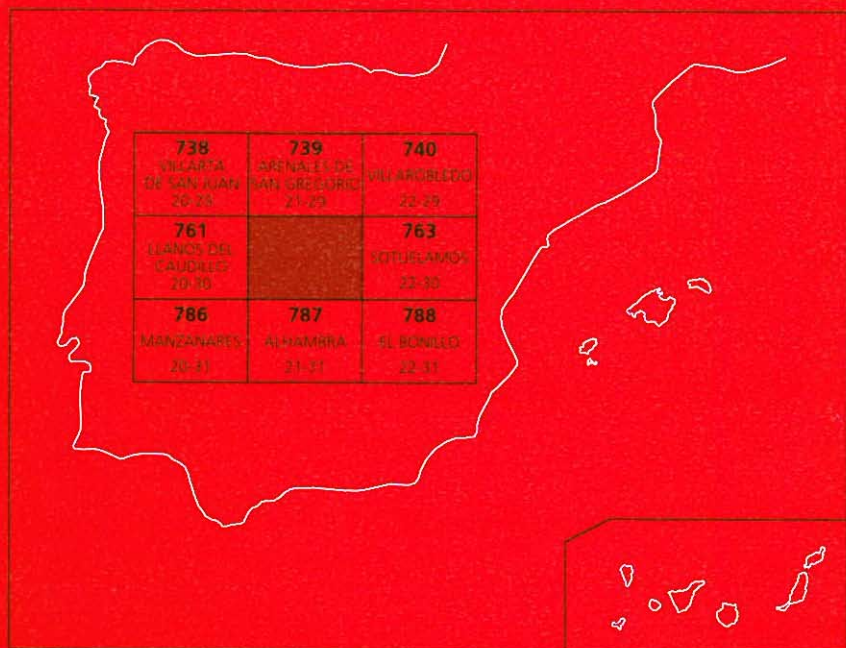




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



TOMELLOSO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

TOMELLOSO

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
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-10-005-3
ISBN: 978-84-7840-832-0
Depósito legal: M-17837-2010

Fotocomposición: Intecol S.L.U.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Tomelloso-762), han sido realizadas por el I.G.M.E., dentro del programa MAGNA, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

Mapa Geotécnico

- A. Pérez González (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- F. Moreno Serrano (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- L.M. Barranco Sanz (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J. Mulas de la Peña (I.G.M.E.). Cartografía Geomorfológica.

Dirección y supervisión

- A. Martín-Serrano García (I.G.M.E.)
- E. Elizaga Muñoz (I.G.M.E.)
- V. Gabaldón López (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías.
- Fichas bibliográficas.
- Informes complementarios.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1. MESOZOICO.....	8
2.1.1. Triásico.....	8
2.1.1.1. Arcillas versicolores y yesos (1). Facies Keuper. Triásico superior.....	8
2.1.2. Jurásico.....	9
2.1.2.1. Calizas dolomíticas. Fm dolomías tableadas de Imón. Car- -niolas y calizas brechificadas Fm Cortes de Tajuña (2). Triásico superior-Lías inferior.....	11
2.1.2.2. Calizas y dolomías azuladas. Calizas con crinoides. Fm Calizas tableadas de Cuevas Labradas (3). Sinemuriense superior-Pliensbachiense.....	12
2.1.2.3. Arcillas y margas blancas con dolomías intercaladas. Fm Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (4). Pliensbachiense.....	12
2.1.2.4. Calizas oolíticas (5). Pliensbachiense-Toarciense.....	13
2.1.3. Cretácico.....	13
2.1.3.1. Areniscas con gravas y arcillas blancas. Fm Arenas de Utrillas (6). Albiense Cenomaniense.....	15
2.1.3.2. Calizas oquerosas rojas y margas blancas (7). Cenomaniense- Turonense.....	15
2.1.3.3. Calizas blancas con rudistas (8). Senoniense.....	16
2.2. TERCARIO.....	16
2.2.1. Paleógeno.....	16
2.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos (9). Oligoceno.....	16
2.2.2. Neógeno.....	18
2.2.2.1. Calizas travertínicas (10). Mioceno-Plioceno.....	18
2.2.2.2. Arcillas, limos, arenas y conglomerados polimícticos con costra laminar a techo. Glacis (11). Mioceno-Pleistoceno inferior.....	19
2.2.2.3. Costras calcáreas de Campo de Montiel (12). ¿Plioceno Pleistoceno?.....	20
2.3. CUATERNARIO.....	21
2.3.1. Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales del Alto Guadiana (13) Pleistoceno Medio-Holoceno. Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales de Campo de Montiel (15). Pleistoceno.....	21
2.3.2. Gravas y tobas calcáreas. Terrazas (14). Pleistoceno Medio. Gravas o tobas calcáreas. Terrazas (16). Pleistoceno Superior.....	22

2.3.3. Limos eólicos (17). Holoceno	22
2.3.4. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limos arcillosos. Coluvión (18). Holoceno	23
2.3.5. Arenas y limos, arcillas con cantos poligénicos Conos aluviales (19). Holoceno	23
2.3.6. Cantos poligénicos, arenas, limos y arcillas. Fondo de valle (20). Holoceno	23
2.4. GEOFÍSICA	24
2.4.1. Investigaciones geofísicas realizadas. Conclusiones	24
2.4.2. Columnas estratigráficas de los sondeos	25
3. TECTÓNICA	26
3.1. SINTESIS REGIONAL	26
3.1.1. Unidades estructurales a nivel regional	26
3.1.2. Unidades estructurales representadas en la Hoja	27
3.1.2.1. Campo de Montiel	27
3.1.2.2. Surco manchego	27
3.1.3. Fases tectónicas	28
3.2. ACCIDENTES TECTÓNICOS MÁS IMPORTANTES	29
3.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	30
3.3.1. Deformación continua	30
3.3.2. Deformación discontinua	31
3.3.2.1. Escala macro y mesoestructural	31
3.3.2.2. Escala microestructural	31
3.3.2.2.1. Mesozoico	31
3.3.2.2.2. Cenozoico	36
4. GEOMORFOLOGÍA	38
4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO	38
4.1.1. Estudio del modelado	38
4.1.1.1. Formas estructurales	38
4.1.1.2. Formas de ladera	39
4.1.1.3. Formas fluviales	39
4.1.1.4. Formas eólicas	40
4.1.1.5. Formas de alteración	40
4.1.1.6. Formas poligénicas	40
4.1.1.7. Formas antrópicas	42
4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA	42
4.3. PROCESOS ACTUALES	43
5. HISTORIA GEOLÓGICA	43
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	46
6.1. CANTERAS	46
6.2. HIDROGEOLOGÍA	46
7. BIBLIOGRAFÍA	47

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Tomelloso se encuentra situada en el límite NO de Campo de Montiel y en la zona meridional del sector central de la Llanura Manchega. Administrativamente está incluida en la zona NE la provincia de Ciudad Real.

La Hoja está dividida en dos regiones con características propias: al norte, la Llanura Manchega, un relieve muy plano, cuyas cotas están comprendidas entre 660 y 770 m; al sur el Campo de Montiel, un marco montañoso con cotas que oscilan entre los 680 m y 970 m. El paso entre ambas es paulatino, a través de glacis y rampas construidos sobre el límite septentrional del Campo de Montiel.

La red hidrográfica está caracterizada por la presencia de un río principal, el alto Guadiana, que drena la Hoja con dirección SE-NO hasta su salida de Campo de Montiel, donde gira al N para dirigirse a la Llanura aluvial de San Juan. Antes de salir de Campo de Montiel, el río es embalsado en el pantano de Peñarroya, para abastecer las necesidades de regadío de los municipios de Argamasilla de Alba y Tomelloso. El resto de la red fluvial es de poca entidad, con funcionamiento estacional y esporádico, como corresponde a la tónica general de la región.

La densidad de población en el área es dos veces y media inferior a la densidad media de España. Los dos únicos núcleos de población son Tomelloso (30.000 hab.) y Argamasilla de Alba (10.000 hab.). La Hoja no está atravesada por ninguna carretera nacional; cerca de ella se encuentran la N-IV (Madrid-Andalucía) y la N-301 (Ocaña-Albacete).

La agricultura, que originalmente fue extensiva, poco diversificada y dedicada a cultivos excedentarios (cereales, olivo y vid), se ha transformado en otra con mayor rendimiento económico (hortalizas, maíz, alfalfa, uva de mesa, etc.), gracias al regadío. El sector industrial lo forman actividades conexas a la agricultura: alcoholes, fábricas de harina, etc. La única actividad ganadera es el pastoreo de cabras y ovejas que aprovecha los pocos pastos de mala calidad que existen. Asociada a esta última existe una industria quesera importante. También hay grandes extensiones improductivas, sobre todo en Campo de Montiel, con bajo porcentaje dedicado al regadío, explotadas como cotos de caza (conejos y perdices fundamentalmente).

La vegetación arbórea natural tiene carácter disperso y residual, compuesta por encinas, robles y alguna sabina. En las riberas suelen aparecer chopos y olmos.

Entre los parámetros que definen la climatología, hay que señalar el escaso valor de la precipitación media anual, que en Argamasilla de Alba, alcanzan los 450 mm y en Campo de Montiel los 500 mm. Los meses de Julio y Agosto son los más secos, con menos de 15 mm de precipitación, los más lluviosos son los de otoño e invierno con precipitaciones mensuales máximas de 60 a 70 mm. La temperatura media anual oscila entre los 14°C y 14,5°C, con mínimos absolutos de -12°C en Febrero y máximas de 42°C en Julio.

Los datos y conocimientos previos sobre distintos aspectos geológicos de la zona, son muy variables. Los primeros se remontan al siglo XIX. Entre los trabajos de carácter local referidos a la Hoja hay que destacar el Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Tomelloso), 1ª Serie (1954), las Hojas limítrofes del Mapa Geológico Nacional (MAGNA 2ª Serie). PÉREZ GONZÁLEZ, (1981) realizó su tesis doctoral: "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y su relación con la Cuenca del Tajo".

Otros trabajos de interés, por las aportaciones que hacen al conocimiento general de la zona, son los de HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932, 1949 y 1955-56), SOLESABARIS (1951), LAUTENSACH (1964) y JESSEN (1930).

Los materiales aflorantes más antiguos de la Hoja son las arcillas y yesos triásicos, los calcodolomíticos y margosos del Jurásico y Cretácico y los conglomeráticos del Oligoceno, que configuran el límite septentrional de Campo de Montiel. Hacia el norte, se hundén de forma brusca y quedan cubiertos por materiales detríticos y carbonatados del Mioceno y Plioceno, que a su vez son cubiertos por costras calcáreas y depósitos aluviales del Plioceno y Cuaternario.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Tomelloso afloran los materiales mesozoicos del Campo de Montiel, así como los del Neógeno y Cuaternario en la Llanura Manchega.

2.1. MESOZOICO

A escala regional lo forman materiales que van desde los tramos basales del Trías al Lías, sin que exista certeza de que los términos a su techo ya pertenezcan al Dogger. Existe una falta de registro que quizás abarca el Jurásico Medio y Superior y casi todo el Cretácico Inferior. Discordantes sobre el Jurásico aparecen las "Facies Utrillas", que señalan el comienzo del ciclo superior del Cretácico, el cual es poco potente en la zona meridional de la Sierra de Altomira al igual que en los escasos afloramientos existentes en el borde N del Campo de Montiel.

2.1.1. Triásico

El Triásico que aflora en la región pertenece al litotipo llamado "Trías Hespérico" (VIRGILI *et al.*, 1977), caracterizado por sus series terrígenas continentales adosadas al borde E del Macizo Ibérico.

Como afloramientos más significativos de la región se pueden citar los situados en Alcázar de San Juan, Lagunas de Ruidera, Alhambra y los de la zona que bordea la plataforma caliza de Campo de Montiel en su vertiente meridional, que se extienden hasta Alcaraz. Reposan discordantes sobre un zócalo cámbrorodoviciano, y son recubiertos por los sedimentos carbonáticos jurásicos.

Hacia el borde de la Meseta experimentan una importante reducción de potencia, junto con cambios laterales de facies, en especial el Muschelkalk. Sólo la unidad superior yesífera (Facies Keuper) se mantiene con las mismas características, aunque reduciendo también su espesor. (YÉBENES *et al.*, 1977).

TORRES y LEYVA, (1988), como resultado de las investigaciones de Recursos Minerales, bajo la cobertera mesozoica y neógena de La Mancha (mitad occidental), dan una sucesión estratigráfica de 200 m de espesor, que viene a ser similar a la establecida por YÉBENES *et al.* (*op cit.*) en Alcázar de San Juan.

2.1.1.1. Arcillas versicolores y yesos (1). Facies Keuper. Triásico superior

Afloran en los márgenes del Embalse de Peñarroya (SE de la Hoja), en pequeños cortes parciales de las canteras inactivas de yesos presentes en las laderas escarpadas del río Guadiana.

La potencia parcial observable en los lugares donde la serie no está cubierta, es de 28 m, no aflorando en ningún punto la base de la misma. Se observan dos tramos: uno inferior de arcillas rojas (7 a 8 m de espesor) y otro superior con 15-17 m de arcillas verdes. Ambos presentan intercalaciones de yesos en niveles de aspecto anastomosado. Las texturas de los yesos son secundarias, nodulosas y fibrosas. Las primeras se originan por sustituciones de anhídrita propias de medios bastante restringidos (SHAERMAN, 1971). De lo anterior se deduce que las anhidritas primarias se han podido formar en la zona vadosa-capilar de la llanura supramareal, en "sebkhas" costeras (SHAERMAN, 1966) o en llanuras de fango de los lagos salinos efímeros (HARDIEL *et al.*, 1978). Por correlación regional, esta unidad azoica puede atribuirse al Triásico superior (Noriense) (Fig. 1).

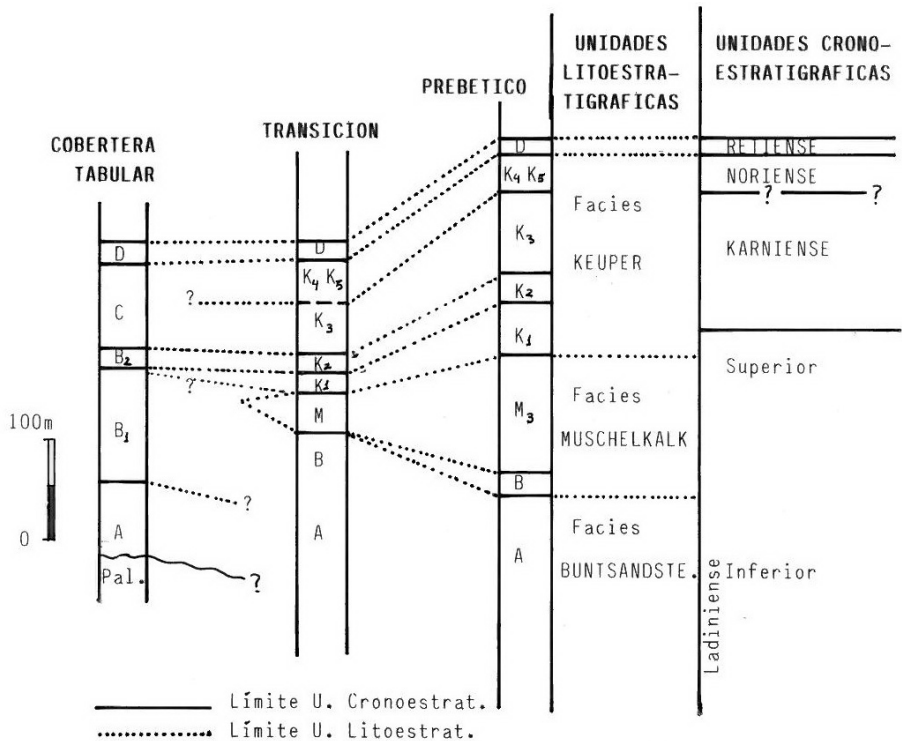


Fig. 1.- Correlación de las facies del Triás de la zona Prebética y del borde de la Meseta (A. GIL y LOPEZ-GARRIDO, 1987).

2.1.2. Jurásico

Los materiales jurásicos pertenecen al dominio meridional de la Meseta, siendo muchos términos de la serie fácilmente correlacionables con los de los dominios vecinos: SO de la Cordillera Ibérica y Prebético Externo. La continuidad estratigráfica en muchos casos es total, marcándose los límites por criterios exclusivamente estructurales (directriz dominante del plegamiento).

Varios los autores han estudiado localmente parte de los afloramientos de la región, entre ellos destacan GAIBAR-PUERTAS *et al.* (1969), quienes realizaron una amplia síntesis de las observaciones del Liásico manchego.

La mayor parte del Jurásico manchego pertenece al Lías, y los niveles más altos al Dogger, faltando por completo el Malm. Esta laguna estratigráfica también afecta al Cretácico inferior y aumenta hacia el Oeste. Este hecho ya fue advertido en los primeros trabajos realizados en la región, que atribuían el techo de la serie jurásica al Lías (FONTBOTE y RIBA, 1956), o al Dogger (VIALLARD, 1973).

Las características de las unidades jurásicas permiten realizar una fácil correlación con las unidades formales descritas por GOY *et al.*, 1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica: Grupo Renales y el Grupo Ablanquejo (Fig. 2), aunque hay que matizar que en Campo de Montiel el Grupo Ablanquejo no se reconoce con claridad, ya que parece quedar limitado a la zona meridional de la Sierra de Altomira.

TRIÁS SUP.	?	HETTANG. - SINEMUR.	Grupo RENALES	Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON	2
				Fm. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUÑA	
NOR.	?	PLIENSCHACH.	Grupo ABLANQUEJO	Fm. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	3
					4
JURASICO INFERIOR					5
TOARCIENSE					?

Fig. 2.- Unidades litoestratigráficas definidas para el Triásico terminal y el Jurásico inferior de la Cordillera Ibérica (GÓMEZ, *et al.*, 1976) y su relación con las unidades del ciclo Jurásico definidas en la Hoja.

En Campo de Montiel La distribución de espesores de la serie jurásica es bastante homogénea, tendiendo a aumentar generalmente hacia el E. En el afloramiento de Yemeda, en el borde SE de la Cordillera Ibérica, tiene una potencia de 130 m, reduciéndose a 50 m en San Clemente y a valores similares en Puebla de Almerana y Almonacid del Marquesado. En los sondeos realizados en la Mancha oriental se reconocen: 180 m en Gabaldón, 150 m en los de

Ledaña y Carcelén y 140 en los de Salobral. En el Prebético Externo alcanza un espesor de 270 m y máximos de 320 m en el borde oriental de Campo de Montiel. Todo ello parece indicar que se formó una extensa plataforma carbonatada instaurada sobre un suave relieve. La distribución de facies evoluciona de depósitos de plataforma interna confinada, con gran influencia continental al oeste, a depósitos de plataforma con carácter más abierto, hacia el este.

2.1.2.1. Calizas dolomíticas. Fm dolomías tableadas de Imón. Carniolas y calizas brechificadas. Fm Cortes de Tajuña (2). Triásico superior-Lías inferior

La unidad la componen dos tramos bien diferenciados: uno inferior, de calizas grises algo dolomíticas y bien estratificadas, con una potencia entre 15 y 20 m, y otro superior con calizas brechificadas y carniolas, cuyo espesor, difícil de calcular, puede alcanzar los 100 m.

Calizas dolomíticas (Tramo inferior)

Los afloramientos se sitúan fundamentalmente en los márgenes de la cola del embalse de Peñarroya, donde presentan espesores que varían entre 15 y 20 m. y están en concordancia sobre las arcillas yesíferas en Facies Keuper, existiendo entre ambas unidades un tramo de 2 a 4 m, formado por calizas cristalinas tableadas de color amarillo, correlacionable con el Tramo de Transición (Cordillera Ibérica). El mejor corte se encuentra en las cercanías del Molino de San Luis, en una de las canteras de yesos existentes en la margen derecha del río Guadiana.

Son calizas recrystalizadas en bancos de espesor variable. En las muestras analizadas con microscopio no existen rastros de dedolomitización y presentan restos de aloquímicos y de fósiles indeterminados. El contenido fósil no es significativo, habiéndose encontrado moluscos y *Afureina sp.*

Los pocos datos sedimentológicos útiles obtenidos permiten diagnosticar, sin mayor precisión, un medio deposicional de llanura mareal.

Se le asigna una edad Triásico Superior, por correlación con otras zonas mejor datadas en la Cordillera Ibérica y por criterios de posición estratigráfica.

Calizas brechificadas y Carniolas (Tramo Superior)

Afloran extensamente al SE de la Hoja. Este tramo está constituido por carniolas masivas en la base, que hacia techo pasan a brechas calizas, con planos de estratificación discontinuos y mal delimitados. Un afloramiento conspicuo es el de la presa de Peñarroya. Es difícil establecer su potencia con exactitud, que debe estar entre 80 y 100 m. Las brechas y carniolas aparecen muy recrystalizadas y fisuradas, con procesos de dedolomitización. En el ángulo SE de la Hoja existen capas margo-arcillosas de aspecto verdoso y de escasa potencia.

El conjunto es correlacionable con la Formación de Carretes (GARCÍA RODRIGO y PENDAS 1971) y con la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (GOY *et al.*, *op. cit.*).

El medio sedimentario fue submareal, donde se generaron dolomías primarias con evaporitas, que posteriormente, por disolución de estas últimas, dieron lugar a colapsos de los tramos superiores, con la subsiguiente distorsión de la estratificación.

La poca fauna encontrada no es relevante, aunque por criterios regionales este tramo supe-

rior puede ser datado como Hettangiense-Sinemuriense.

2.1.2.2. Calizas y dolomías azuladas. Calizas con crinoides. Fm Calizas tableadas de Cuevas Labradas (3). Sinemuriense superior-Pliensbachiense

Esta unidad es fácilmente reconocible en campo por su mayor resistencia a la erosión, en comparación con las unidades contiguas. El corte más completo se halla aguas abajo y junto al dique del Embalse de Peñarroya, donde presenta un espesor de unos 56 m. El techo de este tramo puede correlacionarse con el muro de una serie parcial de 4,70 m, situada en el km 13 de la carretera Tomelloso-Ossa de Montiel, cerca del Cerro del Novillo.

El corte del Pantano de Peñarroya está compuesto de muro a techo por: 6 m de brechas calcáreas rojizas, bien estratificadas; 8 m de calizas rojizas muy recristalizadas; 3 m similares a las brechas anteriores; 20 m de calizas recristalizadas en tramos más o menos masivos con algunos delgados niveles de aspecto bréchico; 27 m de calizas micríticas con abundantes fósiles, en especial crinoides. En el techo se encuentran niveles con abundantes óxidos de hierro y capas delgadas con oncolitos. Los análisis realizados en lámina delgada indican la existencia de frecuentes sombras de aloquímicos y numerosas laminaciones algales hacia la base, así como procesos de recristalización y dedolomitización; estos últimos de distribución irregular. Los fósiles encontrados en los términos micríticos son restos de lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos y ostrácodos. Algunos de los cuales se han clasificado como:

- *Ammobaculites* sp.
- *Lingulina* gr. PUPA-TENERA
- *Caveuxia* sp.
- *Fronicularia* sp.
- *Haurania* sp.
- *Pseudopfena* cf. BUTTERCINI

Los medios deposicionales varían entre llanuras de mareas y "lagoon". En función de estas características, esta unidad se puede correlacionar con la Formación Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas (GOY *et al.*, *op. cit.*). También con la unidad informal MADROÑO (GARCÍA-RODRIGO y PENDAS, *op. cit.*), de edad Sinemuriense superior-Pliensbachiense.

2.1.2.3. Arcillas y margas blancas con dolomías intercaladas. Fm Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (4). Pliensbachiense

Es una unidad difícil de reconocer en el campo, ya que no da ningún tipo de resalte morfológico y está cubierta parcialmente por los depósitos cenozoicos. Comprende una alternancia de arcillas y margas de aspecto blanquecino, con dolomías de tonos grises claros. Son característicos de esta unidad unos tramos con dolomías de color blanquecino, fractura paralelepédica y con oquedades que asemejan una porosidad fenestral. A techo aparece una lumaquela formada por lamelibranquios, braquiópodos y gasterópodos, ya descrita por FERREIRO y ROIZ (1975).

Es difícil calcular el espesor de esta unidad, aunque puede estimarse en 25-35 m, en función de datos parciales y los valores dados por otros autores. Es correlacionable con los términos altos de llanura de marea, propios de la Formación Cuevas Labradas, de edad Pliensbachiense.

2.1.2.4. Calizas oolíticas (5). Pliensbachiense-Toarciense

Aparecen pequeños afloramientos en el borde Norte de la plataforma mesozoica de Campo de Montiel, donde debieron quedar cubiertos por los conglomerados cuarcíticos del Oligoceno y ahora se encuentran en vía de exhumación. Su espesor puede llegar a los 70 m

En el km 11 de la carretera comarcal de Tomelloso a Ossa de Montiel existe un buen afloramiento de esta unidad, que forma un frente circular de calizas bien estratificadas, subhorizontales, con una potencia de 16 a 20 m y abundantes procesos de karstificación, iniciados a partir de amplias grietas verticales que cuarteán de forma irregular el paquete de calizas. La base de corte lo componen unos 2 ó 3 m de calizas tableadas, en capas de 2-6 cm, con laminaciones, fractura algo concoidea y aspecto margoso. Hacia techo aumenta tanto el espesor de las capas (de 5 a 30 cm) como el de los tramos oolíticos de color verde oliva. También se dan intercalaciones de tramos margosos de pocos cm y de aspecto más claro. El tránsito con la unidad subyacente se realiza mediante unas dolomias rojizas.

En lámina delgada se han reconocido oomicritas, oesparitas, intraesparitas y, en tramos más fosilíferos, intrabiomicritas. Se han identificado también restos de gasterópodos, lamelibranquios, serpúlidos, braquiópodos, ostrácodos, equinodermos, espículas, escasos microfilamentos, *Eothrix cf. alpina*, *Epistomina sp.*, *lagénidos*, *Glomospira sp.*

El análisis de esta unidad indica ambientes someros de cierta energía. Por sus características es correlacionable con la unidad Colleras (GARCÍA-RODRIGO y PENDAS, *op. cit.*) del Prebético Externo pero no con alguna de las unidades coetáneas de la Cordillera Ibérica. Por ello, puede tratarse de una facies de borde con condiciones paleogeográficas diferentes a las definidas en la Ibérica. Cronológicamente correspondería a los términos medios del Grupo Ablanquejo, comprendidos entre el Pliensbachiense superior y el Toarcienser.

2.1.3. Cretácico

Los afloramientos cretácicos de la región están encuadrados en la orla oriental del Macizo Ibérico, bien en estructuras plegadas como ocurre en los flancos anticlinales de la zona meridional de Altomira y SO de la Cordillera Ibérica, bien como retazos aislados, formando parte de la cobertera tabular de la Meseta, en aquellos puntos donde no han sido borrados por la erosión o cubiertos por materiales terciarios.

El yacente del Cretácico es el Jurásico, previamente erosionado y más antiguo cuanto más al oeste se encuentra. Las series cretácicas manchegas se pueden correlacionar con las series cretácicas de la Cordillera Ibérica y los ciclos sedimentarios allí definidos (Fig. 3), pudiéndose agrupar en cuatro tipos:

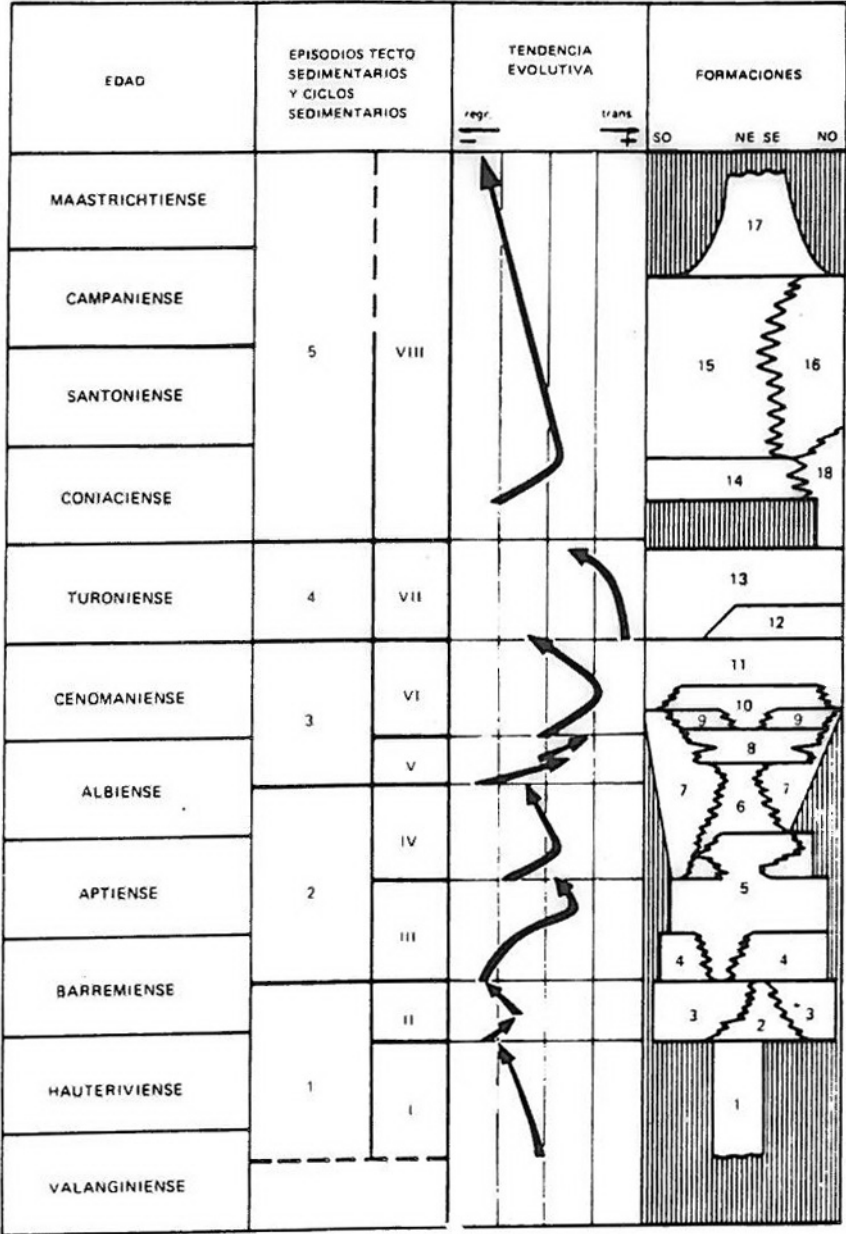


Fig. 3.- Ciclos sedimentarios y episodios tectosedimentarios (de MAS et. al., 1982).

Lomas de Pelón. Hay un único afloramiento situado en el borde externo y oriental de Campo de Montiel. Tiene escasa extensión horizontal y vertical (33 m de espesor). Los ambientes representados oscilan entre continentales con influencia marina y marinos arrecifales, poco profundos y de poca energía. Las características del mismo hacen difícil su correlación con otros afloramientos de la región.

Anticlinal de Villarrobledo. Se encuentra en la Llanura manchega y es una prolongación de la Sierra de Altomira hacia el Sur. La serie, de 45 m de espesor, está constituida por arenas, arcillas margosas y areniscas, cuyas facies muestran el inicio de la transgresión generalizada en el Cretácico Superior.

Cretácico de Altomira meridional. Tiene una potencia máxima de 170 m, y aflora repetidas veces en los flancos de los anticlinales arrasados. La serie más completa corresponde al anticlinal de Mota del Cuervo.

Cretácico entre la Llanura Manchega y el Pantano de Alarcón. Tiene una potencia de 275 m, asignándose sus primeros términos a la facies "weald", los más antiguos de la región.

2.1.3.1. Areniscas con gravas y arcillas blancas. Fm Arenas de Utrillas (6). Albiense Cenomaniense

El único afloramiento de cierta entidad aparece en las canteras inactivas, al este del km 31 de la Ctra. Argamasilla de Alba a La Solana. Está constituido por arenas, areniscas y arcillas de tonos blancos, rojos y violáceos, con granos de cuarzo y cemento carbonatado y ferruginoso. En la base del tramo hay cantos de cuarcita. Presenta estratificación cruzada de media y gran escala. Las areniscas presentan 70% de sílice y 30% de cemento calcáreo. La fracción detrítica de las areniscas está compuesta por más del 80% de cuarzo. La potencia estimada es de unos 10 m.

Estos sedimentos parecen corresponder a canales de baja a media sinuosidad, dentro del modelo general de abanico aluvial, con cierta influencia marina en las zonas orientales fuera de la Hoja.

2.1.3.2. Calizas oquerosas rojas y margas blancas (7). Cenomaniense-Turonense

Dan lugar a pequeños afloramientos de mala calidad, en el límite occidental de la Hoja, donde están casi cubiertos por los materiales posteriores y por los suelos de las tierras de labor.

Esta unidad comprende alternancias de calizas oquerosas, con colores amarillentos a techo y tramos margosos de tonos claros y rojizos y con algunos niveles limoso-arenosos. La potencia estimada oscila entre 6 y 10 m.

En lámina delgada las calizas aparecen muy recristalizadas, con abundantes granos de cuarzo y fósiles de equinodermos, ostrácodos, lamelibranquios, gasterópodos, textuláridos y algas (presencia de cristales de calcita alargados: posible *Microcodium*). No hay datos suficientes para establecer una datación fiable de esta unidad; ya que las asociaciones micropaleontológicas tan solo indican una edad del Cretácico superior.

El medio sedimentario debió corresponder a un ambiente marino de poca profundidad con bastante influencia continental, por la abundancia de terrígenos.

2.1.3.3. Calizas blancas con rudistas (8). Senoniense

Esta unidad aflora en la parte más occidental de la Hoja, donde forman una pequeña loma, y está constituida por calizas blanquecinas de aspecto margoso. En lámina delgada aparecen como calizas biomicríticas muy recristalizadas, con rudistas, lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos y ostrácodos. Presentan abundantes porosidad e importantes cantidades de cemento calcítico rellenando cavidades. La potencia estimada es de 6 m. Su edad puede ser Senoniense, por correlación con otras zonas cercanas, donde se han encontrado *radiolites aff. angeoides*.

El medio sedimentario corresponde a zonas poco profundas de un arrecife marino.

2.2. Terciario

Los materiales terciarios que afloran en esta Hoja abarcan desde el Oligoceno hasta el Plioceno y comprenden: conglomerados cuarcíticos (9), calizas travertínicas (10) y una formación esencialmente detrítica, con arcillas, limos y gravas (11), que aparece interdentada con la anterior y con importantes encostramientos a techo, que dan lugar a una costra laminar bandeada con morfología de glacis. En pequeños escarpes situados en el ángulo NO de la Hoja, se producen afloramientos no cartografiados, de areniscas y conglomerados de cantos poligénicos y cemento carbonático (unidad A detectada por geofísica y sondeos). Dichos materiales deben corresponder a la unidad 11.

Debido a la ausencia de fósiles característicos, la datación de las unidades se ha realizado mediante criterios geomorfológicos y por correlación con unidades equivalentes del sector meridional de la Sierra de Altomira, donde aparecen en clara posición estratigráfica, en los sucesivos flancos de los pliegues.

En sondeos realizados en la Hoja se han hallado hasta 170 m de materiales detríticos encima de las calizas mesozoicas. En la base aparecen detríticos gruesos (gravas con arena y arcilla) y en la parte superior una potente serie de arcillas rojas con gravas, niveles arenosos y encostramientos a techo. Los detríticos gruesos basales están formados en gran parte por conglomerados de cantos exclusivamente cuarcíticos, correlacionables con los conglomerados de Peñas de San Pedro que se describen a continuación.

2.2.1. Paleógeno

Salvo los materiales que se describen a continuación, considerados como oligocenos, no se han identificado en la Hoja otros más antiguos dentro de este periodo.

2.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos (9). Oligoceno

Hay que hacer mención de la problemática existente en relación con afloramientos compuestos fundamentalmente por gravas de cantos cuarcíticos, situados en el límite septentrional de Campo de Montiel, sobre las amplias plataformas construidas en los materiales jurásicos.

En la mayoría de las cartografías geológicas de las Hojas de la zona, estas gravas han sido atribuidas al Plioceno o Plio-Cuaternario, aunque sin argumentación precisa. También se han llegado a formular hipótesis basadas en planteamientos regionales más amplios. En ellos se sugiere los siguientes orígenes: vestigios de mantos de gravas de una facies Weald precoz,

de edad jurásica (DEFALQUE, 1976); "Utrillas" alterado en la Hoja de Villarrobledo, residuos de la base de las facies Utrillas e incluso Facies Weald (TORRENS et al., 1976). Posteriormente, se realizaron otras investigaciones sobre este problema. Por un lado, PÉREZ GONZÁLEZ (1981) establece su situación estratigráfica por criterios geomorfológicos, señalando que la posición morfológica de los cerros de canturrall cuarcítico no es uniforme; al estar relacionados con una superficie de erosión de edad pre-Oligoceno medio. En opinión de este autor, algunos provendrían de la alteración y remoción de las facies basales de la molasa miocena, o derramadas desde relieves dominantes.

Por otro lado ELIZAGA (1980) estudia regionalmente estas facies, asignándoles edad albiense-cenomaniense inferior, situando como área fuente el NE de Sierra Morena y estableciendo un modelo sedimentológico de "abanico aluvial" que se desarrollaría sobre las zonas de Albacete, Hellín y la Cobertera Tabular de la Meseta. En cualquier caso, no hay criterios claros que permitan separar aquellos que provienen de la erosión y transporte de los que sólo han sufrido la degradación in situ.

Ésta unidad está formada por conglomerados de cuarcita, con un alto grado de redondeamiento y una pátina de tonos claros. En la superficie de estos afloramientos no se observa organización o estructuración alguna; los cantos presentan impactos típicos del golpeteo y un buen lavado posterior de arenas y finos que hace que se pierda todo rastro de estructura. Regionalmente están asociados a un ambiente con predominio de canales de baja sinuosidad (tipo "braided"). En el borde norte de Campo de Montiel se sitúan sobre diferentes tramos del Lías, en algunos casos formando parte del relleno de un sistema kárstico ampliamente desarrollado en toda la tabla jurásica de Campo de Montiel.

En las canteras inactivas de los Cerros del Novillo, estos conglomerados muestran una abundante matriz, cuya composición varía entre limo-arcillosa de color rojizo y carbonatada de color blanco. La unidad presenta un carácter masivo, con un espesor cercano a la decena de metros. Hacia muro aumenta la proporción de matriz sobre los cantos ("mud supported"). La base presenta geometrías de canales erosivos sobre limos y arcillas rojas.

En la última fase de realización de esta Hoja, de forma simultánea a las ubicadas en el borde sur y suroeste de la Sierra de Altomira, se ha podido comparar las facies y posición estratigráfica de los extensos afloramientos de conglomerados cuarcíticos existentes a ambos lados del surco manchego. Al norte de éste aparecen facies conglomeráticas -idénticas a las que se acaban de describir- a techo de la serie cretácica, en los flancos de los pliegues desarrollados sobre ésta, aunque con menor buzamiento que las capas cretácicas. En el ángulo SO de la Hoja de Campo de Criptana dichos conglomerados se extienden, en posición subhorizontal, a ambos lados del anticlinal que cruza el río Záncara, donde anteriormente fueron considerados como terrazas de este curso fluvial. Al norte de este río los mismos conglomerados llegan a configurar un pequeño relieve residual sobre la superficie estructural del páramo inferior. Por otra parte, las facies con las que aparecen dichos materiales (Km 9 De la carretera de Pedro Muñóz a Socuéllamos) son similares, sino idénticas a los existentes en la Hoja de Tomelloso: conglomerados cuarcíticos ("mud supported") con abundante matriz de detriticos finos y de carbonatos. En las Hojas de Villacañas, Quintanar de la Orden y Alcazar de San Juan, estos conglomerados se sitúan a techo de las areniscas eocenas y junto con ellas configuran extensas mesetas estructurales.

Al sur del surco manchego, estos materiales afloran de una manera dispersa en el borde Norte de Campo de Montiel, así como en el interior de éste, en algunos de los puntos más

elevados: Portachuelo (ángulo SE de la Hoja de Tomelloso), Cabeza del Canto y Cabalgador (Hoja de Sotuélamos). No guarda por tanto relación con los afloramientos cretácicos de la Hoja de Tomelloso y se sitúa sobre distintos tramos de la serie jurásica.

Por todo lo anterior, se propone una edad Oligoceno ("*sensu lato*") para los conglomerados cuarcíticos que jalonan el límite septentrional de Campo de Montiel y que aparecen relacionados con una antigua superficie de erosión, considerada por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) como pre-Oligoceno medio. Ello implica una evolución durante el Paleógeno, diferente en la Sierra de Altomira y en Campo de Montiel, tal como se describe en el apartado sobre la Historia Geológica del área.

2.2.2. Neógeno

2.2.2.1. Calizas travertínicas (10). Mioceno-Plioceno

Esta unidad litoestratigráfica fue denominada por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) "Calizas Travertínicas del Pantano de Peñarroya". Su afloramiento principal tiene dirección Norte-Sur extendiéndose entre el Embalse de Peñarroya y Casas de Santa Rita (3 km al Sur de Tomelloso). En la margen izquierda del pantano de Peñarroya se localiza un afloramiento de dimensiones irregulares, entre Miereras y Casilla de Zuñiga (Mesa de La Parra), cuya expresión morfológica es la de una plataforma a 780-800 m de altitud.

Las calizas travertínicas se apoyan en discordancia angular o erosiva sobre los sedimentos mesozoicos, adaptándose al suave paleorrelieve, con una pendiente hacia el N próxima al 1,5%. Los abanicos del Pliocuaternalio se apoyan sobre esta unidad enmascarando su límite septentrional.

En la Mesa de la Parra, afloran 7 a 8 m de la base de esta unidad, con cuerpos lenticulares de conglomerados calizos mesozoicos, heterométricos y subangulosos, cementados por carbonatos y matriz marga-arenosa de color pardo rojizo. En su contacto con el sustrato mesozoico se observan formas cóncavas de erosión fluvial o de disolución. Encima, hay de 8 a 9 m de calizas y calizas travertínicas, a veces con restos vegetales, en bancos de 1 ó 2 m y con algunos niveles de gravilla.

Al pie del Castillo de Peñarroya existe un interesante corte de esta unidad terciaria. El yacente en este punto está formado por las calizas con crinoides del Lías. Sobre éstas se disponen de muro a techo:

- 0,25 a 0,30 m: cantos calizos heterométricos, angulosos, subredondeados, sin ordenación aparente, con tamaños que oscilan entre 0.5 a 10 cm, con matriz arenosa y cemento carbonático arcilloso rojizo.
- 0 a 2,20 m: margas calcáreo-arenosas de color rojo, con cantos calizos subangulosos a techo (10 cm) que son erosionadas por una arenisca pardo rojiza, muy cementada, masiva, bien clasificada y de grano medio.
- 0'50 m: caliza tobácea con moldes de tallos vegetales. Esta capa se apoya con una marcada cicatriz sobre los estratos inferiores.
- 0'50 m: conglomerado calizo pardo-rojizo con cemento carbonático. Los cantos son de pequeño tamaño, heterométricos y no presentan ordenación interna.
- 0,80 a 1 m: caliza travertínica de color pardo rojizo, porosa y sonora a golpe de martillo.

En la zona de Altarejos, km 12 de la ctra. de Argamasilla a Ruidera, la serie se apoya sobre

el Jurásico. Comienza con cantos y bloques de caliza subangulosa con cemento carbonático arcilloso rojo. Encima hay bancos de calcarenitas que localmente contienen hiladas de cantos calizos bien redondeados. Finalmente hay calizas travertínicas coronando estos depósitos.

Hacia el Norte (Casa del Cura, Las Canteras, etc.) afloran 15-20 m de depósitos carbonatados. Generalmente son micritas algo arcillosas recristalizadas, a veces con restos de gasterópodos, lamelibranchios y vegetales. Se presentan en bancos de hasta 1,50 m de potencia. En corte se observan numerosos procesos de corrosión química, que le dan a la roca un aspecto oqueroso. Análisis geoquímicos realizados por PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) muestran como estas calizas son ricas en óxido de calcio (51 al 55%) y pobres en sílice y magnesio (0'10 a 0'50).

Se ha propuesto un medio sedimentario lacustres con etapas de mayor energía, lo que habría propiciado el depósito alternativo de calizas travertínicas y facies detríticas. Esta alternancia, junto con la posición que ocupa esta unidad en relación con la que se describe en el apartado siguiente (unidad 11) (ambas de apoyan sobre el Mesozoico y contactan entre sí), hace pesar en un cambio lateral de facies entre ambas.

Es bastante difícil precisar la edad de estos materiales debido a que el contenido paleontológico, representado principalmente por gasterópodos, lamelibranchios, ostrácodos y charáceas, no es determinativo. En la base de la Mesa de la Parra se ha clasificado (FERNÁNDEZ MARRÓN) un fragmento de Hoja como perteneciente a *Zilkova sp.*, que aunque es muy abundante durante el Mioceno-Plioceno, puede hallarse desde el Oligoceno al Cuaternario.

2.2.2.2. Arcillas, limos, arenas y conglomerados polimícticos con costra laminar a techo. Glacis (11). Mioceno- Pleistoceno inferior

Unidad denominada por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) como "glacis con costra laminar bandeada", del Plioceno. En la elaboración final de esta Hoja se ha optado por su identificación como una unidad eminentemente detrítica, depositada como un glacis de acumulación (tal como describe el mencionado autor) que desciende desde la plataforma de Campo de Montiel hacia la Llanura Manchega. El techo de la misma aparece con un encostramiento carbonatado que se extiende por toda la Mancha y que presenta un gran desarrollo en las Hojas de Sotuélamos y Villarobledo, donde llega a alcanzar un espesor de 15 m.

En superficie se observa una costra calcárea laminar-bandeada y multiacintada muy compacta. Las láminas son de espesor milimétrico alternando con tonos blancos y rosados. Hacia la base va perdiendo compacidad haciéndose primero hojosa y luego pulverulenta, dando paso a sedimentos más detríticos.

En el km 141,5 de la carretera Tomelloso-Sotuélamos se ha analizado un corte de esta unidad, que presenta de techo a muro:

- 40 cm de un horizonte A de color pardo, arenoso-limoso y con fragmentos de costra (50%).
- 60 cm de costra dura, bandeada, de color salmón que engloba gravillas de cuarcita y fragmentos de costras.
- > 1 m de limos carbonatados de consistencia cada vez más blanda hacia la base.

En ellos se observa como bajo la costra, aparecen limos arenosos-carbonatados con cantos calizos dispersos y debajo de éstos niveles con mayor proporción de cantos angulosos de caliza y algunos más redondeados de cuarcita, con escasa matriz arcillosa.

En el km 10 de la carretera de Tomelloso a Ossa de Montiel, lugar más cercano que el anterior a los ápices o cabecera de esta unidad, bajo el encostramiento superficial, afloran 4 m de limos rojos con clastos dispersos de cuarzo, cuarcita, calizas y dolomías. Así mismo se observan paleocanales con base erosiva en los que la concentración de clastos es mayor. En unos casos presentan laminaciones y en otros muestran el aspecto de un "*debris flow*". Los mismos conglomerados polimícticos han sido detectados en algunos de los sondeos realizados en esta Hoja (ver apartado correspondiente), con un espesor superior al centenar de metros.

En consecuencia, esta unidad que es expansiva sobre el borde de la plataforma de Campo de Montiel, donde su espesor ha de ser reducido, debe de experimentar un notable incremento del mismo al norte de las fallas que hundan el zócalo mesozoico del Surco Manchego.

En conjunto corresponden a un glacis de acumulación, que en opinión del autor mencionado, se habría producido por la migración lateral de corrientes semijerarquizadas. En las últimas etapas de su desarrollo se habría producido una alternancia de períodos de humedad-sequía, en condiciones climáticas semiáridas, con el consiguiente desarrollo de las costras laminares bandeadas.

Por la posición morfológica que ocupa, similar a la de los conglomerados polimícticos que bordean la plataforma de Campo de Criptana, pero que también se alojan en los núcleos de los sinclinales de la Sierra de Altomira, esta unidad es considerada con una edad Mioceno-Plioceno, incluyendo en la misma la última etapa de encostramiento.

En el borde norte de Campo de Montiel la cabecera de este glacis aparece encajada bajo los relieves residuales de los conglomerados oligocenos (9); también bajo las mesetas estructurales de las calizas travertínicas (10). Ello, hace pensar en una evolución, no sólo como glacis de acumulación, también como un glacis erosivo en sus últimas etapas (¿Mioceno superior-Plioceno?), previamente a su encostramiento, que habría desmantelado los niveles más altos que inicialmente enrasaron con las capas más altas de calizas travertínicas.

2.2.2.3. Costras calcáreas de Campo de Montiel (12). ¿Plioceno-Pleistoceno?

Sobre los carbonatos jurásicos se desarrollan unas costras calizas de poco espesor (1 m) pero bastante extendidas al Sur de la Hoja. Son costras carbonáticas blancas, pulverulentas en ocasiones, que pueden presentar una base limosa amarillenta.

Su textura es similar a las formadas en los glacis o abanicos, aunque el origen de las primeras puede estar más controlado por procesos edáficos, además de los aportes debidos al movimiento de los carbonatos por flujos hídricos.

Estas costras que aparecen dispersas sobre el substrato jurásico, no propician ningún criterio para su datación, salvo el del encajamiento en ellas de la red fluvial actual. En el límite meridional de la Hoja aparece un grupo de afloramientos alineados a lo largo de 7 km en dirección E-O. En conjunto dibujan un perfil longitudinal con una pendiente de 1%, dirigida hacia poniente. Cabe la posibilidad que se trate de una paleocorriente fluvial que drenara en el

mismo sentido, o que dicha pendiente sea debida a un basculamiento tectónico.

2.3. CUATERNARIO

Los estudios previos de mayor interés sobre el Cuaternario en la región son los de MOLINA (1974, 1975) y PÉREZ GONZÁLEZ (1981). El primer autor se centra en los Campos de Calatrava y Llanura Manchega occidental, mientras que el segundo trata sobre la Depresión de Castilla la Nueva, Valle del Tajo, Plataforma externa de los Montes de Toledo, Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel y Llanura Manchega.

2.3.1. Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales del Alto Guadiana (13). Pleistoceno Medio-Holoceno. Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales de Campo de Montiel (15). Pleistoceno

Dentro de este apartado se han incluido abanicos que han funcionado en distintas épocas. Se han diferenciado dos sistemas de abanicos en función de un ligero encajamiento de los más recientes (15), en los más antiguos (13). Ambos afloran extensamente en el borde N de la Hoja.

Destaca por su gran tamaño el abanico del "Alto Guadiana", sobre el que se asientan los núcleos urbanos de Tomelloso y Argamasilla. Al sur de éste último se observa en una cantera el siguiente corte de muro a techo (PÉREZ GONZÁLEZ, *op. cit.*).

Barras de cantos de calizas jurásicas y ocasionalmente de cuarzo (2%), con una distribución granulométrica de tamaños, en un 90%, en el intervalo 20-60 mm. El centilo medido en pared, alcanza los 200 mm. La matriz arcillo-arenosa y muy escasa, es de color pardo rojizo (5YR 5/6). Se intercalan en este término lentejones arenosos de arena media y con gravilla en las láminas. La dirección de paleocorriente medida en las láminas de los "sets" arenosos, tiene sentido norte. La cementación, así como la alteración y presencia de cortezas en los cantos calizos, es escasa o muy poco acusada. Las gravas apenas están fracturadas, un 6% de la muestra, y las formas son en su mayoría subredondeadas-subangulosas. El espesor visto puede alcanzar los 4,50 m. Un proceso de pseudogleyización posterior afecta a los metros finales, con coloraciones típicas amarillentas (10 YR 7/6-7/8).

A techo aparece una secuencia positiva, truncada por la erosión del nivel superior, y formada por una barra de cantos, a la que se superpone "cosets" de arena gruesa con gravilla en las láminas. Su espesor es de 2,50 a 3 m. En la parte superior y erosionando irregularmente a las laminaciones arenosas inferiores, aparecen paleocanales de cantos calizos con poca o nula matriz areno-arcillosas.

Continúa la sucesión con otra barra potente, 1,50 m de gravas de cantos calizos del Jurásico (100%), con una distribución granulométrica parecida a la expresada en las barras basales y centilo medido en pared de 200 mm.

Corona a la barra de cantos "*megaripplem*" de arena media, moderadamente clasificada, con laminación oblicua. La cementación y alteración de los cantos calizos, es todavía menos marcada que en la unidad inferior. El color generalizado de los materiales que componen este término es rosado (5YR 8/4).

Sobre lo anterior a parecen limos-arcillosos, con gravilla dispersa y zonas más arenosas, de color en húmedo parduzco rojizo (7,5 YR 7/8). Espesor máximo próximo al metro.

Un suelo gris aluvial (10 YR 7/1), limo-arenoso con gravilla, de hasta 0,60 m de espesor, cierra la alternancia estratigráfica local descrita.

No se puede precisar la variación de espesor de los abanicos desde las partes proximales a las distales; en las zonas apicales alcanzan probablemente los 15 m, ya que en el corte que se acaba de describir la potencia alcanza los 9-10 m.

Los minerales ligeros en ambos sistemas de abanicos son casi exclusivamente de carbonatos (80%) con algo de cuarzo y nada de feldespato. Las muestras analizadas en el abanico de la Casa Nueva (15) dan las siguientes proporciones de minerales pesados: circón (49%), turmalina (28%) y andalucita (8%).

Las condiciones climáticas actuales no parecen ser iguales a las que se dieron durante la generación de estos abanicos. El corte del abanico del Guadiana alto, lleva a considerar que el flujo era de agua posiblemente clara y con canales más o menos perennes, dentro de un clima de mayor humedad que en el actual.

La edad de estos abanicos debe abarcar desde el Pleistoceno inferior (13) o Pleistoceno medio (15) a la actualidad.

2.3.2. Gravas y tobas calcáreas. Terrazas (14). Pleistoceno Medio. Gravas o tobas calcáreas. Terrazas (16). Pleistoceno Superior

Estos depósitos son muy poco representativos, tanto por su extensión superficial como por su desarrollo. Se encuentran en ambos márgenes del embalse de Peñarroya. Otro pequeño retazo se localiza al Sur de Las Balsillas (669-501), relacionado con un pequeño valle de funcionamiento temporal.

Están constituidos por una alternancia de gravas de cuarcitas y calizas con matriz areno-arcillosa en la base y con caliza travertínica a techo. Pueden alcanzar espesores de hasta 4 ó 5 m.

Se han diferenciado cartográficamente dos niveles. El más antiguo (14) se sitúa a +12-15 m sobre el nivel medio del Guadiana. El otro, más reciente, se encuentra a +5-6 m y puede tener una edad Pleistoceno superior (16).

2.3.3. Limos eólicos (17). Holoceno

Sólo existen dos pequeños afloramientos de limos eólicos en la Hoja; uno al norte, cerca de la casa de Torres, y el otro en Tres Carriles, al SE de Tomelloso. Están relacionados con el manto eólico presente en la llanura aluvial de San Juan y más directamente con los existentes en la zona externa de Campo de Montiel, sobre las formas de enlace. Están constituidos por arenas enriquecidas en limo más arenilla, estas últimas alcanzan el 50% de la muestra. Estos limos arenosos tienen colores pardo-amarillentos a gris rosados. Están pobremente clasificados y los granos de cuarzo son en su mayoría subredondeados mates o subangulosos brillantes.

Presentan una baja concentración de minerales pesados, siendo la turmalina y el circón los minerales dominantes, y los secundarios, el rutilo, la estauroлита, los anfíboles y los piroxenos. En la fracción ligera destacan los carbonatos (>70%) seguidos del cuarzo (20%) y de escasos feldespatos.

El origen de estos limos está en la deflación de los abanicos aluviales sobre los que se apoyan.

2.3.4. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limos arcillosos. Coluvión (18). Holoceno

Se pueden distinguir dos tipos de coluviones según la litología dominante.

En un grupo se incluyen los coluviones cuarcíticos desarrollados a partir de los cerros testigo o relieves residuales formados por los conglomerados cuarcíticos (unidad 9). La mayoría de los cantos son de cuarcita, aunque aparecen algunos de cuarzo y ocasionalmente de caliza, redondeados y a veces eolizados o encostrados. El tamaño medio de los mismos es 4 cm y el centilo de 20 cm. La escasa matriz es arcillosa y a veces arenosa. Los minerales pesados son turmalina y el circón y los ligeros cuarzo y caliza.

En otro grupo se incluyen los productos de ladera procedentes de los materiales calcáreos liásicos y neógenos. Están menos desarrollados que los anteriores, y se forman en los pequeños escarpes de los valles y de las dolinas. Se localizan preferentemente en las laderas del cañón del embalse de Peñarroya. Están constituidos por cantos angulosos de calizas y costras, con matriz arcillo-limosa bastante carbonatada.

Aunque el fenómeno del coluvionamiento ha debido de estar funcionando desde hace mucho tiempo, se les ha asignado de una manera convencional una edad holocena.

2.3.5. Arenas y limos, arcillas con cantos poligénicos Conos aluviales (19). Holoceno

Son pequeños abanicos (conos) desarrollados en laderas con fuerte pendiente, que se localizan en el valle del Guadiana, en las proximidades del embalse de Peñarroya.

Están compuestos por arenas, limos y arcillas con cantos de costras, calizas y, en menor proporción, cuarcitas. La mayoría de los cantos se agrupan en torno al tamaño 2-4 cm., siendo el centil de 10 cm. Los minerales pesados mayoritarios son el circón y la turmalina.

Por sus relaciones con las unidades cuaternarias diferenciales se les ha asignado una edad holocena.

2.3.6. Cantos poligénicos, arenas, limos y arcillas. Fondo de valle (20). Holoceno

Los arroyos que drenan por el Mesozoico de Campo de Montiel, dan fondos de valle estrechos, con pocos sedimentos, que hacia el N se abren sobre el Plio-Cuaternario, transformándose en valles de fondo amplio y con mayor volumen de materiales.

En el primer caso, la litología está caracterizada por la presencia de cantos de caliza, cuarcita, dolomía y cuarzo, todo ello dentro de una matriz limosa.

Los valles sobre el Pliocuatnario presentan un mayor contenido de material areno-limoso. El más destacable por su magnitud es el fondo aluvial del Guadiana Alto, aguas abajo de la Presa de Peñarroya.

Estos depósitos tienen escasa potencia, salvo en el cauce del Guadiana, donde pueden llegar a los 3-4 m. Son de edad, indudablemente holocena.

2.4. GEOFISICA

Los pocos datos geofísicos manejados, indican la necesidad de utilizar geofísica de mayor grado de resolución si se quiere tener un conocimiento aceptable del subsuelo. Aún a falta de métodos más precisos, se han obtenido algunos datos útiles, de los métodos geofísicos utilizados en la zona, fundamentalmente para estudios hidrogeológicos de ámbito regional.

Se han revisado todos los trabajos geofísicos que incluían la Hoja dentro de la cobertura de sus investigaciones:

- Investigación geoelectrica de la Llanura Manchega. Sistema 23 C.G.S.S.A. (1975).
- Trabajos geofísicos complementarios en la Cuenca Alta del río Guadiana (sistemas acuíferos 19, 23 y 24). ADARO (1988).
- Gravimetría estructural 1:50.000 de las Hojas 714, 739 y 762. IGME (1987).
- Prospección geofísica en la Llanura Manchega. Términos municipales. RENASA (1978).

2.4.1. Investigaciones geofísicas realizadas. Conclusiones

El mapa de anomalías de Bouguer (esquema adjunto al mapa geológico) muestra una disminución de los valores de las isóneas (miligales) hacia el NE, debido al hundimiento del zócalo en el mismo sentido. Solamente en el área SE las isóneas no siguen esa tendencia, posiblemente debido a que existe una zona del zócalo elevada con respecto a las anteriores.

La parte más oriental de la Hoja parece presentar una cierta convergencia de líneas hacia una zona de dirección NO, que podría corresponder a una banda de fracturación en el límite entre el mesozoico tabular y el plegado.

En las investigaciones geoelectricas hay dos trabajos fundamentales: investigación geoelectrica de la Llanura Manchega, Sistema 23. C.G.S.S.A. (1975) y el realizado posteriormente por ADARO (1988) ajustando la anterior interpretación con base en la información algo más completa de los nuevos sondeos mecánicos y en los datos de los sondeos electromagnéticos intercalados en perfiles N-S.

Partiendo de los cortes geoelectricos del trabajo de ADARO, y de la información de sondeos mecánicos, se ha realizado el mapa de isobatas del techo del Mesozoico (Fig. 4), el cual muestra el estilo geométrico con mayor precisión que los métodos anteriores.

El documento es válido para un análisis cualitativo de ciertos aspectos del subsuelo. Los valores de resistividad señalan un sustrato resistivo calcáreo, pero no se puede precisar si es Cretácico o Jurásico, ya que ambos dan igual respuesta resistiva. Aunque existen tramos detríticos en la base del Cretácico Superior, son de poco espesor y no son detectados por el método.

El mapa de la figura 4 muestra un hundimiento hacia el NE con distintas pendientes, más acentuada en la parte O que en la E, debido posiblemente al juego de una falla de dirección NNE-SSO.

Los espesores de la serie Cenozoica varían entre cero metros, en Campo de Montiel y 200 o 250 m en algunos puntos del borde NO y en otros de la mitad oriental de la Hoja.

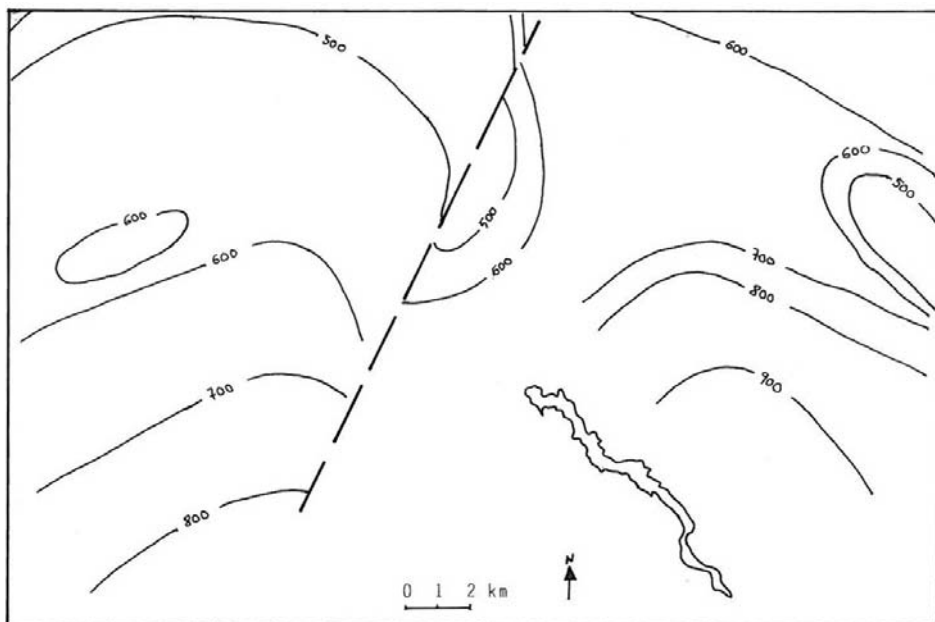


Fig. 4.- Mapa isobatas del techo del Mesozoico.

2.4.2. Columnas estratigráficas de los sondeos

Son muchas las perforaciones que se han realizado en la zona, debido a la gran demanda de cultivos de regadío, pero la mayoría no han sido de gran utilidad por la falta de datos precisos.

A continuación se describen aquellos sondeos con información útil, haciendo una primera separación en tramos litológicos y después una interpretación de carácter cronológico.

Sondeo 2130-3-014:

0-15 m.	arcillas rojas
15-26 m.	arcillas rojas y amarillas
26-30 m.	arcillas margosas
30-43 m.	arcillas con cantos
43-87 m.	arcillas rojas
87-170 m.	alternancia de arcilla con gravas y arenas

Interpretación sobre 3-014

Este sondeo proporciona datos sorprendentes:

- No atraviesa ningún nivel de caliza (travertínica) lo que parece indicar que los travertinos aflorantes hacia el sur desaparecen hacia el norte, bien por no sedimentación, bien por erosión. No obstante, cuatro puntos de agua realizados próximos a este

sondeo dan una capa caliza de 1-2 m de espesor a los 30 m de profundidad, lo que bien podría representar la continuación de ese travertino en profundidad.

- Los 170 m de espesor son básicamente arcillas con cantos y gravas. No se detectan las calizas mesozoicas atravesadas en sondeos cercanos, como en el de Tomelloso III, a 115 m de profundidad. Los primeros 87 m son básicamente arcillosos con algún canto. Esta serie debe corresponder a la unidad 11 y al Neógeno no aflorante (A). Hacia el sur y al este presenta numerosos detríticos gruesos, en tanto que hacia el norte (Hoja de Arenales de San Gregorio) y oeste (entre Argamasilla y Cinco Casas) se hace más fina, dando paso a series arcillosas con intercalaciones calcáreas y evaporíticas.
- A partir de los 87 m de profundidad aparecen materiales más gruesos, especialmente los últimos, que podrían corresponder a facies gruesas de la unidad del Neógeno (A), o incluso a los conglomerados poligénicos atribuidos al Oligoceno (9).

Sondeo 1-121

0-2 m.	Costra calcárea
2-40 m.	Arcillas arenosas
40-50 m.	Arenas arcillosas
50-80 m.	Arenas y gravas
80-100 m.	Arcillas amarillas con cantos
100-105 m.	Calizas y margas blancas
105-125 m.	Margas con algo de caliza
125-145 m.	Calizas oscuras y amarillas
145-155 m.	Calizas amarillas con margas. Margas con algo de caliza

Interpretación

0-2 m.	Abanicos aluvial (15), abanicos aluviales (13 y 15)
2-50 m.	Neógeno Sup. detrítico (A)
50-80 m.	Arenas, gravas y arcillas del Oligoceno
80-100 m.	arcillas del Cretácico superior.
100-155 m.	Calizas y margas de Lías

Además de estos sondeos, se ha utilizado para la confección del mapa de isobatas y cortes geológicos los sondeos con nº 1491 y 1537 del inventario de YTAGSA y la información de los sondeos de Tomelloso 2, Tomelloso 3, Argamasilla y Las Rejas realizados por el SGOP.

3. TECTÓNICA

3.1. SÍNTESIS REGIONAL

3.1.1. Unidades estructurales a nivel regional

Se distinguen 3 grandes conjuntos estructurales a nivel regional:

- El conjunto hercínico de la Meseta Ibérica, situado hacia el oeste;

- El conjunto alpino preorogénico que comprende: la plataforma mesozoica de Campo de Montiel, la de Campo de Criptana y los pliegues que afectan al Mesozoico y Paleógeno de la Sierra de Altomira;
- El conjunto postorogénico de La Mancha, formado fundamentalmente por materiales poco deformados del Terciario y Cuaternario.

3.1.2. Unidades estructurales representadas en la Hoja

3.1.2.1. Campo de Montiel

Es una plataforma subhorizontal constituida por materiales mesozoicos de unos 200 m de espesor, situada entre la Cordillera Ibérica y las Cordilleras Béticas. El estilo de deformación corresponde al de "piel fina", con una cobertera que se adapta a la deformación frágil del zócalo. No obstante, hay que destacar la tectónica diferencial entre el conjunto Liásico y el Cretácico, así como disarmonías de carácter local debidas a la presencia de tramos plásticos intercalados en la serie. El diastrofismo es poco intenso y aumenta hacia el este.

Los pliegues son suaves, con una longitud de onda hectométrica y sinclinales más apretados que los anticlinales. Las direcciones de los escasos pliegues muestran una alta dispersión. En la Hoja de Munera y en el sector de Balazote se describen pliegues "ibéricos" (NO a NNO), vergentes al oeste y "béticos" (ENE), no vergentes. En otras zonas también se han descrito otros pliegues (N y NE). Los pliegues con dirección submeridiana coincidirían con la dirección del plegamiento en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira; aunque la génesis de ambos puede ser independiente. La dirección NE, bastante común a nivel regional (N de Alhambra, NE de Campo de Montiel, Villanueva de los Infantes, etc.) es de difícil interpretación. Se ha relacionado, bien con procesos de halocinesis a favor de accidentes profundos, bien con estructuras béticas o ibéricas.

La fracturación es densa, especialmente en el N de la plataforma. Las fallas son subverticales, de pequeño salto y con carácter mayoritariamente normal. En la Hoja de Villarrobledo se observan dos familias principales de fallas: NO y NE. Sin embargo, a nivel regional se produce una disposición radial de la fracturación.

3.1.2.2. Surco manchego

Es una amplia y alargada llanura de dirección E-O, que separa el conjunto Campo de Criptana- Sierra de Altomira-Cordillera Ibérica de Campo de Montiel. Esta fosa tectónica está ocupada por sedimentos terciarios y cuaternarios apenas deformados. Los sondeos de percusión realizados en los últimos años dan potencias para el Neógeno de hasta 400 m, destacando la rápida variación de espesores en sondeos muy próximos entre sí.

Los escasos datos disponibles sobre la tectónica de esta unidad se basan en criterios geomorfológicos así como en el estudio de los lineamientos de imágenes de satélite. PÉREZ GONZÁLEZ (1981) se refiere a un lineamiento E-ENE relacionado con el escarpe meridional de la llanura actual de San Juan, con la formación de dolinas y con el brusco giro hacia el oeste del río Záncara en San Clemente. Este mismo autor reconoce deformaciones locales en las superficies inferior y superior del Corredor Manchego al bascular la Mancha al OSO según el eje submeridiano de El Bonillo. También alude a una subsidencia de la cuenca debido al reducido número de terrazas descritas y a su escasa diferencia de cotas. Asimismo, la orien-

tación de las dolinas en tres direcciones preferentes (N040-070E, N100-120E y N140-170E) sugiere también un control estructural.

3.1.3. Fases tectónicas

La deformación de los materiales aflorantes en esta Hoja se produjo durante las diferentes fases tectónicas del Ciclo Alpino que acontecieron desde el inicio del Mesozoico, documentadas con amplitud a través de trabajos de diversos autores que han trabajado en las áreas próximas de la Cordillera Ibérica y del Prebético. (Fig. 5).

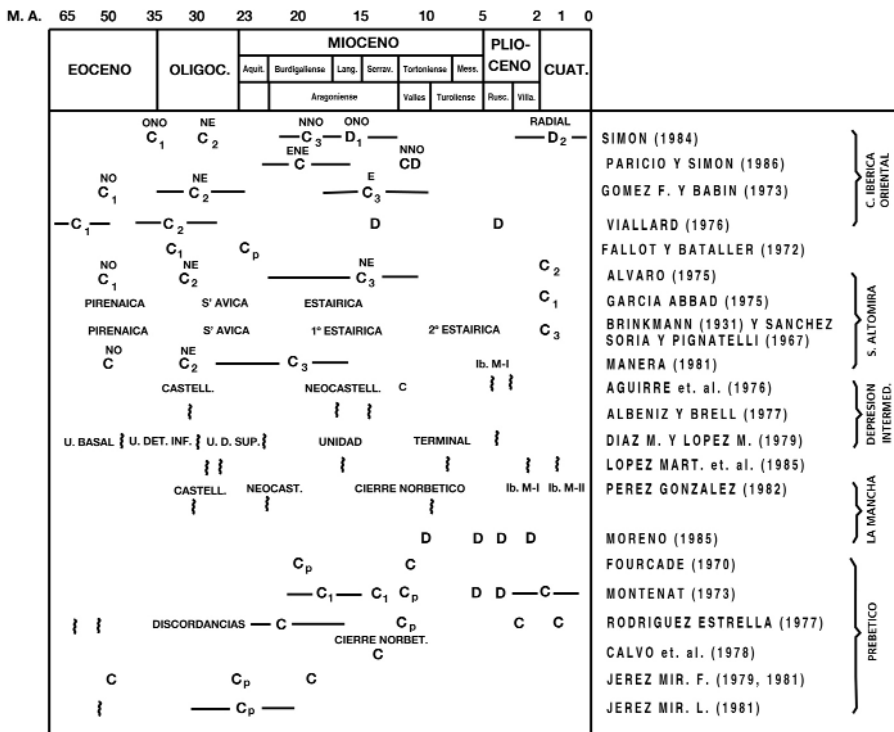


Fig. 5.- Cuadro de las fases tectónicas cenozoicas dadas por diferentes autores para la cadena Celtibérica, La Mancha y el Prebético. Las fases van indicadas con un nombre en mayúsculas o en signo. NEC_2 = segunda compresión con $\sigma_1 = NE$; $ONOD$ = distensión con $\sigma_3 = ONO$. El tiempo abarcado por las fases está indicado por líneas horizontales; I = discordancia, con referencias a eventos o unidades sedimentarias. Ib. M-I = fase Iberomanchega I. (Elaborado por Barranco, 1988).

Las fases Neoguimérica y Aútrica parecen ser las causantes de la ausencia de parte del Jurásico y del Cretácico. Al final del Cretácico y durante el Paleógeno esas fases habrían dejado dos áreas claramente diferenciadas: una meridional con tendencia al levantamiento (La Mancha-Campo de Montiel) y otra septentrional con tendencia al hundimiento (Depresión

Intermedia-Altomira). Durante el Terciario tiene lugar la orogenia alpina. Esta deformación se habría producido durante las diferentes fases orogénicas descritas en zonas próximas (Fig. 5).

Según los modelos clásicos, el surco o fosa manchega sería el resultado de un proceso que puede inscribirse dentro del marco geodinámico correspondiente a la etapa distensiva que durante el Neógeno tuvo lugar en el borde oriental de la Península. La distensión habría alcanzado la zona manchega en el Vallesiense-Turolense y su evolución habría tenido lugar a través de diversas etapas o fases (Fig. 5), estando en consonancia con las dos etapas reconocidas en el Mediterráneo occidental (ARMIJO *et al.*, 1977; BOUSQUET, 1977).

Según trabajos recientes sobre campos de esfuerzos en la evolución alpina de las cadenas Ibérica y Bética, el desarrollo y relleno del surco manchego, que había sido considerado como un proceso distensivo del Mioceno superior-Plioceno (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981), bien pudo iniciarse en contexto compresivo, bajo la acción del *campo de esfuerzos bético*, que durante el Oligoceno-Mioceno inferior se superpuso al *campo Ibérico*, dando lugar al *campo Altomira* (MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G., 1998). Posteriormente, a partir del Mioceno medio, la subsidencia debió continuar con el *campo Guadarrama* (CAPOTE, R., DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M., 1990).

Este régimen compresivo daría cuenta del borde septentrional cabalgante de la plataforma de Campo de Criptana y del equivalente en el Campo de Montiel, donde la baja calidad de los afloramientos permite dilucidar sólo la existencia de fallas E-O, hundiendo el zócalo mesozoico hacia el norte, pero no la cinemática de las mismas.

En cualquier caso, el surco manchego también puede contemplarse como una estructura independiente de la distensión generalizada a nivel continental, que se inició por el Norte en el Languedoc (Oligoceno terminal) y progresó hacia el Sur, alcanzando el óvalo de Valencia en el Tortoniense inferior-medio, momento en el que se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y otras intramontañosas del Prebético.

Entre tanto el surco manchego habría seguido una evolución, en parte similar a la cuenca de Madrid, y por ello con una edad y cinemática diferentes de la distensión en el Mediterráneo. Dicho surco se fue rellenando con materiales continentales, propios de abanicos aluviales y de ambientes lacustres (terrígenos, carbonatos y evaporitas) a lo largo de todo el Mioceno y no sólo durante el intervalo Turolense-Rusciniense, según las correlaciones con series y yacimientos paleontológicos de áreas vecinas, propuestas por PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*).

Por otra parte, la existencia de más de 200 m de evaporitas en el sector central del surco manchego, donde se alcanzan hasta 400 m de espesor, incluyendo las facies evaporíticas y detríticas (Hoja de Arenales de San Gregorio), plantearía un problema paleoambiental, si se supone que su depósito se produjo en el intervalo temporal mencionado. Por tratarse de medios continentales, no cabe esperar tasas de sedimentación tan elevadas, especialmente para las series evaporíticas.

3.2. ACCIDENTES TECTÓNICOS MÁS IMPORTANTES

En esta Hoja apenas hay elementos tectónicos reseñables a escala cartográfica. Lo más importante es la zona de contacto de las dos unidades estructurales representadas; es decir, las estructuras que condicionan la desaparición de la plataforma tabular mesozoica del Campo de Montiel bajo la Llanura Manchega.

La apertura del Surco Manchego, de dirección aproximada E-O, parece realizarse, tal como lo indicaron MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979), por hundimiento del Mesozoico a partir de numerosas fallas de pequeño salto, cuyos bloques hundidos estarían al N. Este hundimiento en “teclas de piano” está apoyado por datos de sondeos y geofísica que indican como en los bordes del Surco Manchego se dan fuertes variaciones en la profundidad del techo del mesozoico, no existiendo un gradiente de “hundimiento” uniforme. Por otro lado, hacia el borde N de Campo de Montiel se aprecia la existencia de fracturas con dirección SE y ENE, cuyo juego genera fuertes buzamientos en las calizas mesozoicas. Así la unidad caliza de “Cuevas Labradas”, presenta buzamientos verticales en las cercanías de la Casa de Las Chimeneas; también la unidad oolítica en sus afloramientos situados al NE de la Hoja. De este modo se produce una zona de flexura, con dirección ENE, que hunde el Mesozoico de Campo de Montiel.

Otro accidente de relevancia es la fosa tectónica del Guadiana, aguas abajo de la presa de Peñarroya. Se trata de un pequeño valle de dirección NO de origen mixto, kárstico y tectónico, que presenta formas algo facetadas, comúnmente brechificadas, situadas en la carretera de Argamasilla a Ruidera, 0,5 km al sur de La Casa de La Mina. Esta fosa es un accidente de gran relevancia que probablemente se prolongue hacia el SE, hasta las Lagunas de Ruidera. Hacia el NO queda cubierta bajo los sedimentos del Surco Manchego, condicionando el depocentro de éste, situado en la Hoja de Villarta de San Juan.

Por último, se ha de reseñar el accidente NNE que delimita al E el gran abanico de Tomelloso y, que es detectado en profundidad por métodos geofísicos (SEV) y sondeos.

3.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

3.3.1. Deformación continua

El Mesozoico del Campo de Montiel muestra suaves ondulaciones con buzamientos inferiores a 20° y dirigidos en todas las direcciones, lo que da una geometría en cierto modo adomada (aunque posteriormente arrasada). Hay algunos pliegues decamétricos algo más acusados, como el anticlinal de la Ermita de Peñarroya de dirección NE-NNE (coord.: 3°00'30" O, 39°03'45" N) que se desarrolla en las carniolas y las calizas de crinoides y que está fosilizado por los conglomerados y travertinos miocenos.

Los pliegues observados se caracterizan por lo siguiente:

- Presentan ejes con direcciones variables, generalmente NE-NNE, ENE y ESE. Las inmersiones son menores de 15° sin presentar una tendencia especial. La gran dispersión observada en relación a la dirección de los ejes, refleja el efecto halocinético en muchos de ellos, posiblemente condicionados por la red de fracturación.

Son asimétricos con vergencia variable, aunque nunca se dan flancos inversos. Existen morfologías marcadamente domáticas, bien diapíricas (Formación de Imón sobre el Keuper en la cola del pantano), bien producto de interferencia de pliegues (en “cartón de huevos”).

- Al igual que sucede en la Hoja de Villarrobledo, los anticlinales desarrollados sobre materiales jurásicos presentan una mayor amplitud que los sinclinales, siendo estos

últimos más apretados. Esta geometría se debe a diferencias de viscosidad ante un esfuerzo compresivo paralelo a las capas.

- Los pliegues son de tipo isopaco a similar (clases 1B a 2 de Ramsay), siendo el “buckling” el mecanismo fundamental en su génesis.

3.3.2. Deformación discontinua

El análisis de la misma se ha realizado a diferentes escalas.

3.3.2.1. Escala macro y mesoestructural

Las imágenes del satélite Landsat 5, así como la foto aérea convencional, permiten trazar una serie de lineamientos claramente relacionados con el relieve (documentación complementaria). La relación entre fracturación y red de drenaje es clara, tal como ya sugirieron MARTÍN SERRRANO y GARCÍA ABBAD (1982). Desgraciadamente la mala calidad de los afloramientos impide relacionar esas discontinuidades con fallas. Sus direcciones se agrupan en las siguientes familias: N60 a 80E, N110 a 130E y N170 a 20E.

Algunas de éstas, de especial importancia morfológica, son:

- Fractura con dirección norte, que separa las calizas con crinoides de las carnioles, en el meridiano 3°06'0";
- Fractura que limita por el oeste el travertino Mioceno. Con dirección N 20°E;
- Fractura del valle del Guadiana que con dirección N 120°E desnivela los materiales jurásicos;
- Fractura situada al NE de la Casa de Quevedo, con dirección N 80°E, que produce un marcado hundimiento del bloque mesozoico;
- Fractura que sigue la cañada de Ribero con dirección NE a ENE.

3.3.2.2. Escala microestructural

3.3.2.2.1. Mesozoico

A.- Estilolitos

Se desarrollan en las dolomías de Imón, en las calizas de Cuevas Labradas y en las calizas oolíticas. La mayoría son estratiformes (más del 95%). Las direcciones de las puntas de los estilolitos transversos aparecen representadas en el diagrama de polos de la figura 6. No aparecen los estratiformes, pues se disponen en torno a la vertical con escasa dispersión. Los máximos resultantes presentan las direcciones: ET1: N165°E; ET2: N125°E; ET3: N40°E; ET4: N95°E. Los estratiformes cortan siempre a todos los demás. Entre los transversos no se aprecian datos cronológicos relativos con suficiente fiabilidad, ya que no suelen cortarse en un afloramiento y, cuando lo hacen, sus relaciones son ambiguas y contradictorias.

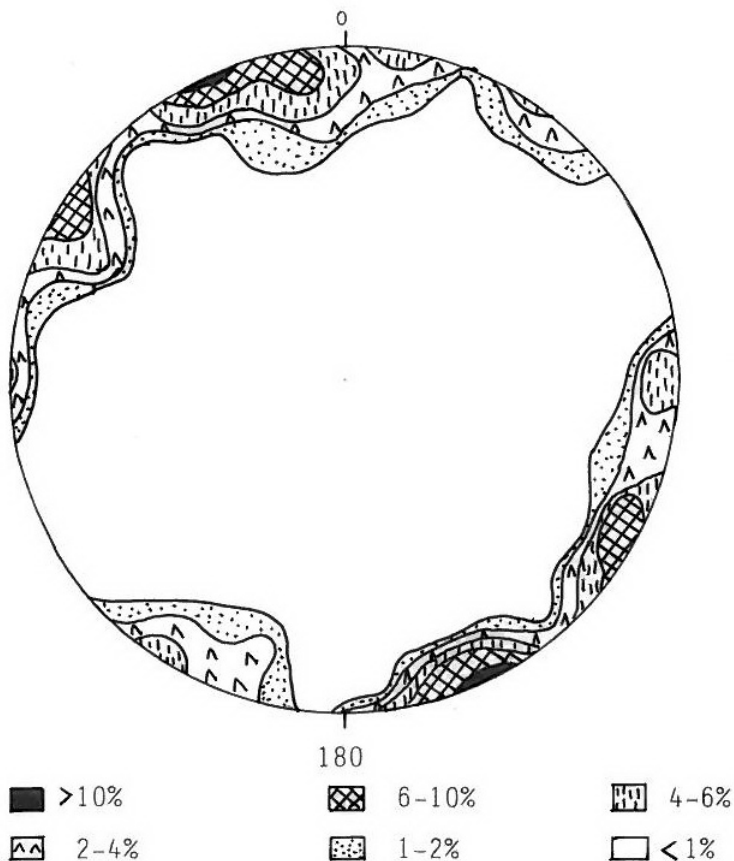


Fig. 6.- Diagrama de densidad orientativa de puntas estilolíticas en afloramientos jurásicos. Número de estilolitos = 238.

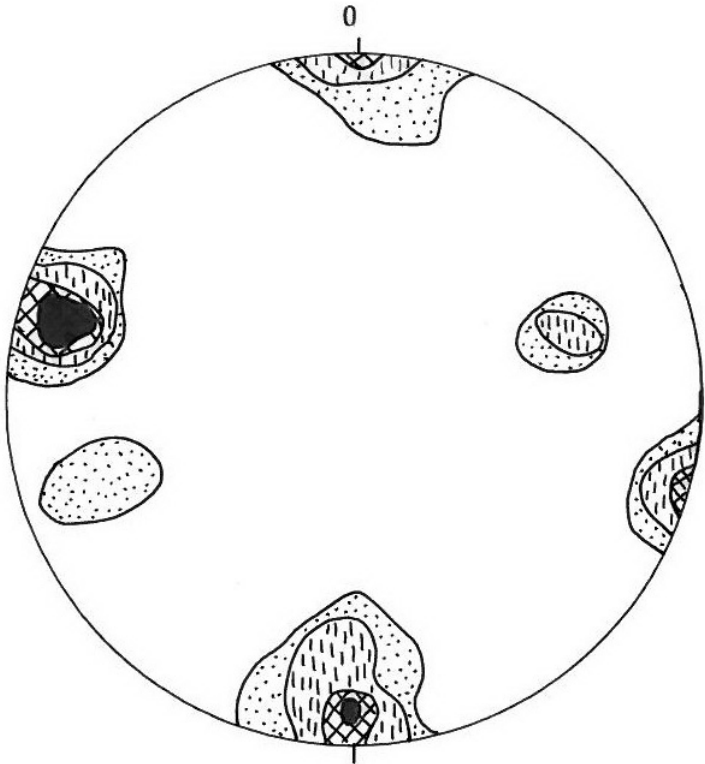
B.- Grietas de tensión

Las grietas con relleno de calcita son numerosas en todos los afloramientos, presentando una dispersión tan elevada que hace inviable su tratamiento estadístico. Cualitativamente puede asegurarse que son muy abundantes aquellas que presentan buzamientos elevados y con direcciones aproximadas N090, formando generalmente sistemas de familias conjugadas con buzamientos opuestos, con el eje de máximo esfuerzo en la vertical y el mínimo según N-S. Están relacionadas con la familia de estilolitos estratiformes y cortan a los transversos, desarrollándose comúnmente a partir de los primeros y aprovechando las juntas estilolíticas.

Esto último confirmaría que la distensión es la última etapa de deformación en lo referente a las microestructuras frágiles que se describen, aunque no es posible determinar la edad de las mismas.

C.- Diaclasas

Los afloramientos calizos se caracterizan por la abundancia de diaclasas. La mayoría verticales y distribuidas con regularidad en los siguientes máximos de direcciones (Fig. 7A, 7B, 7C): D1-N90°E (buzamientos entre 80°-90° al S y 30°-90° al N); D2-N160°E (buzamientos preferentemente hacia el E, presentándose en ocasiones sistemas conjugados, con buzamientos en ambas direcciones), D3-N20°E (buzamientos fuertes en ambas direcciones) y D4-N135° (aparecen minoritariamente).



A. Cantera de Peñarroya. 46 diaclasas






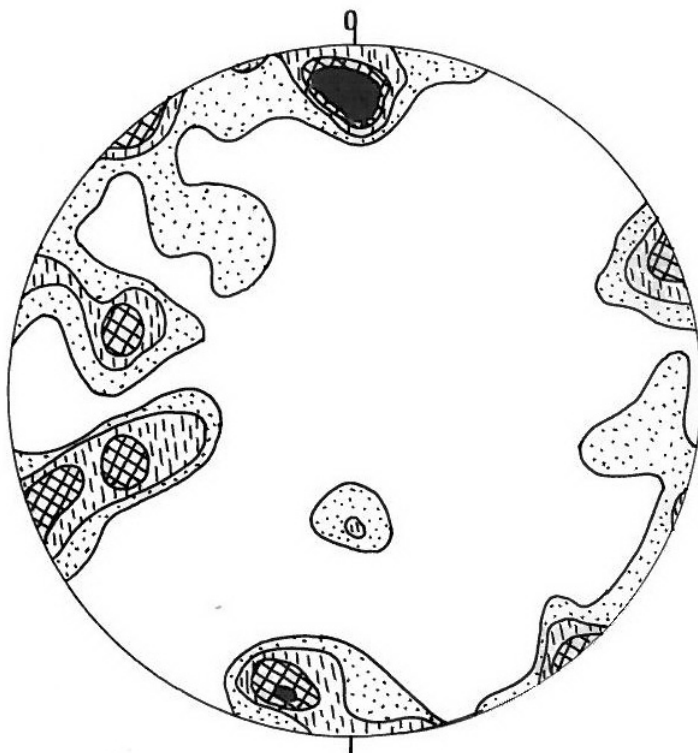
 > 15%	 10-15%
 5-10%	 2-5%
 < 2%	

Fig. 7.A.- Diagramas de densidad de polos de diaclasas en las calizas jurásicas.



B. Cantera de Las Chimeneas. 139 diaclasas

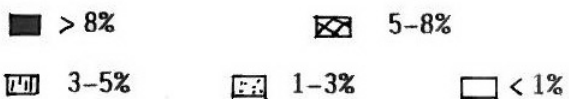


Fig. 7.B.- Diagramas de densidad de polos de diaclasas en las calizas jurásicas.

D.- Fallas

La intensa karstificación y la meteorización han impedido, en general, la preservación de tectoglifos. No obstante, la fracturación es evidente en muchos afloramientos, como en la cantera de Las Chimeneas, donde la caliza de Cuevas Labradas aparece compartimentada por fallas normales N12°E, y N164°E, siendo estas últimas las más numerosas.

Se ha reunido un número adecuado de medidas de estrías de falla en los afloramientos correspondientes a la cantera sobre calizas oolíticas, situada entre la Casa de la Ganza y las Casas del Novillo (coord.: 2°55'50" O, 39°06'10" N) y en la cantera sobre la caliza de Cuevas Labradas, en la presa de Peñarroya (Fig. 8). Con ellas ha sido posible la aplicación de algunos de los diferentes métodos de análisis de fallas (con la ayuda de Casas, A. y Simón, J.L. de la Universidad de Zaragoza). Los métodos de Etchecopar (ETCHECOPAR, 1981), diedros rectos (PEGORARO, 1972 y ANGELIER, 1975) e y-R (SIMÓN, 1984) (documentación complementaria) aportan las siguientes conclusiones:

- Se detecta siempre una clara distensión y nunca compresión.
- La distensión es radial a triaxial.
- En la distensión triaxial, la extensión se da en las direcciones N90°E (dominante) y N160°E a N170°E.

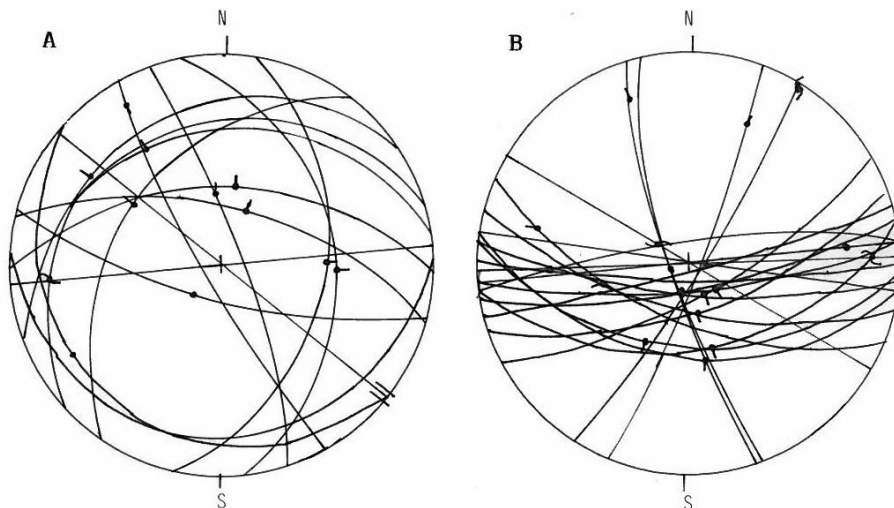


Fig. 8.- Fallas y estrías de falla. A: Cantera de Peñarrolla. B: Cantera de caliza oolítica.

3.3.2.2.2. Cenozoico

Son los travertinos de la unidad 10 los materiales competentes cenozoicos que mejor preservan la deformación. Presentan un diaclasado intenso como única deformación remarcable, con la excepción de esporádicas fallas normales. El cerro de las Canteras (coord.: 2°59'30" O, 30°06'40" N) es un buen ejemplo (Fig. 9). Las diaclasas son generalmente verticales, con una distribución casi radial, aunque con direcciones preferentes: N120°E (polos N25°E y N45°E) y en menor grado N35°E (polos N125°E).

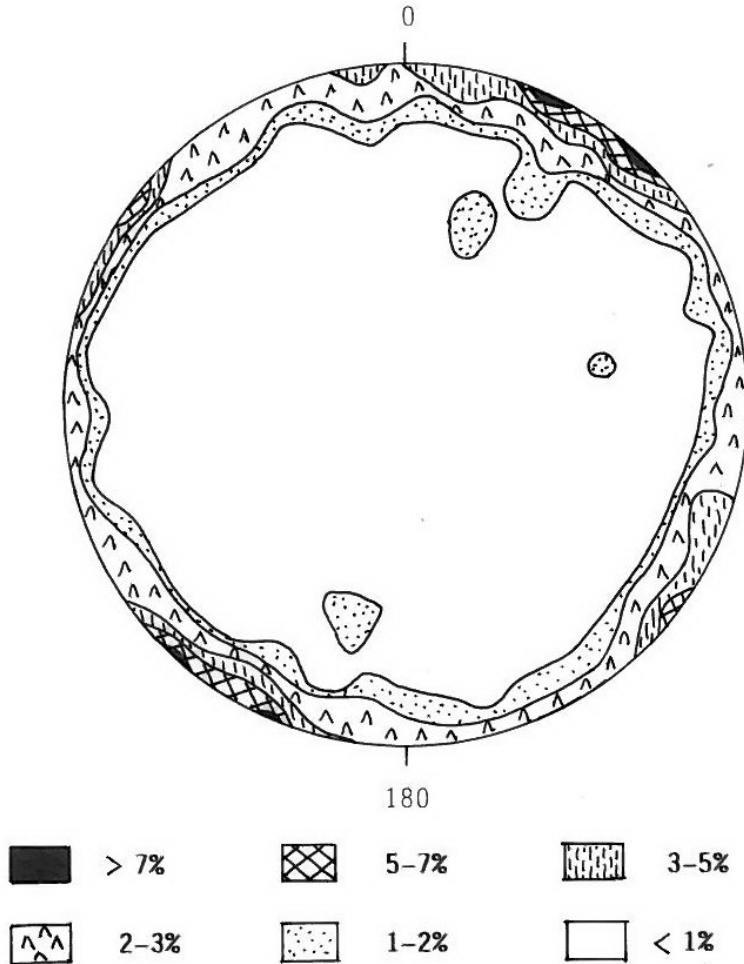


Fig. 9.- Diagrama de densidad de polos de diaclasas en la cantera de caliza travertínica. 271 medidas.

Por otra parte, las diaclasas medidas en las tres canteras sobre materiales mesozoicos, mencionadas más arriba, mostraban direcciones similares entre sí y diferentes a las del travertino. Parece lógico suponer la existencia de una etapa de deformación entre las épocas de formación de ambos sedimentos, durante la cual se desarrollarían las diaclasas N90°E y las N160°E, mayoritarias en el Jurásico. Otra etapa posiblemente distensiva, posterior a la formación del travertino causaría la extensión radial y las familias N120°E y N35°E, existentes tanto en el Jurásico como en el travertino Plioceno.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

La Hoja de Tomelloso comprende parte de dos unidades morfológicas: Campo de Montiel y Llanura Manchega. El primero corresponde al macizo montañoso comprendido entre la Llanura Manchega y las Sierras de Alhambra y Alcaraz. Su evolución morfológica ha sido tratada por numerosos autores (LAUTENSACH, 1967; ROMMERKIRCHEN, 1978; MARTÍN-SERRANO y GARCÍA ABAD, 1979, etc.). Destacan los trabajos de PÉREZ GONZÁLEZ (1981), quién expone la existencia de un relieve policíclico en el Campo de Montiel, con superficies escalonadas de erosión-acumulación, deformadas por la tectónica y con diferentes niveles de base.

Lo más destacable del mismo es la presencia de una superficie de erosión paleógena, de la que tan sólo quedan algunos relieves residuales coronados en ocasiones por el conglomerado de cantos cuarcíticos, identificados en esta memoria como oligocenos. Por debajo de estos las culminaciones de los interfluvios configuran una superficie encajada en la original, que en ocasiones presenta las características de superficies estructurales, en bloques ligeramente basculados y desnivelados por la tectónica. En consecuencia y en conjunto, el Campo de Montiel puede considerarse como una plataforma estructural, que durante el paleógeno fue nivelada y cubierta por una formación conglomerática muy expansiva a nivel regional. Posteriormente, durante el relleno del Surco Manchego en el Mio-Plioceno, ha sido re trabajada, incrementando su carácter erosivo sobre el estructural, a la vez que la tectónica responsable del hundimiento del Surco Manchego y de la elevación relativa del Campo de Montiel, configuró diversos bloques desnivelados, en los que es posible reconocer planos o plataformas (algunos estructurales) de la antigua superficie.

En el Surco Manchego, el desarrollo de importantes encostramientos al final de su colmatación dificultan la observación de los materiales que lo ocupan, así como las relaciones entre las facies travertínicas y detríticas que descienden desde el Campo de Montiel. Las segundas son interpretadas como un pie de monte o glacis de acumulación, debido a la coalescencia de abanicos. Entre estos se produjo la entrada hacia el norte de un "paleoguadiana", con encharcamiento en los que se depositaron calizas travertínicas, hasta un límite septentrional, en el que el hundimiento coetáneo del zócalo, propició la acumulación de un importante espesor de facies terrígenas y la desaparición de las facies debidas a encharcamiento.

Más al norte de la hoja y al final del Mioceno, el depocentro de la cuenca se vio ocupado por facies lacustres y carbonatadas (unidad del Páramo).

4.1.1. Estudio del modelado

En lo que sigue se describen y analizan las formas individuales del modelado agrupadas por su génesis.

4.1.1.1. Formas estructurales

Se concentran en su práctica totalidad en el Campo de Montiel, donde afloran los materiales mesozoicos levemente plegados, lo que propicia la formación de algunos suaves relieves en cuesta, poco definidos y por ello no representables, pero que permiten identificar en el paisaje y en foto aérea *rumbos* y *buzamientos* de las capas más competentes.

Las *fallas* que delimitan diferentes bloques desnivelados por la tectónica permiten conocer el movimiento relativo de estos en los casos en que los materiales terciarios del borde del Surco Manchego aparecen desnivelados (*fallas con indicación de bloque hundido*). Éste es el caso de una falla, con dirección NNE-SSO, cuya traza se prolonga desde el embalse Peñarroya hasta Casa de Don Diego y hunde varias decenas de metros el bloque occidental. En éste se desarrolla la unidad travertínica, y la superficie estructural de los conglomerados oligocenos se sitúa 50 m bajo su prolongación en el bloque oriental. Diversas fallas con la misma dirección anterior y otras con dirección ENE-OSO desnivelan la unidad travertínica y algunas *superficies estructurales* de los materiales jurásicos. Algunas de ellas sólo son identificables como *fallas supuestas y valles de fractura*.

La superficie de erosión finimiocena (ver apartado sobre formas poligénicas) aparece compartimentada por las fracturas en forma de planos o plataformas aisladas que culminan los interfluvios, mostrando *basculamientos* dirigidos en su mayoría hacia el Surco Manchego.

Los *escarpes de superficies estructurales* aparecen restringidos al borde meridional de la unidad travertínica y a las calizas y dolomías jurásicas de la Formación Cuevas Labradas. El extenso afloramiento de calizas travertínicas configura un relieve tabular que ha sido representado como *superficie estructural degradada*, al igual que las culminaciones de los relieves producidos por los conglomerados cuarcíticos, situados a una cota uniforme, salvo cuando es desnivelado por la tectónica.

4.1.1.2. Formas de ladera

Los *coluviones* presentan su máximo desarrollo en torno a las elevaciones producidas por los conglomerados cuarcíticos ya mencionados. Son de pequeña entidad y no representables en las laderas producidas por la incisión fluvial desarrollada en el mesozoico de Campo de Montiel.

4.1.1.3. Formas fluviales

La *incisión lineal* es destacable en Campo de Montiel y en el glacis de cobertera de la unidad 11. En el primero la red de drenaje presenta un desarrollo híbrido, entre dendrítico y ortogonal, este último condicionado por las dos familias de fracturas dominantes (NNE-SSO y ENE-OSO). En el segundo caso la red es de carácter dendrítico y sin control estructural.

Sobre los *abanicos aluviales con escasa pendiente* (abanicos planos) que enlazan Campo de Montiel con el centro de la Llanura Manchega, se producen *líneas de drenaje difuso* y numerosas *pérdidas de drenaje*. En el glacis de cobertera la erosión remontante de la red fluvial ha producido algunas *capturas fluviales* (Choza de Arguela, en el ángulo SO de la Hoja y el Novillo, junto a la falla mencionada de Casa de Don Diego).

Los *fondos de valle* cubren las líneas de incisión fluvial de Campo de Montiel y del glacis de cobertera. En el caso del río Guadiana llega a presentar una anchura de casi un kilómetro.

Las *terrazas fluviales* sólo se han desarrollado en el valle del Guadiana encajado en Campo de Montiel, como depósitos mixtos -detríticos y tobáceos- de escasa entidad (Fig. 10).

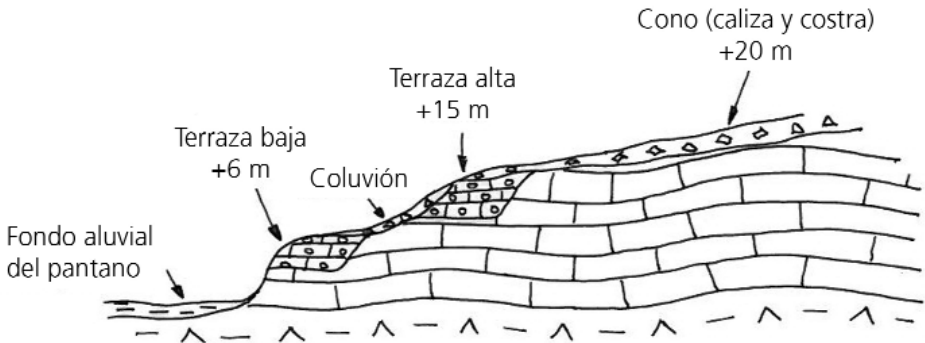


Fig. 10.- Relación entre terrazas en el Manantial del Gavilán.

Los conos de deyección presentan un pequeño desarrollo y quedan restringidos a algunas de las confluencias de los valles que desaguan al río Guadiana en Campo de Montiel.

4.1.1.4. Formas eólicas

En el área centro septentrional de la Hoja existe un manto eólico de pequeña extensión, cuyos límites y posibles formaciones dunares han sido muy alterados por las labores de labranza.

4.1.1.5. Formas de alteración

En esta Hoja son los debidos a la kartificación de los materiales calizos. En Campo de Montiel se pueden identificar diversas *dolinas capturadas* en todos los casos por la red fluvial. Sobre el glacis de la unidad 11 se identifican algunas *dolinas de karst cubierto*, debidas a la presumible existencia del zócalo mesozoico bajo aquel. La karstificación preoligocena no presenta expresión morfológica y sólo es observable en las secciones del terreno que muestran el contacto o superficie de erosión paleógena situada entre el zócalo mesozoico y los conglomerados oligocenos.

4.1.1.6. Formas poligénicas

En el área comprendida en la Hoja de Tomelloso no es posible la identificación de las todas las superficies propuestas por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) en Campo de Montiel, por tratarse del borde o zona de articulación entre éste y el surco manchego, con frecuentes desniveles debidos a la fracturación. Por otra parte, este sector ha sufrido los retoques erosivos propios de un borde de cuenca que habría reunido o condensado en torno a un único nivel las posibles superficies de erosión anteriores.

En este contexto se han identificado las siguientes unidades geomorfológicas:

- **Superficie de erosión paleógena (S_0):** aparece enterrada bajo los conglomerados cuarcíticos del Oligoceno (en el límite Campo de Montiel-Surco Manchego), y sólo puede identificarse como dos relieves residuales o *montículos* en el ángulo sureste de la Hoja (Portachuelo, 970 m), en uno de los cuales existe un cantarral cuarcítico, como

resto de la mencionada unidad conglomerática. Hacia el este (Hoja de Sotuelamos) otros relieves similares (Cabezo del Canto, Cabalgador, etc.) aparecen coronados por conglomerados, idénticos a los identificados como oligocenos en la Hoja de Tomelloso. No ha sido incluida en la leyenda ni en el mapa geomorfológico por las circunstancias descritas.

Dicha superficie fue designada por PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) como Superficie Superior de Campo de Montiel, y datada como anterior a la fase Neocastellana.

- **Superficie de erosión Finimiocena (S_1):** encajada (inmediaciones de El Portachuelo) entre 70 y 60 m bajo los relieves residuales anteriores. Cerca y al norte del embalse de Peñarroya, todavía presenta algún canto cuarcítico heredado de la unidad conglomerática oligocena, lo cual demuestra que algunos de los recintos cartográficos identificados como S_1 deben situarse todavía a muy próximos al nivel de la superficie anterior y que S_1 viene a ser el resultado de la reelaboración de S_0 .

La superficie S_1 que ahora se define, resulta de la integración de las culminaciones de algunos interfluvios, situados a un nivel similar, aunque con desniveles y basculamientos debidos a la tectónica. Son estos los retazos, aislados por la incisión fluvial actual, de la superficie preoligocena (S_0) retrabajada durante el depósito de las calizas travertínicas, (10) y de la serie terrígena (11) del Mioceno y Plioceno. Durante este proceso se produjo su hundimiento progresivo de la misma hacia el Surco Manchego, con las desnivelaciones locales y basculamiento de bloques ya mencionados (ver cortes geomorfológicos de la Hoja). De esta manera, los bloques que quedaron más elevados pudieron dar lugar a pequeños relieves residuales, y en cierta medida menos sometidos a la denudación que el resto. Serían estos los interfluvios más elevados, identificados por PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) como Superficie de Ossa de Montiel, o aquellos que todavía presentan cantos cuarcíticos heredados de la unidad oligocena. Cuando aparece cubierta por la base de las calizas travertínicas (10), como ocurre en las inmediaciones del embalse de Peñarroya, estamos en presencia de un sector de la superficie S_1 fosilizada por dichos depósitos y en vías de exhumación por la erosión actual.

La superficie S_1 fue designada por el autor mencionado como Plataforma del Pantano de Peñarroya. Sobre ella se eleva una mesa estructural (930 m), que fue identificada por el autor mencionado como Superficie de Bonillo, y una zona de umbral (880-890) en el Gualo, identificada como superficie de Ossa de Montiel. No obstante, en la elaboración final de esta Hoja se opta por la simplicidad, habida cuenta de la existencia de fracturas que delimitan bloques basculados y desnivelados entre sí, con una denudación diferencial de la superficie oligocena (S_0), como ya se ha descrito.

Hacia el norte, en el límite actual de los depósitos Neógenos (borde del Surco Manchego), tanto la superficie original oligocena como la unidad conglomerática que la recubre, aparecen presentan cotas inferiores a las propias de Campo de Montiel. Por ello, en dicho sector la denudación fue menor y el encajamiento de la superficie finimiocena fue dejando como relieves residuales los conglomerados cuarcíticos, a la vez que ella enlazaba con la superficie de depósito del glacis neógeno, expansivo sobre la misma. Así, en el borde del Surco Manchego fue enterrada de forma progresiva por los ápices de los abanicos del glacis mencionado y que se describe a continuación.

- **Glacis de cobertera disectado:** designado por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) como Superficie Superior de la Llanura Manchega. Es un glacis de erosión y depósito, en la actualidad incidido y degradado. Sus ápices o cabeceras cubren y enlazan con la superficie S_1 , encajada bajo los relieves residuales correspondientes a los conglomerados oligocenos. El final de esta evolución coincidió con una etapa de encostramiento sobre esta unidad sedimentaria y geomorfológica.
- **Superficie de erosión degradada (S_2):** o Superficie de la Parra (PÉREZ GONZÁLEZ, *op. cit.*), se extiende por las inmediaciones y a lo largo del valle del Guadiana, como terrazas erosivas o rampas de encajamiento de un paleovalle con el mismo trazado que el actual. Los puntos más altos de estas rampas enlazan con la superficie S_1 , por lo que S_2 también podría considerarse como un paleovalle de la anterior, producido en las etapas iniciales de la incisión fluvial actual. Hay que señalar al respecto que algunas capas de la unidad travertínica (10) se prolonga a lo largo del valle actual del Guadiana -aguas abajo de la presa de Peñarroya- a un nivel sobre el cauce actual identificable como el fondo del paleovalle anterior.

4.1.1.7. Formas antrópicas

En el área existen algunas explotaciones de pequeña entidad para la extracción de áridos por machaqueo de los materiales mesozoicos, no representables. La presa del embalse de Peñarroya y los canales de regadío relacionados con ella son obras civiles destacadas.

4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El inicio de la morfogénesis del área comenzó en el Paleógeno, una etapa de emersión y denudación prolongada, o bien de sedimentación y posterior erosión, que, en cualquier caso dio lugar a una vieja superficie de erosión (preoligocena). Ésta fue enterrada por depósitos fluviales conglomeráticos que debieron cubrir toda la región, desde los núcleos sinclinales de la Sierra de Altomira, en la que ya se había iniciado su plegamiento, hasta una gran parte de Campo de Montiel. Durante el Neógeno, en este último continuó la denudación de forma que la superficie preoligocena y la formación conglomerática que la cubre quedaron como relieves residuales de la superficie S_1 , en vías de encajamiento bajo aquella.

Durante el Mioceno, en algunos sectores de Campo de Montiel, dicha superficie se vio desnivelada por la tectónica, experimentando una denudación variable en los diferentes bloques articulados por las fracturas. Simultáneamente, se produjo el hundimiento del Surco Manchego y su relleno con depósitos continentales, procedentes del norte (Sierra de Altomira y Campo de Criptana) y del sur (Campo de Montiel). En su depocentro se desarrollaron facies evaporíticas, y la sedimentación culminó con un episodio lacustre expansivo, que hoy es la superficie estructural con retoque erosivos del Páramo. En ambos márgenes se acumularon extensos abanicos, potentes hacia el interior de la cuenca y expansivos y más delgados en los ápices de estos que cubren todavía el zócalo mesozoico (S_1) no hundido de los bordes de la cuenca. En el Plio-cuaternario se produjo un importante encostramiento carbonatado del techo de estos depósitos.

La incisión de la red hidrográfica actual solo ha progresado en los bordes montañosos de la Llanura Manchega, la cual ha seguido actuando como nivel de base local para la misma, en tanto que su poco definida conexión con la red hidrográfica de la cuenca de Guadiana que

drena por el oeste hacia el Atlántico, todavía no ha iniciado su encajamiento. De ahí el escaso o nulo desarrollo de terrazas y la permanencia de numerosas lagunas y áreas endorreicas en dicha llanura. El último rasgo destacable es la acción eólica que ha formado cubetas de deflación y campos de dunas.

4.3. PROCESOS ACTUALES

Todavía son activos los procesos eólicos mencionados, si bien estos son enmascarados por las labores agrícolas, que también están transformando en tierras de labor los campos de dunas formados durante los últimos milenios. La misma suerte corren las áreas pantanosa, merced a los numerosos canales de drenaje excavados y al descenso del nivel freático debido a la importante explotación de las aguas subterráneas. Puede decirse que la Llanura Manchega es una de las regiones españolas más transformada por la acción humana, que en lo esencial está acelerando el proceso de encajamiento de la red de drenaje con salida hacia el Atlántico.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja está ligada a la del área de conexión entre el aulacógeno Ibérico y las zonas externas del Prebético. Las amplias interrupciones sedimentarias existentes durante el Mesozoico y el Terciario limitan la elaboración de una historia geológica completa, la cual precisa de la integración de datos regionales.

La etapa tardihercínica produce el rejuego de fracturas del zócalo paleozoico, dando lugar a surcos y umbrales que condicionan la evolución posterior de la sedimentación. La posición paleogeográfica, del borde de cuenca triásica, concuerda con el tipo de depósitos, detríticos-terrágenos con yesos, encontrados en la Hoja y zonas más occidentales. Datos de sondeos y geofísica permiten situar el límite occidental de la sedimentación triásica cerca de Daimiel. Esas zonas, se pueden caracterizar por la casi ausencia de carbonatos en Facies Muschelkalk.

En algunos trabajos anteriores los primeros depósitos del Mesozoico de la región fueron considerados con una edad Triásico Superior, pasando de ambientes de abanicos aluviales y fluviales hasta "*sabkhas*" continentales, con alguna identificación de depósitos inter y supramareales (niveles carbonáticos). Sin embargo, en la realización de las hojas geológicas contiguas al Surco Manchego se han delimitado en la cartografía los tres tramos característicos del Triás de la Cordillera Ibérica, de forma que las facies fluviales pertenecerían al Buntsanstein y las evaporíticas al Keuper, situándose entre ambas unos niveles de calizas y dolomías con escaso desarrollo (datos de sondeos y afloramientos en las Hojas de Villacañas, Alcázar de San Juan y Campo de Criptana).

Dentro de la Hoja de Tomelloso, el Keuper aflora en las márgenes del Guadiana encajado en Campo de Montiel, donde aparece con facies propias de un medio de depósito tipo "*sabkha*" costero, con aportes terrígenos de granulometría fina, que en algunas etapas impiden el desarrollo de evaporitas, sin embargo mayoritarias a techo de la serie.

Tras la sedimentación expansiva de los materiales arcillo-evaporíticos de Facies Keuper se desarrolló una extensa plataforma carbonatada en una amplísima área (mitad oriental de la Península Ibérica,) debido a la subsidencia generalizada, que según el modelo del aulacógeno Ibérico se debería a la flexión y contracción térmica de la corteza.

La sedimentación carbonatada se inició con la formación Dolomías Tableadas de Imón, en un ambiente de llanura de mareas de alta a moderada energía. En el Lías inferior continuó la sedimentación de carbonatos y depósitos salinos, con períodos de exposición subárea más o menos amplios, que provocaron la disolución de parte de las evaporitas interestratificadas con los carbonatos, con la consiguiente karstificación y el colapso de los tramos carbonatados (Carniolas de Cortes de Tajuña).

La sedimentación prosiguió durante el Sinemuriense y Pliensbachiense, con las Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas, depositadas en un ambiente que evolucionó desde condiciones “*lagoon*” hasta supramareales (términos margo-dolomíticos).

Los últimos materiales jurásicos corresponden a las calizas oolíticas, que podrían estar relacionadas cronológicamente con las calizas bioclásticas y las facies margosas con abundantes fauna, presentes en la Cordillera Ibérica.

Se desconocen en la región los efectos de la compartimentación de la plataforma Ibérica suroccidental que acaeció a finales del Toarciense o principios del Dogger. Durante este último periodo, en la Mancha Oriental (Albacete), se debieron mantener las mismas condiciones ambientales que propiciaron el desarrollo de barras oolíticas, lo que marca una clara tendencia a la emersión. A nivel regional, no es hasta el Malm cuando quedan emergidas grandes áreas (la línea de costa pasaría por el meridiano de Albacete). En esta Hoja, posiblemente ya en el Dogger no se produjo sedimentación y los procesos erosivos de denudación y karstificación estaban en marcha. Los últimos movimientos del Jurásico no hacen sino acentuar el proceso de desmantelamiento del Jurásico ya emergido.

Los primeros sedimentos discordantes sobre el Jurásico corresponde al Albiense en facies Utrillas: depósitos continentales generalizados en toda la región, con más influencia marina hacia el sur. Su irrupción está causada por los movimientos Aústricos.

Tras el depósito de la Formación Utrillas, y manteniéndose la entrada de los aportes terrígenos, se desarrolla una plataforma somera carbonatada, que evoluciona hacia una plataforma restringida, en la que se desarrollan posibles bioconstrucciones arrecifales que dan lugar a calizas con rudistas.

Por criterios regionales, se deduce el acontecimiento de una emersión y levantamiento que de forma local produjo ambientes cada vez más restringidos y de carácter más continental. De todos modos, por ausencia de datos en la zona, es imposible constatar interrupciones sedimentarias, como la sucedida a escala regional en el límite Turoniense-Coniacense, o tener alguna idea en esta zona sobre el grado y manera de actuación del ciclo transgresivo-regresivo posterior.

Lo más destacable del periodo Paleógeno es la ausencia en la Hoja de materiales aflorantes del Paleoceno y Eoceno, y, por el contrario, el gran desarrollo y carácter expansivo de una unidad de conglomerados cuarcíticos, asignados al Oligoceno, idénticos a los que jalonan los anticlinales de la Sierra de Altomira. Un depósito fluvial que algunos autores han supuesto que procedería de Sierra Morena, pero que bien podrían tener su área madre en los Montes de Toledo, próximos a esta Hoja

La actuación de los dos márgenes activos de Iberia (Pirineo-Cantábrica y Bético-Balear) induce la compresión alpina, que en la bibliografía, clásica ya, sobre la evolución tectónica de la

Cadena Ibérica, se contempla como una sucesión de fases desde el Eoceno al Tortoniense, a saber: C¹, compresión NO- Eoceno superior; C₂, compresión NE- Oligoceno superior; C₃, compresión ENE- Mioceno inferior a medio y C₄, compresión NNO- Mioceno superior basal; coetánea ésta con el cierre del Estrecho Nordbético.

Campo de Montiel se comporta durante la orogenia alpina como un área relativamente estable, aunque con formación de pliegues posiblemente relacionados con zonas de fractura o de articulación entre bloques desnivelados y basculados. Dichos movimientos trastocan y desnivelan la superficie de erosión paleógena, sobre la que se depositaron los conglomerados descritos. Según PÉREZ GONZÁLEZ (1981), la inestabilidad tectónica de las fases compresivas causa la creación de superficies de erosión en Campo de Montiel que enrasan con los ciclos de erosión-sedimentación que tienen lugar en la Depresión Intermedia y la Sierra de Altomira. Así, tras la fase Castellana (C₂) se modela la superficie superior de Campo de Montiel y tras la Neocastellana (C₃) se modela la Superficie de Ossa de Montiel, asociada a la distensión posterior. Dichas superficies cortan los pliegues alpinos incrementando el carácter tabular típico de Campo de Montiel. No obstante, en el área comprendida en esta Hoja no puede constatar la existencia de ciclos repetidos de diastrofismo y nivelación por erosión.

Según modelos anteriores, la distensión neógena en el borde ibérico del Mediterráneo habría alcanzado la zona manchega en el Toroniense inferior-medio, configurando la fosa manchega así como las cuencas del Júcar, Cabriel y diversas cuencas intramontañosas del Prebético. Sin embargo, esto implica el depósito en la fosa manchega de hasta 400 m de depósitos continentales, en el intervalo Mioceno sup.-Plioceno, con facies y posición estratigráfica similares a las de los sedimentos, con menor espesor, alojados en los núcleos sinclinales de la Sierra de Altomira, donde han sido considerados como Mioceno inferior medio y superior, por correlación con la Depresión Intermedia y la Cuenca de Madrid. Por ello, es más probable que la evolución de la fosa manchega sea más dilatada en el tiempo y similar a la evolución de la cuenca de Madrid durante el Neógeno.

El episodio volcánico ultrapotásico de Campos de Calatrava, que fue relacionado con las fases distensivas Iberomanchega I y II (principio del Villafranquiense y final del Plioceno), también ha sido relacionado recientemente con un régimen tectónico transpresivo, vinculado a la traslación hacia el norte del arco de las Sierras de Alcaraz.

El endorreísmo que caracteriza actualmente La Mancha, está motivado por el régimen de aridez existente, y por el escaso o nulo encajamiento en ella de la red hidrográfica de la vertiente atlántica, donde la Llanura Manchega forma parte de su área de cabecera. Por el contrario la incisión de la misma red en Campo de Montiel es consecuencia del levantamiento del mismo durante el Neógeno.

Otro rasgo reciente destacable es la actividad kárstica, que ha venido alterando el Campo de Montiel desde el Mesozoico, dando formas y depósitos característicos (dolinas, brechas, arcillas de decalcificación, etc.).

La etapa más reciente de la morfogénesis de la Llanura Manchega está marcada por la acción eólica. Las formas dunares denotan un origen multicíclico iniciado en el Pleistoceno superior.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. CANTERAS

La Hoja presenta una escasa actividad extractiva, no existiendo ninguna explotación con producción permanente y sólo alguna esporádica, para atender a las demandas de los núcleos rurales cercanos de áridos naturales, áridos de trituración y productos cerámicos.

También se obtiene cal (caleras) de los horizontes encostrados cuaternarios, en pequeñas explotaciones periódicas de uso familiar.

Hay otras explotaciones en estado de abandono desde hace algunas decenas de años, como las de aglomerantes (yesos triásicos) existentes en los márgenes del Embalse de Peñarroya y algunas canteras para "piedra de construcción" en la caliza travertínicas situadas al norte del embalse.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja cubre un área límite entre el Sistema 23 (Llanura Manchega) y el 24 (Subcuenca Guadiana Alto Manzanares, Campo de Montiel), según la numeración nacional de los Sistemas Acuíferos.

Dentro de la Hoja se diferencian dos unidades hidrogeológicas principales:

- Unidad superior (solo en el Sistema 23).
- Unidad inferior (incluida en el Sistema 23 y en el Sistema 24).

La Unidad Superior compuesta por materiales de relleno de la depresión, está formada por un tramo calcáreo plioceno y por materiales terrígenos modernos (pliocenos y cuaternarios).

El tramo calcáreo es un importante acuífero con poco espesor en la Hoja, que se extiende fuera del Sistema 23, tanto en la cuenca alta del Guadiana como en la media. Se trata de un acuífero libre alimentado por infiltración directa de la lluvia y lateralmente por los sistemas acuíferos vecinos. Sus salidas naturales son la evaporación y el drenaje del río Guadiana.

La Unidad Inferior está formada por los materiales calcáreos y dolomíticos del Jurásico y del Cretácico. Es un acuífero libre en Campo de Montiel y semiconfinado en la Llanura Manchega. En este último caso, la unidad inferior corresponde a la prolongación del acuífero de Campo de Montiel debajo de la Unidad Superior (sistema 23).

Su alimentación está relacionada con la recarga por la lluvia (Campo de Montiel) y sus relaciones con el nivel superior y con los sistemas acuíferos laterales.

Entre ambas unidades existe un nivel medio con funcionamiento de acuitardo formado por niveles detríticos gruesos y finos de la base de los materiales terciarios y del Cretácico detrítico ("facies Utrillas"), pero es difícil determinar su disposición y relaciones tanto en la de Hoja como a nivel regional.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ADARO (1988). "Trabajos geofísicos complementarios en la cuenca alta del río Guadiana (Sistemas acuíferos 19, 23 y 24)". *ADARO*.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española." *Trabajos Neógeno-Cuaternario*. 6, 7-29.
- ARMIJO, R. ET BENKHELIL, J. (1977). "L'Histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran." *Bull.Soc.Geol.France*. 29, 591-605.
- BOUSQUET, J.C. (1977). "Contribution à l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la neotectonique dans l'Arc de Gibraltar." *Int.Synp.Struct. Hist.Mediterranean Basins*, Ed. Biju-Duval, Montadert (*Split-Yugoslavia*), 199-204.
- C.G.S.S.A. (1975). "Investigación geoelectrica de la Llanura manchega. Sistema 23." C.G.S.S.A.
- DEFALQUE, G. (1976). "Mapa geológico de la Hoja a E. 1:50.000, 2ª Serie, 1ª edición. El Bonillo (788)." *IGME. MINER*.
- ELIZAGA, E. (1980). "Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del Sur de la Meseta y Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológica." *Bol. IGME*, 91, 619-638.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEVIZ, G. Y DAIGNERES, M. (1.981). "An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis." *Jour. Struct. Geol.* 3, 51-65.
- FERREIRO, E. Y ROIZ GARCÍA, J. (1.975). "Mapa Geológico de España a E 1:50.000. 2ª Serie, 1ª Ed., Sotuelamos (763)." *IGME. MINER*.
- FONTBOTÉ, J.M. Y RIBA, O. (1956). "Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (provincia de Cuenca)." *Not. y Com. IGME.*, 44, 35-71.
- GAIBAR PUERTAS, C.; OTTO, F. Y GEYER, O.F. (1969). "Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Bética." *Bol. Geol. Min. IGME*. 21, 1-44.
- GARCÍA ABAD, F.J. (1975). "Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)." *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Univ. Complutense de Madrid*.
- GARCÍA ABBAD, F.J (1979). "Carácteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica." *Estudios geológicos. CSIC*.
- GARCÍA RODRIGO, B. Y PENDAS, F. (1.971). "Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete." *Cuad. Geol. Ibérica*. 2, 255-272.
- GOY, A.; GÓMEZ, J.J. Y YÉBENES, A. (1976). "El Jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). I. Unidades Litoestratigráficas." *Estd. Geol.* 32, 391-423.
- HARDIEL, L.A. *ET.AL.* (1.978). "Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach." *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment* 7-41.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España." *Trab. Mus. Nac. Cienc. Natu. (Serv.Geol)*, núm. 38, pag. 384.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1949). "La Mancha." *Publicaciones extraordinarias de la Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, conmemoración del centenario de su fundación*, núm. 10, pp. 29-61.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1955-56). "Fisiografía del solar hispano." *Memorias de la R. Acad. de Ciencias de Madrid*, t. XVI, 1ª parte, pags. 657. y 2ª parte pags. 793, Madrid.
- HERNÁNDEZ URROZ, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A (1978). "Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed. Villarrobledo (740) y Minaya (741)." *IGME*.
- HERNÁNDEZ URROZ, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1978). "Gravimetría estructural E. 1:50.000 de las Hojas 714, 739, 762." *IGME. MINER*.
- I.G.M.E. (1986). "Vuelo aeromagnético. Mapa de campo magnético residual a E. 1:200.000. Hoja Tomelloso-Albacete (Síntesis)." *IGME*
- JESSEN, O. (1930). "La Mancha: Ein Beitrag zur landeskunde neukastiliens, F. sond. Mitt. Geog. Gesellsch. XLI. Hamburg (trad. al Español por J. Gómez de Llarena. La Mancha: contribución al estudio geográfico de Castilla La Nueva." *Estudios Geográficos*, 1946, año VII, núm. 23, pp. 269-321 y núm. 24, pp. 479-524.
- LAUTENSACH, H. (1964). "Geografía de España y Portugal." *Ed. Vicens Vives. Barcelona*.
- MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F.J. (1.979). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos." *Est. Geol.*, 35, 49-57.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava." *Trab. Neog. Cuat.* 3, 7-106.
- MOLINA, E. (1974). "Campo de Calatrava." *Colq. Int. Bioestr. Contin. Neog. sup. y Cuatern.inf.* Ed. MOLINA, E.; AGUIRRE, E.; MORALES, J., 215-244.
- MORENO, F. (1.985). "Tectónica y neotectónica de la depresión de Albacete y zonas colindantes." *Documento interno. IGME*.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1.981). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo." *Tesis doctoral. Ed. U.C.M.*
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1944). "El alto Guadiana y la zona oriental de la altiplanicie del Campo de Montiel." *Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.* 42, 593-612.
- PORTERO (1978). "Prospección geofísica en la Llanura manchega. Términos municipales." *RENASA*.
- ROMMERSKIRCHEN, E. (1978). "Morphogenese der Mancha und igrer Raudgebieta." *Düss. Geograph. Sch. Tomo H. Vd.* 10. 3-84.

- SHAERMAN, D.J. (1966). "Origin of marine evaporites by diagenesis." *Inst.Mining.Met.,Trans.* 75, 208-215.
- SIMÓN, J.L. (1984). "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental." *Tesis doctoral. Inst. Estd. Turolenses.*
- TORRENS, J.; BATTLE, A.; NIÑEROLA, S. ET AL. (1976). "Relación acuíferos del Campo de Montiel y la Llanura manchega. La leyenda del Guadiana." *I. Simposio Nacional de Hidrogeología.* 1, 398-420.
- TORRES, T. Y LEYVA, F. (1988). "Los materiales triásicos bajo la cobertera neógena de La Mancha de Ciudad Real (España central)." *Congreso Geológico de España.* 1, 217-220.
- VIALLARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale." *Thèse, Trav. Lab. Géol. Méditerranéenne Univ. Paul Sabatier. Toulouse.*
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1977). "Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España." *Cua. Geo. Ib.* 4, 57-88.
- YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; DE LA PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El trias de Alcázar de San Juan." *Cuad. de Geol. Ibérica.* Vol. 4. pp. 495-508. *Madrid.*



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN: 978-84-7840-832-0



9 788478 408320