas de origen algal. Corresponde a un ambiente tranquilo protegido de las olas, probablemente somero dentro de la zona de influencia de las mareas (intermareal y ocasionalmente inframareal). Solamente de vez

en cuando, alguna suave corriente produce niveles oolíticos. Los fósiles son escasos (algunos niveles con braquiópodos), la actividad orgánica pobre (contenido en materia orgánica escaso y colores, por tanto, claros: beige, gris claro). La influencia de los aportes terrígenos es escasa o efímera: algunos nivelillos de margas verde oscuro hacia el final de esta etapa (unidad J₂ "Calizas y dolomías de Cuevas Labradas").

Luego tiene lugar un cambio brusco en el régimen sedimentario, con una discontinuidad bastante general, subrayada en algunos sitios por una parada en la sedimentación ("hardground"). El ambiente que se instala a continuación es submareal de plataforma abierta de escasa profundidad, con lodos calcáreos más o menos cargados de arcilla (calizas arcillosas y margas) y profusión de fósiles o fragmentos de los mismos, en un medio mucho más enérgico y removido que el anterior. El color de las capas es gris a gris oscuro en consonancia con la mayor actividad orgánica (fósiles bentónicos principalmente, bioturbación, etc.). Esta primera sucesión fosilífera, que en términos de pisos corresponde al Pliensbaquiense, se termina hacia arriba con una somerización del fondo, y según los sitios aparecen una o dos barras plurimétricas de caliza bioclástica, en donde las fracciones finas han sido barridas por las olas. Este nivel ofrece unas características, morfología y respuesta a las diagráfias en sondeo, que lo hacen reconocible a muy larga distancia, y por ello era designado por algunos geólogos con el nombre de "nivel de pecten y belemnites" por la relativa abundancia de estos fósiles (unidad B "Margas grises del Cerro del Pez y Calizas bioclásticas de Barahona").

A continuación, de una manera discontinua, marcada por un "hardground", se pasa a una sustancial profundización del fondo marino. Los sedimentos son margosos y en ellos hay una mayor profusión de fauna pelágica de cefalópodos, pudiéndose encontrar la zonación de ammonites del piso Toarciense. En esta época la sedimentación corresponde a la parte externa de la plataforma continental alrededor, o algo más profunda, que 200 m de lámina de agua, límite aproximado de penetración de la luz,» necesaria para la vida bentónica propia de los moluscos (unidad J₄ "Alternancia de margas y Calizas de Turmiel").

Hacia arriba se pasa gradualmente a las calizas del Jurásico medio o Dogger, de ambiente igualmente profundo, en este área: ammonites, microfilamentos, etc.. El cambio de litología se debe esta vez, a una desaparición de la fracción arcillosa a favor de un mayor contenido de carbonato en el lodo del fondo, seguramente propiciada por un cambio de las condiciones climáticas en las áreas fuente continentales (condiciones protectoras del suelo o de biostaxia), que habrían sido parcialmente perturbadas durante el Pliensbaquiense y Toarciense, anteriormente (unidad J₅).

La historia entre el comienzo del Dogger y el umbral del Cretácico superior nos es desconocida por los solos datos de las hojas, ya que no existe registro del Jurásico superior ni del Cretácico inferior. Ello es debido a que los estratos de la llamada formación Utrillas, situada en la base del Cretácico superior, se apoyan directamente encima del Jurásico.

Por estudios de carácter regional se sabe que hubo movimientos tectónicos a finales del Jurásico (Neokimméricos) y en los últimos tiempos del Cretácico inferior (Aústricos). Estos movi-

mientos no tienen la importancia de fases orogénicas con grandes acortamientos corticales, creadoras de relieves importantes como los de las Cadenas de Plegamiento, pero sí pueden propiciar, por surrección de determinadas áreas, la erosión de porciones importantes de serie.

En la hoja es probable que el primer depósito que se produjera en el Cretácico inferior fuera a su final; el de las arenas de la formación Utrillas. En cuanto al Jurásico se sabe tanto al N (cuenca de Cameros) como al S (Prebético murciano), la tendencia hacia el Oeste de la plataforma hespérica a un cambio a facies que anunciarían un borde de alimentación: presencia de terrígenos gruesos en el Jurásico superior.

Dentro de la hoja, la formación Utrillas se apoya, mediante una concordancia aparente (paraconformidad), pero que en realidad es una discordancia progresiva, sobre diferentes términos de la serie existente del Jurásico, y tanto más antiguos cuanto más hacia el Oeste. De modo que falta más serie del Jurásico cuanto más hacia el Oeste. Esto se observa en la cartografía de superficie de la parte oriental de la -hoja, y se confirma en la parte occidental con los sondeos de Baidés-1 y Santa Bárbara-1, donde el Jurásico es inexistente debajo del Utrillas.

El límite de presencia del Jurásico es un límite erosivo, y no deposicional. Ello para cada formación presente en la parte oriental de la hoja. Esto es particularmente evidente en el caso de las margas del Toarciense, que antes de ser biseladas por el Cretácico tienen unas facies cuyas características distales (plataforma externa) no permiten suponer un borde de cuenca, siquiera próximo.

Los depósitos discordantes de arcillas versicolores y areniscas arcósicas de la formación Utrillas (unidad C^U), comienzo de la sedimentación del Cretácico, denotan por su composición un área fuente de naturaleza granítica. El volumen de sedimentos de este origen en la formación Utrillas en el conjunto de las Cadenas Ibéricas, sugieren la desmantelación rápida de un suelo asentado sobre rocas graníticas, probablemente por un fenómeno de resistaxia (desaparición total o parcial de la cubierta vegetal protectora de un territorio fuente de los aportes, territorio que sería principalmente el actual oeste peninsular). Hacia el Este las características continentales y sin fósiles marinos de la formación Utrillas pasan a otras deltáicas o transicionales, y luego rápidamente a carbonatos de plataforma marina de la región levantina. La evacuación del importante volumen de terrígenos hacia el mar abierto de fondos cada vez más profundos se realizaba hacia las cuencas subsidentes Cantábrica y del Prebético de Jaén.

Como ocurre en la totalidad de nuestro planeta, durante el Cretácico superior, se produce la trasgresión generalizada del mar, que invade extensiones muy importantes de la plataforma de los continentes (un 40% de la superficie de los mismos queda bajo el mar). El carácter calórico de los sedimentos indica que hubo un cambio general hacia condiciones más cálidas y húmedas. Este fenómeno estuvo acompañado y propiciado por una elevación eustática del nivel de los océanos que vieron mermada en volumen su capacidad receptora de agua. Ello ocurrió tras un largo periodo sin inversión de la polaridad magnética de los polos, y tras grandes velocidades de expansión de las dorsales. Un porcentaje importante del total de la corteza oceánica era, por lo tanto, relativamente joven y no había tenido tiempo de subsidir por enfriamiento y aumento de su peso.

En las Cadenas Ibéricas, la invasión del mar comienza más tempranamente en la parte de levante, y en lo que concierne a la parte más occidental, y hoja de Ledanca en particular, ocurre durante el Cenomanense superior.

La sedimentación durante el Cretácico superior en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica se caracteriza por la regularidad en la organización de las secuencias (L.M. Ríos, 1970). Tras una etapa representada actualmente por dolomicritas y dolomicritas arcillosas (unidad C₁), viene un depósito carbonático, más masivo, cuyo mejor exponente son las dolomías de la Ciudad Encantada de Cuenca (unidad C₂). Desde el punto de vista litoestratigráfico dicha sucesión se puede seguir sobre el terreno hasta la zona costera al S de Valencia (hojas de Sueca, Alcira y Navarrés).

Después viene un potente conjunto básicamente carbonático que corresponde a las unidades C₃ y C₄ (con preponderancia dolomítica) que admite variaciones a facies de influencia evaporítica (con aspecto en afloramiento como el de las "carniolas") o evaporitas masivas según datos de sondeos petroleros (San Lorenzo-1, Villanueva-1, etc.).

Esta etapa marca una evolución de tendencia regresiva con retirada paulatina de la comunicación con el mar hasta la instalación definitiva de un medio de sedimentación continental, constituido por arcillas y yesos (unidad G) que persisten durante el comienzo del Terciario, y que sería un equivalente de la denominada facies Garum. La sedimentación continental perdurará hasta el final del Terciario.

Durante el Terciario tienen lugar los movimientos compresivos de la tectónica alpina, cuyos orógenos principales en nuestra península son los Pirineos y las Cadenas Béticas, pero que afecta, aunque en menor medida, al dominio de la plataforma ibérica. La consecuencia va a ser una mayor diversificación en cuencas, por una parte, y una mayor variabilidad de ambientes en cada momento de la paleogeografía sujeta a condiciones móviles que impone el curso de los movimientos tectónicos.

El ámbito de la hoja pertenece a la extremidad NE de una de estas cuencas: la llamada del Tajo o de Madrid, habiéndose podido distinguir (cf. capítulo de estratigrafía) una serie pretectónica (T₁), otra contemporánea de la tectónica (T₂), y, finalmente, otra posterior a la misma y cuyos sedimentos adoptan una disposición horizontal (T₃). En cada uno de estos periodos se cumple el hecho de que los dominios de sedimentación son intracontinentales de modo que, de los bordes de las cuencas al centro de las mismas, se pasa de sedimentos terrígenos gruesos (de ubicación variable según los puntos de desembocadura de los materiales en la cuenca y su importancia), a terrígenos más finos (areniscas eventualmente canalizadas, fluviales, y limos de inundación en las grandes avenidas pluviosas), y depósitos lacustres en fondos permanentemente inundados. Estos últimos de naturaleza evaporítica (yesos), que ceden su predominancia al transcurrir el Terciario a los de naturaleza calcárea; denotando así una evolución hacia un clima más húmedo y algo más frío al final del Mioceno.

Hay que destacar el hecho de que la cuenca de Madrid no se configura como la conocemos en su extensión actual hasta el periodo de sedimentación contemporáneo de la tectónica (T₂,

cf. capítulo de estratigrafía), ya que durante el periodo precedente (T_1) las facies de centro de cuenca, o más distales, se sitúan precisamente junto al borde del Sistema Central, el cual no existiría todavía como tal, al menos entre los meridianos de Madrid y de la hoja.

Hacia los momentos finales del Mioceno (todavía en el Tuoliense; las calizas de Zafra de Zán-cara (Daam *et al.*, 1986) tiene lugar una elevación general del Sistema Central del unos 1.000 m, que hoy en día se ve profundamente entallado por los ríos Duero y Tajo con salida al océa-no.

A partir de este momento comienza un largo periodo erosivo que se prosigue actualmente y que, según los sucesivos niveles de base de los valles que se van formando, puede dar lugar a una sedimentación éfimera, de la cual a veces quedan restos correspondientes a las terrazas con limos, travertinos, gravas, etc.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

El principal interés está en las canteras de yeso de la parte de Cendejas en la facies Garum, y en las canteras de caliza como la del paraje Quemados, en lo alto del Páramo, al Sur de Matillas; o la de este pueblo que alimentaban la fábrica de cemento hoy inactiva.

Las arenas de Utrillas son aprovechadas para caolín y sílice.

Hay algunas explotaciones para áridos como en las arenas con gravas cerca de Alaminos en el Vallesiense.

Algunas de las muestras de las arcillas y margas cogidas a techo de los yesos del Garum han dado un contenido variable de paliogorskita (hasta 50%) que en un contexto sedimentológico parecido (medio lacustre fangoso en tránsito a evaporitas en presencia de Mg) podría dar para leyes altas, yacimientos interesantes.

5.2. HIDROGEOLOGÍA.

En el área del Terciario el mayor acuífero reside en la base de las calizas (T_4) del páramo y areniscas infrayacentes cuando están presentes en vez de lutitas. Las mejores fuentes se tienen hacia este horizonte (por ejemplo: Argecilla, Castejón de Henares).

En el área del Mesozoico el acuífero más regular está en las arenas de la formación de Utrillas que soporta unos metros de arcillas y encima la potente serie del Cretácico eminentemente calcárea y, por lo tanto, probablemente kárstica.

Fuera de la hoja, en relación con este horizonte de arcillas es notable la caudalosa fuente del pueblo La Cabrera en el río Dulce.

Cerca de Aragosa el manantial de Fuentezuelas sale del escarpe de dolomías del Cretácico en la entalladura del río Dulce.

6. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Citaremos aquellos parajes que a nuestro parecer, ofrecen un gran interés desde el punto de vista geológico.

–Desfiladero del río Dulce. Desde Aragosa hasta Peregrina se puede recorrer a pie la serie de anticlinales del borde de la Cadena Ibérica, con buenas condiciones de observación, puesto que el río Dulce los entalla transversalmente. El corte geológico ya fue certeramente descrito y dibujado por E. Schröder en 1930. En la parte de este itinerario próxima a La Cabrera, los conglomerados miocenos horizontales se apoyan sobre una paleomorfología accidentada.

–Discordancia del barranco de Valdeaguas. Dicho barranco tributario del río Henares por su margen izquierda, es decir oriental, unos 2 km al Norte de Villaseca, muestra en su ladera norte, las dos discordancias presentes en la serie estratigráfica del Terciario (cf. supra).

–Calizas del páramo en Castejón de Henares. Se trata del escarpe, de 1.500 m de longitud en dirección N-S, que domina este pueblo y que puede ser contemplado desde el Oeste, desde algún punto de la carretera que sube al páramo. La observación del conjunto de este escarpe permite constatar el cambio lateral de facies por la base de la caliza del páramo (T₄, cf. supra), de Sur a Norte a calizas amarillas finamente arenosas y, más lejos, a lutitas ocreas. Esta evolución lateral se reencuentra en la vertical: desde las lutitas ocreas basales a las calizas blancas, según una secuencia positiva propia de un proceso expansivo del medio lacustre.

7. BIBLIOGRAFÍA

ADELL, F.; TENA-DAVILA, M. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1978) Mapa Geológico de España. E 1/50.000. Hoja 461 (Sigüenza). IGME

AGUADO, B. (1988) Estudio Geológico-Geofísico de la estructura de Baidés. *Proyecto fin de carrera*. E.T.S.I.M.M.

AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). Datos paleomagnéticos y fases tectónicas en el Neógeno de la meseta sur española. *Trab. Neógeno-Cuaternario*. Nº 5. 7-29

ALBENIZ, M.A. y J.M. BRELL (1977) Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.* 33 (2). 131-139

ALBERDI, M.T. (1974). El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*. 1. 1-46. I.L.M.- C.S.I.C.

ALONSO ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A. y HOYOS, M. (1988) El complejo de abanicos aluviales-depósitos de ladera de Las Inviernas-Cifuentes: Un modelo para la construcción del borde NE de la Cuenca de Madrid en el Mioceno. *Actas II Congreso Geológico de España*. Vol. 1. 15-19.

ALONZO ZARZA, A.M.; GARCIA DEL CURA, M.A.; y CALVO, J.P. (1988). Significado Paleogeográfico de las texturas y acumulaciones de carbonatos en perfiles edáficos de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Prov. Guadalajara). *Geogaceta* N° 5. 29-33

ALVARO, M. (1975). Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.* 31. 241-247.

ARRIBAS, J. y ARRIBAS, M.E. (1986). Caracterización y procedencia de las areniscas del Paleógeno del sector N. de la Cuenca del Tajo. *Rev. Inv. Geol.* 42143. 5-22.

ARRIBAS, M.E. (1982). Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (Sector NW). *Est. Geol.* 38. 27-41.

ARRIBAS, M.E. (1986). Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad Paleógena. Sector N. de la Cuenca Terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*. Vol. 42 (2-3). 103-116.

ASENSIO, I. y GONZALEZ MARTIN, J.A. (1973) Formaciones detríticas en el valle de Tajuña. *Bol. R. Soc. Geográfica*. N° 109. 7-22.

ASENSIO, I. y GONZALEZ MARTIN, J.A. (1976) Manifestaciones periglaciares en los alrededores de Cifuentes (Guadalajara). *Est. Geol.* v 32 (5). 443-449.

ASENSIO, I. y GONZALEZ MARTIN, J.A. (1977) Niveles fluviales cuaternarios en el valle del Tajuña. V. *Coloquio Geogr.* 119-132, Granada.

BALLANCE, P.F. (1984). Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. *Sediment. Geol.* 38. 337-359.

BARETTINO, D. (1986) Estudio Geológico-Geofísico del sector nororiental de la Cuenca del Tajo. *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S.IMM.

BLAZQUEZ GOMEZ, M.M. (1987). Estudio Geológico-Geofísico del sector nororiental de la Cuenca del Tajo entre Algora y Cifuentes. *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S.IMM.

BOOTHROYD, J.D. y NUMMEDAL, D. (1978). Proglacial braided outwash: a model for hummid aluvial fan deposits. In A.D. Miall (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5. 641-668.

BRIDGE, J.J. (1985) Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a vertical evaluation. *Jour. Sed. Petrology* 55. 579-589.

» CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968) Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. 91-95.

CALVO, J.P. ALONSO ZARZA, A.M. & GARCÍA DEL CURA, M.A. (1989). Recognition of Alluvial Fan Morphologies from Ancient Depositional System in the NE Margin of the Madrid Basin, central Spain 28th International Geological Congress, Washinton. Abstractc Vol. 1, p. 22.

CAPOTE, R.; DIAZ MOLINA, M.; GABALDON, V.; GOMEZ JJ.; S. DE LA TORRE, L.; RM P.; ROSSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico-coco-Mineros*. Nº 5. IGME. 2 Tomos.

CRUSAFONT, M.; MELENDEZ B. y TRUYOLS, J. (1960) El yacimiento de vertebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico. *Est. Geolog.* Vol. XVI, Nº 4. 243-254.

CUTANDA PERALES, J. (1969) El Terciario continental de Villaseca de Henares. *Cuadernos Geol. Ibér.* V. 1. 77-115.

DAAMS, R.; LACOMBA, J.I. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1986). Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental de la depresión intermedia (provincia de Cuenca, España centro-occidental). *Est. Geol.* Vol. 42 (2-3). 181-196.

DIAZ MOLINA, M. (1974). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrasposa del Campo (Cuenca). *Est. Geol.* 30. 63-67.

DIAZ MOLINA, M. (1979). Descripción del frente distal de un abanico fluvial húmedo en el Terciario continental situado al E. de la Sierra de Altamira. *Est. Geol.* 35. 119-129.

DIAZ MOLINA, M. (1979). Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior al N. de Huete (Cuenca). *Est. Geol.* 35. 241-251.

DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979) El Terciario continental en la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Est. Geol.* Vol. 35. 149-167.

FERNANDEZ GIMENEZ, E. (1987) Interpretación Geofísica de la Cuenca de Madrid-Alcarria. Aplicación a la Exploración petrolífera. *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S.I.M.M.

FRANZEN, J.I. (1968) Revision der Gattung "Paleotherium" (Perissodactyla, Mammalia). *A. Ludwids. Univers. Freiburg*. These 181 p.

FREYTTET, P. (1984) Les sédiments lacustres carbonatés et leur transformation par émergence et pédogénèse. *Bull. Centr. Rech. Explor. Elf Aquitaine*. 223-247

FREYTTET, P. y PLAZIAT, J.C. (1982) Continental carbonate sedimentation and pedogenesis Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*. 12 Schweizerbart: Stuttgart. 213 p.

FRIEND, P.F. (1983). "Toward the field classification of alluvial architecture or sequence". In Modern and Ancient Fluvial Systems, (eds. J.D. Collison and J. Lewin). *Special Publs. Internat. Assoc. Sediment.* 6. 345-354.

FRIEND, P.F. (1988) River systems changes in Cenozoic Spain *Rev. Soc. Geol. de España*. 2(1-2). 55-64.

GALLARDO, J.; PEREZ GONZALEZ, A. y BENAYAS, J. (1987) Paleosuelos de los piedemontes villafranchienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Bol. Geol. Min.* Nº 98-1. 27-39.

GLADFELTER, B.C. (1971) Meseta and Campiña landforms in Central Spain. *Research Paper*. Nº 130. Dpt. Geography Univ. Chicago.

GONZALEZ MARTIN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1985) Evolución Geomorfológica de los valles del Anchuelo y Pantueña, al sur de Alcalá de Henares. *Rev. Mat. Proc. Geol.* Nº 3. 125-145.

GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976) El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Est. Geol.* V. 32. 391-423.

HOYOS M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.M.; RAMIREZ, A. y RUIZ, J. (1985). El Mioceno de Madrid. *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid*. C.S.I.C.-Museo Nac. de Ciencias Nat. 9-16.

JUNCO, F. y CALVO SORANDO, J.P. (1983). Cuenca de Madrid. *Libro Jubilar J.M. Rios*. IGME. t. II. 534-543.

JUNCO, F.; RAMIREZ, A.; RUIZ, J.; LAZARO, J.; ASTUDILLO, J.; VIOQUE, J. y PLAZA, J. (1984). Exploración de Uranio. Cuenca del Tajo. *Memoria ENUSA* (Inédito). Informe Interno.

LANAJA, J.M. (1987). Síntesis de la Geología y Geofísica realizadas en la exploración petrolera de la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral* E.T.S.I.M.M. 1-138

LANAJA, J.M. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. *I.G.M.E.*

LOMOSCHITZ, A; CALVO, J.P. y ORDOÑEZ, S. (1985). Sedimentología de las facies detríticas de la Unidad Intermedia del Mioceno al Sur y Este de Madrid. *Est. Geo.* 41 (5-6). 343-358.

LOPEZ MARTINEZ, N.; SESE, C. y HERRAEE7, E. (1987). Los yacimientos de Micromamíferos del área de Madrid. *Bol. Geol. y Min.* T. XCVI11-II. 159-176.

MELENDEZ, F. (1971). Estudio Geológico de la Serranía de Cuenca en relación con sus posibilidades petrolíferas. *Tesis Facultad de Ciencias*. Madrid.

MELENDEZ, F. y GARRIDO, A. (1982). Evolución del borde Oriental de la Meseta durante el Mesozoico y el Paleógeno. Excursión al Mesozoico-Paleógeno de la Sierra de Altomira. *Temas mongaráficos de A.G.G.E.P.* Exc. N° 2. 165 p.

MIALL, A.D. (1978). "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". In A.D. Miall (Ed). *Fluvial Sedimentology* Can. Soc. Petrol. Mem. 5. 597-604.

MIALL, A.D. (1985). Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*. 2. 261-308.

MOYA, H. y KINDELAN, J.A. Memoria y Mapa Geológico de la Hoja N° 22-19 (Ledanca), escala 1:50.000. *IGME* (IIª Serie).

MULLINS, H.T. y COOK, H.E. (1986). Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental análisis and hidrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*. 48. 37-80.

ORDOÑEZ, S.; GONZALEZ MARTIN, J.A. y GARCIA DEL CURA, MA. (1981) Carbonatos fluviales paractuales en el valle del rio Tajuña. *Actas V Reu. Grup. Esp. Trab. Cuat.* 280-293, Sevilla.

ORDOÑEZ, S.; GONZALEZ, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1987). Formaciones travertínicas y tobáceas en el valle del Tajo (sector Cifuentes-Trillo): estudio geomorfológico, petrológico y sedimentológico. *Cuaternario y Geomorfología*. Vol. 1. 231-245.

PEREZ GONZALEZ, A. (1982). Neógeno y Cuaternario de la llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.

PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. 1990 Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 486. Jadraque. *IGME*.

RACERO, A. (1985). Estudio geológico geofísico del sector Norte de la Subcuenca Oriental del Tajo. Provincias de Cuenca y Guadalajara. *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S.I.M.M.

RACERO, A. (1988) (a). Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW. de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de Subsuelo. *II Congreso Geológico de España*. Simposios. 213-221.

RACERO, A. (1988) (b) Exploración petrolífera en la Cuenca del Tajo. Contribución a su conocimiento. *VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*. T. 7. 62-82.

RIOS, L.M. (1970) Geología del petróleo en la región de la Mancha y Levante. Comunicación en *1^{as} Jornadas Nacionales del Petróleo*. 15 p.

SCHRÖEDER, E. (1930). La zona limítrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. *Pub. Extranj. sobre Geol. de Esp.* T. IV. 235-296.

SCHWENZNER, J. (1936). Zur morphologie des zentralspanischen boch1audes. *Geogr. Abh.* III Reihe, Heft 10, 128 p. Stuttgart. Resum. y trad. por Vidal Box, C (1945) en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* N° 41. 121-127.

TORRES, T.; JUNCO, F.; ZAPATA, J. y PLAZA, J. (1984). Similitud de los procesos sedimentarios de la Cuenca del Tajo y la Depresión Intermedia. *1^{er} Congreso Español de Geología Segovia*. T. 1. 285-300.

TORRES, T.; ZAPATA, J.L.; ASTUDILLO, J. y PLAZA, J.M. (1984). Exploración de Uranio en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental) *Memoria ENUSA*. (Inédito)

TORRES, T.; ZAPATA, J.L. y PORTERO, J.M. (1.983) El Terciario de la Depresión Intermedia entre la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. IGME T. II. 558-564.

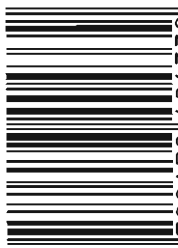
VIALARD, P. y GRAMBAST, L (1968). Présence de Crétacé Supérieur Continental dans la Chaîne Ibérique Castillaine. *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 266. 1.702-1.704.

WIEDMANN, J. (1974). Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas en el Cretácico Superior de las Cadenas Celtibéricas. *Actas I Simposium sobre el Cretácico de la Cord. Ibérica Cuenca*. 135-153.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7440-433-3



9 788478 404339