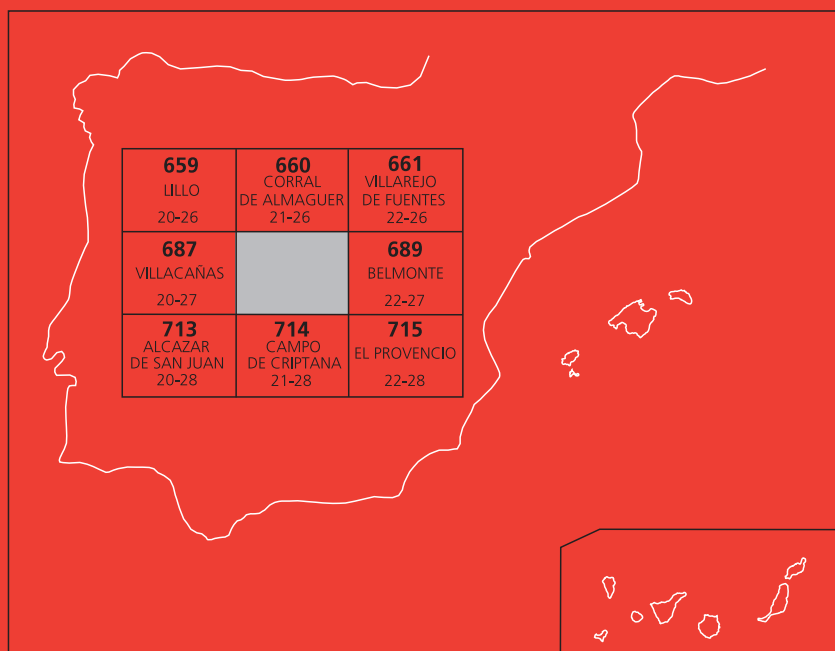




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



QUINTANAR DE LA ORDEN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

QUINTANAR DE LA ORDEN

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-15-021-9
ISBN: 978-84-7840-970-9
Depósito legal: M-23034-2015

Impresión: Cianoplan, S. L.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Quintanar de la Orden (688) han sido realizados, durante los años 1998, 1999 y 2000 por el Instituto Geológico y Minero de España, habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico:

I. Gil Peña (IGME)
F.J. Rubio Pascual (IGME)
M.J. Montes Santiago (IGME)

Mapa Geomorfológico:

F.J. Rubio Pascual (IGME)

Memoria:

Estratigrafía: M.J. Montes Santiago (Neógeno) (IGME), I. Gil Peña (Mesozoico y Paleógeno) (IGME)
Estructura y Tectónica: I. Gil Peña (IGME)
Geomorfología: F.J. Rubio Pascual (IGME)
Hidrogeología: L. Galán (IGME)
Recursos Minerales: V. Vivar (IGME), J. Rubio (IGME) y J.M. Baltuille (IGME)

Han colaborado en aspectos parciales:

Estratigrafía: M.J. Montes Santiago (IGME)
Sedimentología: M.J. Montes Santiago (IGME)
Petrografía: M.J. Montes Santiago (IGME) y A. del Olmo (IGME)
Micropaleontología: L. Granados
Edafología: A. Álvarez, M.P. Carral y R. Jiménez

Dirección y supervisión:

A. Martín-Serrano (IGME)
A. García Cortés (IGME)

Edición:

G. Romero Canencia (IGME)
L.F. Miguel Cabrero (IGME)
A. Muñoz Moreno (IGME)

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y demás información varia.
- Informe edafológico

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	10
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. MESOZOICO	12
2.1.1. Jurásico	12
2.1.1.1. Calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas (1). Fm Carbonatada de Chelva. Toarciense-Dogger	13
2.1.2. Cretácico Inferior	14
2.1.2.1. Dolomías margosas, arcillas y margas abigarradas (2). Brechas carbonatadas (3). Facies Weald. Barremiense?	15
2.1.2.2. Arenas y areniscas silíceas y arcillas versicolores (4). Fm Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense	16
2.1.3. Cretácico Superior	16
2.1.3.1. Dolomías y margas (5). Fms Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Dolomías de Villa de Ves. Cenomaniense	17
2.1.3.2. Margas y dolomías (6). Fms Margas de Casa Medina, Dolomías de la Ciudad Encantada (6a) y Margas de Alarcón. Cenomaniense superior-Santoniense inferior	18
2.1.3.3. Calizas, margas y arcillas (7). Fm Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Santoniense-Campaniense	19
2.1.3.4. Arcillas, margas y yesos (8). Campaniense-Eoceno inferior	20
2.2. CENOZOICO	21
2.2.1. Paleógeno	22
2.2.1.1. Arenas blancas, conglomerados y arcillas (9). Unidad Detrítica Inferior. Eoceno inferior-Oligoceno superior	22
2.2.2. Paleógeno-Neógeno	22
2.2.2.1. Conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas rojas (10). Conglomerados calcáreos rojos y arcillas (11). Unidad Detrítica Superior. Oligoceno superior-Mioceno inferior (Ageniense)	22

2.2.3. Neógeno. Mioceno y Plioceno de la Cuenca de Madrid	23
2.2.3.1. Mioceno. Unidad Intermedia	25
2.2.3.1.1. Brechas, conglomerados polimícticos anaranjados, areniscas y limos rojos (12). Aragoniense medio-Vallesiense	25
2.2.3.1.2. Arcillas y limos arenosos rojizos (13). Paleosuelo carbonatado (13a). Areniscas y lutitas rojas (13b). Limos arenosos calcificados (13c). Aragoniense medio-Vallesiense	26
2.2.3.1.3. Margas verdes, margocalizas y yesoarenitas (14). Aragoniense medio-superior	28
2.2.3.1.4. Margas y margocalizas blancas (15). Aragoniense medio-superior	29
2.2.3.1.5. Calizas micríticas beige (16). Aragoniense superior	29
2.2.3.2. Mioceno. Unidad Superior	30
2.2.3.2.1. Microconglomerados y areniscas cuarcíticas (17). Tuoliense superior-Rusciniense	30
2.2.3.2.2. Margas blancas con niveles de margocalizas (18). Tuoliense superior-Rusciniense	31
2.2.3.2.3. Calizas micríticas y margas blancas (19). Calizas del Páramo. Tuoliense superior-Rusciniense	32
2.2.3.3. Plioceno	33
2.2.3.3.1. Conglomerados y lutitas rojas (20). Plioceno superior (Villafranquiense)-Pleistoceno	33
2.2.4. Cuaternario	34
2.2.4.1. Gravas y arenas (21). Terrazas. Pleistoceno inferior	34
2.2.4.2. Gravas y arenas (22). Terrazas. Pleistoceno medio	34
2.2.4.3. Gravas y arenas (23). Terrazas. Pleistoceno superior	35
2.2.4.4. Limos y arenas amarillas (24). Manto eólico. Pleistoceno superior-Holoceno	35
2.2.4.5. Arenas, limos y gravas (25). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno	35
2.2.4.6. Limos rojos (26). Fondos de dolina. Pleistoceno superior- Holoceno	36
2.2.4.7. Limos negros y yesos blancos (27). Llanura de inundación. Holoceno	36
2.2.4.8. Limos y cantos (28). Coluvión. Holoceno	36
2.2.4.9. Limos negros (29). Fondos endorreicos. Holoceno	36
2.2.4.10. Arenas y limos pardos con cantos (30). Fondo de valle. Holoceno	36

3. TECTÓNICA	37
3.1. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	38
3.1.1. Dominio de Altomira	38
3.1.2. Dominio de la Cuenca de Madrid	39
4. GEOMORFOLOGÍA	42
4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO	42
4.1.1. Estudio Morfoestructural	42
4.1.2. Estudio del Modelado	42
4.1.2.1. Formas estructurales	42
4.1.2.2. Formas de ladera	43
4.1.2.3. Formas fluviales	43
4.1.2.4. Formas poligénicas	44
4.1.2.5. Formas eólicas	44
4.1.2.6. Formas endorreicas	45
4.1.2.7. Formas kársticas	45
4.1.2.8. Formas antrópicas	45
4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA	45
4.3. PROCESOS ACTUALES	46
5. HISTORIA GEOLÓGICA	47
6. INFORMACIÓN DEL SUBSUELO	52
6.1. INFORMACIÓN PETROLÍFERA	52
6.2. SONDEOS HIDROGEOLÓGICOS	53
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	55
7.1. HIDROGEOLOGÍA	55
7.1.1. Características climatológicas	57
7.1.2. Hidrología superficial	59
7.1.3. Características hidrogeológicas	60
7.1.3.1. Unidad Hidrogeológica 04.01. Sierra de Altomira	60
7.1.3.2. Unidad Hidrogeológica 04.02. Lillo - Quintanar	70
7.1.3.3. Unidad Hidrogeológica 04.03. Consuegra - Villacañas	74
7.2. RECURSOS MINERALES	77
7.2.1. Rocas y Minerales Industriales	77
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G.)	79
8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.	79
9. BIBLIOGRAFÍA	80

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Quintanar de la Orden se sitúa en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, a caballo entre las provincias de Toledo (O) y Cuenca (E), en el borde septentrional de la llanura manchega.

La mayor parte de la Hoja carece de relieves topográficos importantes, encontrándose los máximos desniveles en la zona oriental, donde la cota máxima alcanza los 891 m. Las cotas inferiores se localizan en el SO de la Hoja con altitudes en torno a los 660 m. En general el gradiente medio topográfico no supera los 100 m, estando comprendida la mayor parte del área cartografiada entre 680 y 820 m. Con este rango de cotas, la llanura es el paisaje dominante.

La red de drenaje dentro de la Hoja discurre con una dirección general NE-SO en la que se orienta el río Cigüela, vía de aguas principal en el ámbito cartográfico. A este cauce se unen otros afluentes, cuyo caudal es mínimo durante la mayor parte del año. Los arroyos procedentes de las elevaciones topográficas orientales, de orientación E-SO principalmente, se suman a la dirección de drenaje principal. Estos arroyos, de igual manera, presentan escaso flujo acuoso.

La población se encuentra concentrada en núcleos de población de relativa importancia tales como Quintanar de la Orden, capital industrial y comercial de la zona, La Puebla de Almoradiel, Mota del Cuervo, Miguel Esteban y El Toboso. Dichas poblaciones se sitúan próximas entre sí y entre ellas existen buenas comunicaciones por carretera, que poseen una configuración radial, siendo el centro de dicha red, Quintanar de la Orden. La carencia de vías revestidas donde no existen núcleos de población se suple con una buena red de pistas agrícolas.

La actividad económica principal es la agricultura, destacando el cultivo de la vid y los cereales. Dada las características topográficas de la Hoja, sin relieves importantes, dicha actividad agrícola condiciona en gran medida los trabajos geológicos, pues según la época del año, la apreciación de los materiales puede ser significativa o prácticamente nula. Esto se debe a que gran parte de las observaciones se realizan en campos de cultivo, los cuales ocupan una porción prominente de la superficie total estudiada, y habitualmente las diferenciaciones de las unidades cartográficas dependen del cambio de color que los materiales presentan. Estos cambios, a menudo sutiles, son difícilmente apreciables cuando los cereales, las vides y en general la vegetación, están en pleno apogeo (primavera y comienzo de verano). Por contra, a finales del otoño y en invierno, la definición en la apreciación geológica aumenta sensiblemente, gracias a que los campos se encuentran roturados y los sarmientos podados, y por consiguiente despejados para su observación. La mayor parte de la cartografía de la presente Hoja se ha realizado en esta última época del año.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

La presente Hoja se localiza geológicamente en la región centro-oriental de la cuenca del Tajo. Esta última junto con las del Duero y Ebro constituye una de las grandes cuencas continentales interiores de la Península Ibérica. Al igual que las otras cuencas citadas, la Cuenca del Tajo contiene un registro prácticamente completo de depósitos paleógenos y neógenos.

Entre los antecedentes regionales más importantes cabe destacar los siguientes. SÁNCHEZ SORIA, P. (1973) realizó la cartografía y el estudio estratigráfico y estructural de la mitad meridional de la Sierra de Altomira. GARCÍA ABBAD, F. (1978) aborda problemas estratigráficos, geomorfológicos y tectónicos de una amplia zona situada al E-SE del sector estudiado. En el libro de las cuencas terciarias de España (FRIEND y DABRIO 1996) se encuentra una síntesis del cenozoico de las cuencas de Madrid y Depresión Intermedia, ambas constituyentes de la cuenca del Tajo. La tesis doctoral de MUÑOZ MARTÍN, A. (1997) interpreta la estructura del sector norte de la Sierra de Altomira, cuantificando el acortamiento alpino y estableciendo la evolución geodinámica de este área desde el Oligoceno hasta la actualidad. La información del subsuelo de la región fue recopilada e interpretada por QUEROL, R. (1989) e ITGE (1990); hay que señalar que esta información se refiere exclusivamente al sector septentrional y central de la Sierra de Altomira y cuencas del Tajo y Depresión Intermedia, siendo nula la información en la Hoja de Quintanar de la Orden. Aquí, la única referencia del subsuelo es la derivada de los numerosos sondeos de investigación hidrogeológica recopilados en la base documental del IGME. Para antecedentes de aspectos más concretos, ver los capítulos correspondientes de esta memoria.

La cuenca del Tajo se caracteriza desde un punto de vista estructural como una cuenca intraplaca generada por la deformación alpina, con una evolución morfotectónica condicionada por el rejuego de los accidentes o fracturas tardihercínicas (PORTERO, J.M. y AZNAR, 1984; VEGAS, R. *et al.*, 1986). La formación de la cuenca guarda relación con las compresiones alpinas que actúan sobre el Macizo Hespérico, contribuyendo a la individualización del Sistema Central en el Eoceno-Oligoceno (ÁLVARO, M. *et al.*, 1979; PORTERO, J.M. y AZNAR, 1984; WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C., 1989). Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior tuvo lugar el emplazamiento, en forma de gran cabalgamiento, de la Sierra de Altomira, la cual disecta de norte a sur la cuenca, pudiéndose distinguir de esta manera entre la cuenca de Madrid, al O de la citada sierra, y la depresión Intermedia o cuenca de Loranca al E. Esta última queda así como una cuenca de tipo “piggy-back”. La Hoja de Quintanar de la Orden, se sitúa de forma más precisa, en el extremo de las estribaciones más meridionales de dicha Sierra de Altomira (Sierra de Almenara).

Una vez individualizada, la evolución estructural de la cuenca del Tajo, en particular a lo largo del Neógeno, viene determinada por el movimiento de las fracturas, verticales a inversas de alto ángulo, salvo en el caso de la Sierra de Altomira, que limitan los bordes. Dicho movimiento no es homogéneo, para un mismo lapso temporal, en los diferentes bordes de la cuenca ni, incluso, dentro de un mismo margen (CALVO, J.P. *et al.*, 1989; MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G., 1998), hecho que incide directamente en la evolución vertical, envergadura y penetración de los sistemas aluviales asociados a estos márgenes.

La cuenca del Tajo aparece limitada, como resultado de la evolución estructural antes apuntada, por márgenes espacialmente heterogéneos: segmentos del orógeno varisco reciclado en el ciclo alpino (Sistema Central, Montes de Toledo), cadenas alpinas donde aparecen implicadas formaciones mesozoicas y paleógenas (Cordillera Ibérica en su rama castellana) y mantos ascendidos (lineación de Altomira). Todo ello condiciona una neta variabilidad en cuanto a la composición de las áreas fuente, que incide en la litología de los terrígenos que componen los sistemas aluviales, así como en la de los depósitos lacustres (CALVO, J.P. *et al.*, 1989).

Desde un punto de vista paleolatitudinal, la posición de la cuenca Tajo, en el contexto general de la placa Ibérica, fue bastante similar a lo largo del Cenozoico, a la que presenta en la actualidad (SMITH *et al.*, 1981). Por su parte la posición paleogeográfica de la cuenca para ese período queda resumida en UCHUPI, E. (1988). Un hecho a anotar es que el registro sedimentario de la cuenca ha sufrido escasas modificaciones en relación con el presumiblemente inicial. Esta constatación es en todo válida para la parte alta del Cenozoico (Mioceno medio y superior), donde dentro del registro sedimentario puede ser reconstruida de forma precisa la arquitectura de los sistemas deposicionales y la paleomorfología de los márgenes, y asumible en buena parte para el Oligoceno y Mioceno inferior, aunque la posibilidad de observación de los depósitos correspondientes a este período es más limitada.

Las condiciones paleoclimáticas existentes en la cuenca del Tajo durante el Mioceno vienen definidas por criterios de la fauna paleomastológica (LÓPEZ MARTÍNEZ, N. *et al.*, 1987) así como por las asociaciones de facies y mineralogía de los depósitos. Las evidencias geoquímicas (isótopos) son reducidas (ORDÓÑEZ, S. *et al.*, 1983, 1987; CALVO, J.P. *et al.*, 1990) y se centran fundamentalmente en sedimentos del Mioceno medio (carbonatos) y del Mioceno inferior (evaporitas). La agrupación de estos criterios sugiere en términos globales unas condiciones climáticas secas y cálidas para la mayor parte del Mioceno inferior y medio, con sesgo hacia clima más húmedo y frío durante el Vallesiense. Durante el Turolense, la asociación de facies observada en la cuenca, con predominio de facies lacustres de agua dulce, sugiere la existencia de condiciones climáticas relativamente húmedas, hecho que sin embargo, contrasta con el carácter cálido y seco indicado para el clima de la Península Ibérica durante este período (LÓPEZ MARTÍNEZ, N. *et al.*, 1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

En esta Hoja afloran materiales cuya edad se encuentra comprendida entre el Jurásico inferior-medio y la actualidad, dominando en afloramiento la serie cenozoica. Tanto en la serie mesozoica como en la cenozoica se observan algunas lagunas estratigráficas debidas en parte a no sedimentación y en parte a erosión. Afloramientos cercanos y la información de sondeos constatan la presencia en el subsuelo de Jurásico inferior, Keuper (nivel de despegue regional) y series triásicas solidarias con el basamento (*Buntsandstein* y *Muschelkalk*).

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Jurásico

El Jurásico de la Hoja de Quintanar de la Orden (688) se encuentra representado por una sucesión de rocas carbonatadas que equivalen a los términos más altos del Jurásico aflorante en la región de Altomira-La Mancha. El mejor afloramiento en esta región se sitúa en la Hoja de Palomares del Campo (633), en las hoces del río Cigüela, al sur de la población de Saelices. Este corte fue estudiado por SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1967), GAIBAR-PUERTAS, C. y GEYER, O. (1969) y VIALARD (1973). En la memoria de la hoja MAGNA de Palomares del Campo (633) se encuentra la descripción detallada de la misma, reconociéndose las Fms Carniolas de Cortes de Tajuña, Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas y Fm Carbonatada de Chelva que abarcan desde el Lías inferior hasta un probable Dogger. La potencia de la serie es del orden de 200 m. La definición formal de las unidades reconocibles en el área corresponde a GOY, A. *et al.* (1976) y GÓMEZ, J.J. (1979).

Tradicionalmente desde los trabajos de RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933) la mayor parte de los autores que han trabajado en este área han atribuido los afloramientos jurásicos al Lías. Sin embargo SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1967) y SÁNCHEZ SORIA, P. (1973) señalan que pueden existir sedimentos del Jurásico medio e incluso superior. Hasta el momento, no ha sido posible acotar de forma fiable el alcance del hiato de la parte superior del Jurásico, debido a que este Jurásico presenta facies de plataforma somera y de ambiente restringido en las que no abundan los fósiles con valor bioestratigráfico.

La serie jurásica desaparece inmediatamente al oeste de Altomira, bajo los sedimentos terciarios de la Cuenca de Madrid. No se conoce a que es debido esta desaparición progresiva de la serie jurásica en el sector occidental de la Ibérica, atribuyéndose bien a falta de depósito o bien a procesos erosivos intracretácicos (MORILLO-VELARDE GÓMEZ-BRAVO, M.J. y MELÉNDEZ HEVIA, F., 1979).

De las unidades jurásicas descritas en el río Cigüela únicamente se ha identificado en la Hoja la presencia de la Fm Carbonatada de Chelva (Toarciense-Dogger). Esta aflora en el sector oriental de la Hoja formando el núcleo de una serie de anticlinales. Aunque ocupa una extensión relativamente importante, no existen cortes buenos de la misma al encontrarse los afloramientos arrasados.

2.1.1.1. Calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas (1). Fm Carbonatada de Chelva. Toarciense-Dogger

Únicamente se ha reconocido el tramo superior de los atribuidos a esta unidad en la Hoja de Palomares del Campo-633. Se reconoce en cortes parciales en los taludes de las carreteras y caminos vecinales y ha sido estudiada en tres perfiles levantados en Mota del Cuervo, Casa de Don y El Toboso.

El espesor de esta unidad es imposible de medir en esta zona debido a que no aflora su base dentro de la Hoja, además de encontrarse replegada y arrasada y que su techo se encuentra erosionado por los depósitos del Cretácico inferior en facies *Weald*. Como única aproximación dentro de la Hoja se tiene los 65 m medidos en la columna de Mota del Cuervo, lo que da el espesor mínimo de la misma. Regionalmente este conjunto se apoya sobre un tramo constituido por calizas micríticas que en Hojas próximas (Palomares del Campo-633, Villarejo de Fuentes-661, Belmonte-689) ha sido incluido en esta misma unidad presentando en conjunto un espesor del orden de 100 m. A partir de datos de sondeos hidrogeológicos (ver capítulo de geología del subsuelo) se comprueba que este tramo carbonatado superior del Jurásico tiene una potencia del orden de 110 m y se apoya sobre una unidad de margas rojas y arcillas verdes.

Esta unidad es fundamentalmente carbonatada, aunque hacia techo aparecen capas de arcillas y margas de algunos metros de espesor. Los sedimentos carbonatados son principalmente dolomías tableadas, de aspecto micrítico que con frecuencia están karstificadas. También se encuentran capas de calizas oolíticas y bioclásticas ricas en moluscos y crinoideos. En el Toboso, así como en varios afloramientos de la carretera de Quintanar de la Orden a Los Hinojosos, encontramos únicamente brechas dolomíticas.

Las estructuras sedimentarias que se observan en las dolomías tableadas son laminaciones algales, costras ferruginosas y, con frecuencia, fuerte bioturbación. En las calizas oolíticas, a su vez, se comprueba la presencia de bases erosivas, estratificación cruzada, “hard grounds” y bioturbación perforante.

Las dolomías tableadas se organizan en cuerpos de 4 a 6 m, separados por capas decimétricas de margas grises. Hacia techo de los perfiles aparecen intercalaciones margosas con espesores métricos. En las dolomías se observa una fina alternancia de cristales de dolomicrita y doloesparita, siendo relativamente frecuentes procesos diagenéticos que dan lugar a calcificaciones, dolomitizaciones secundarias y karstificaciones.

Las calizas oolíticas y bioclásticas están parcialmente dolomitizadas y se muestran como capas de 0,5 m. de espesor, superpuestas unas con otras o separadas por niveles centimétricos de margas. Son secuencias generalmente granodecipientes, la base es erosiva y el techo lo forma una costra ferruginosa o “hard ground” con perforaciones biogénicas. Las calizas oolíticas son oomicritas y ooesparitas. En el núcleo de los oolitos se observan foraminíferos y trozos de moluscos.

La sedimentación de este tramo litológico se llevó a cabo en un medio que variaba de supramareal a intermareal para las dolomías tableadas, mientras que las calizas oolíticas son propias de un ambiente marino más profundo y de mayor energía, el cual variaba desde zonas próximas a la costa (áreas de “shoreface”) donde se forman las barras oolíticas, a zonas más alejadas (áreas de “offshore”); en este último ambiente se formaron los “hard ground”, que señalan discontinuidades estratigráficas de cierta importancia.

Los restos fósiles vistos, localmente abundantes, corresponden a restos de foraminíferos, crinoideos, moluscos, braquiópodos, gasterópodos, bivalvos, ostreidos, corales y algas. No se conocen datos que aclaren definitivamente la edad de esta unidad, pero en el corte del Cigüela se ha constatado la similitud del tramo superior de la serie jurásica con la parte inferior de la Fm carbonatada de Chelva (GÓMEZ, J.J. y GOY, A., 1979). Esto permite atribuirle una edad Toarciense-Dogger.

2.1.2. Cretácico Inferior

El Cretácico en esta Hoja aflora en el sector oriental, formando los flancos de anticlinales de núcleo Jurásico. Se apoya sobre los depósitos carbonatados del Jurásico inferior-medio.

Los materiales cretácicos más antiguos reconocidos en la Hoja corresponden a depósitos continentales en facies *Weald*. El contacto con el Jurásico infrayacente es una discordancia a escala regional, pudiendo aparecer sobre distintos términos de la serie jurásica. Otra discordancia de importancia regional es la situada en la base de la Fm Arenas de Utrillas. Sobre las arenas de Utrillas se disponen las margas y carbonatos de plataforma del Cretácico Superior. Las unidades reconocidas en la Sierra de Altomira coinciden aproximadamente con las definidas en la Cordillera Ibérica Suroccidental por VILAS, L. *et al.* (1982), pero presentan ciertas peculiaridades como por ejemplo un fuerte adelgazamiento de espesores.

Aunque el ciclo regresivo del Cretácico superior culmina bien entrado el Paleógeno, los depósitos asociados a la etapa final de este ciclo (facies Garum o Fm Calizas y margas de Sierra Perenchiza) también se incluirán en el capítulo correspondiente al Cretácico, iniciándose el correspondiente al Terciario con la primera unidad Paleógena netamente continental.

De los cortes realizados de la serie cretácica destaca el de Mota del Cuervo por presentar el afloramiento continuo de toda la serie Cretácica y observarse tanto el paso del Jurásico al Cretácico como el del Cretácico al Cenozoico. Este corte es conocido desde antiguo y ha sido estudiado por diversos autores (MARTÍNEZ PEÑA, I., 1956; FONTBOTÉ, J.M. y RIBA, O., 1956; SÁNCHEZ SORIA, P., 1973; VIALARD, 1973; FERNÁNDEZ CALVO, C. *et al.*, 1979).

El Cretácico Inferior está integrado por dos conjuntos sedimentarios, las facies *Weald* y la Formación Arenas de Utrillas, separados por una discordancia erosiva.

2.1.2.1. *Dolomías margosas, arcillas y margas abigarradas (2). Brechas carbonatadas (3). Facies Weald. Barremiense?*

Los materiales que atribuimos a las facies *Weald*, han sido descritos en otros trabajos como jurásicos, identificándose como Jurásico medio-superior los depósitos de naturaleza calco-margosa que suelen aparecer en la base de la serie y a la formación Carniolas de Cortes de Tajuña los tramos brechoides. Sin embargo las siguientes características cartográficas, estratigráficas y sedimentológicas regionales permiten asignar a estos materiales una edad Cretácico Inferior, como ya fue sugerido por MARTÍNEZ PEÑA (1956): Contacto mediante una costra ferruginosa con los sedimentos claramente jurásicos, presencia de margas y arcillas coloreadas con huellas de raíces, existencia de finas capas de yeso, aspecto brechoidal de algunas rocas carbonatadas, presencia de charáceas y ostrácodos y tránsito a las arenas de Utrillas mediante una superficie erosiva.

Las facies *Weald* están bien representadas en el anticlinorio de Los Hinojosos-Cuevas del Granero, mientras que en los anticlinales de la zona sur de la hoja su identificación se dificulta por la menor potencia o incluso ausencia de esta unidad y por las deficientes condiciones de afloramiento, al encontrarse por lo general cubierta por depósitos cuaternarios. El tramo arcillo-margoso está presente en buena parte de las alineaciones mesozoicas de la Hoja, aunque no ha sido posible constatar su presencia o ausencia en algunas zonas (anticlinal de casa del Horno, flanco oriental del anticlinal de Mota del Cuervo y flanco occidental del anticlinal El Toboso). Muchas veces únicamente se reconoce por la presencia discontinua de unos carbonatos micríticos con una fina porosidad móldica muy característica. Las brechas son reconocibles como una unidad cartografiable únicamente en los anticlinales más nororientales de la Hoja.

Los mejores afloramientos se encuentran en los perfiles de Casa de Don y Mota del Cuervo, siendo también reconocibles estas facies en pequeños cortes parciales a lo largo de la carretera de Quintanar de la Orden a Los Hinojosos.

En el perfil de Casa de Don, situado entre los km 17-19 de la carretera de los Hinojosos a Villamayor de Santiago, aparecen 23 m de estos sedimentos atribuidos al Cretácico inferior. El contacto con los materiales jurásicos no es visible. Los primeros 10 m pertenecen al conjunto litoestratigráfico inferior. Son arcillas rojas y verdes, con finas capas de yeso, que están en parte cubiertas y presentan frecuentes signos de edafización. Sobre estas se apoyan 13 m de una alternancia de dolomías brechoidales de espesor centimétrico y decimétrico que tienen a veces base erosiva, con arcillas y margas de color rojo y verde y espesor decimétrico a métrico. Las dolomías presentan laminaciones algales y nódulos de yeso. A su vez en las arcillas se observan frecuentes signos de edafización y moldes de raíces. El tránsito hacia las arenas de Utrillas se hace mediante una superficie erosiva.

En Mota del Cuervo se han medido 12 m, de los cuales los 5 primeros están formados por una alternancia decimétrica de dolomías blancas algo arenosas y arcillas y margas de colores grises y negros. Las dolomías están finamente tableadas, presentan laminaciones algales y una fina porosidad. Los 7 m situados a techo son dolomías margosas tableadas, con laminaciones

paralelas algales. El techo está marcado por un paleosuelo sobre el que se apoyan las arenas de Utrillas, siendo frecuentes las huellas de raíces y bioturbación.

El depósito corresponde a un medio lacustre muy somero o a un ambiente costero muy marginal que fue colonizado por vegetación.

Dadas las características litológicas y sedimentológicas expuestas es posible correlacionar los materiales descritos en los dos perfiles con los pertenecientes a la Fm Calizas de la Huerquina de edad Barremiense.

2.1.2.2. Arenas y areniscas silíceas y arcillas versicolores (4). Fm Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense

Está constituida principalmente por arenas y areniscas silíceas de grano fino de color amarillo, blanco y rojo, arcillas versicolores y cantos subredondeados de cuarzo y cuarcita de pequeño tamaño. Se observan también episodios ferruginosos de origen edáfico.

El contacto basal de esta unidad es erosivo, apoyándose bien sobre las facies *Weald* o bien sobre las calizas jurásicas. Las condiciones de observación de la formación no suelen ser buenas al encontrarse los sedimentos muchas veces cubiertos por depósitos cuaternarios.

Es un nivel muy continuo y de espesor reducido, alcanzando como máximo en esta zona 20 m. En los perfiles de Casa de Don y el Toboso se han medido 5 m mientras que en Mota del Cuervo se han medido 10 m. Son areniscas y arenas silíceas que intercalan lentejones de gravas, limolitas y arcillas de tonalidades rojo-verdosas. En las areniscas se observan estructuras de corriente tales como estratificación cruzada, planar y bases erosivas. En la parte superior aparecen intercalaciones carbonatadas, arenas y arcillas de color amarillo.

Se ha atribuido un origen continental fluvial a estos depósitos detríticos, no descartándose que el techo de los mismos pueda responder a un medio de llanura aluvial costera, como describe RUIZ (1996) en otros sectores de la Cordillera ibérica.

La asignación de edad de esta formación se hace por criterios de facies y posición estratigráfica, considerándola Albiense y alcanzando muy probablemente el Cenomaniense.

2.1.3. Cretácico Superior

Para el estudio del Cretácico Superior se han utilizado cuatro perfiles localizados en Mota del Cuervo, Casa de Don, el Toboso y Colmenar de la Garrona.

Aunque para su descripción se ha seguido la nomenclatura de formaciones propuesta por VILAS *et al.* (1982), su pequeño espesor ha impedido la cartografía individualizada de las

mismas, por lo que han sido agrupadas en tres unidades cartográficas de acuerdo con su expresión morfológica.

La identificación de los materiales y diferenciación de las unidades presenta dificultades de observación ya que se trata de una región peniplanizada y los sedimentos muestran un alto grado de dolomitización, recristalización y brechificación que enmascaran sus características litológicas y sedimentarias originales.

2.1.3.1. Dolomías y margas (5). Fms Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Dolomías de Villa de Ves. Cenomaniense

Sobre las arenas de la Fm Utrillas se encuentran materiales margosos y dolomíticos que se han identificado en los perfiles de Mota del Cuervo y Casa de Don como pertenecientes a la Fm Dolomías de Alatoz, si bien no se excluye que unos pocos metros basales pertenezcan a la Fm Margas de Chera.

Está constituido por una alternancia de dolomías margosas de espesor decimétrico con margas arcillosas de igual espesor. Hacia techo la presencia de dolomías se hace más abundante, alcanzando las capas una potencia que supera el metro. El techo de este tramo dolomítico está marcado por una importante costra endurecida “hard ground”. Las dolomías de esta formación son margosas y nodulosas, presentando además laminaciones tendidas. También se observan capas con base canalizada, brechificaciones, intensa bioturbación y restos de ostreidos.

El espesor de la formación observado en los distintos perfiles es desigual, variando entre 6 y 12 m. La alternancia de dolomías y margas presenta cierta ciclicidad, señalando las margas la base de las secuencias somerizantes. La sedimentación tuvo lugar en una plataforma interna somera en la que las secuencias señalan la progradación de depósitos litorales sobre ambientes más profundos.

Este tramo se atribuye al Cenomaniense en base a su posición estratigráfica y a criterios regionales.

Sobre el “hard ground” de techo de las Dolomías de Alatoz se apoya la Fm Dolomías de Villa de Ves. Está constituida fundamentalmente por dolomías y presenta un espesor muy constante en la zona, en torno a 15 m.

Localmente se pueden diferenciar dos tramos litológicos. El basal está formado por dolomías de aspecto masivo y capas de margas de color crema de 0.5 m de espesor. En estas se observan laminaciones difusas, una abundante bioturbación horizontal y vertical, y se encuentran además algunas conchas de bivalvos.

El tramo superior constituye en algunos perfiles la totalidad de la formación. Está formado por calizas “packstone” y “grainstone” ricas en capas de moluscos (ostreas, etc.). Las calizas tienen

base erosiva, bioturbación y estratificación cruzada, estando parcialmente dolomitizadas. Este tramo puede mostrarse también como una alternancia de capas decimétricas de dolomías brechificadas con bases erosivas, estratificaciones cruzadas, conchas de moluscos y bioturbación que alternan con capas decimétricas de margas nodulosas. En los estratos de dolomías se encuentran foraminíferos, briozoos y equínidos.

El tránsito a la formación suprayacente se hace normalmente de un modo neto, mediante una superficie ferruginosa “hard ground” y un nivel de condensación de fauna muy característico.

El depósito de los materiales de la Fm Villa de Ves se produce en un medio de plataforma interna que sufre etapas de somerización, llegando hacia techo a estar emergidos como señalan las edafizaciones y las costras ferruginosas. Esta formación tiene una edad Cenomaniense, de acuerdo con la presencia en la misma de *Praealveolina* (FERNÁNDEZ CALVO, C., 1986).

Para este autor, el conjunto cenomaniense en Altomira responde a secuencias de somerización sobre las que se instalan facies más fosilíferas, submareales, en una zona parcialmente protegida. La dolomitización sería muy temprana y estaría inducida por una alta salinidad debida a la intensa evaporación.

2.1.3.2. *Margas y dolomías (6). Fms Margas de Casa Medina, Dolomías de la Ciudad Encantada (6a) y Margas de Alarcón. Cenomaniense superior-Santonense inferior*

Este conjunto da zonas deprimidas en el paisaje localmente interrumpidas por el resalte de las dolomías de la Ciudad Encantada. Su observación en general es difícil por la alteración del depósito y por estar en gran parte cubierta por cuaternario.

La parte inferior de esta unidad es asimilada a las margas de Casa Medina. Está constituida por margas dolomíticas y arcillas grises y verdes, con alguna intercalación carbonatada. Tiene un espesor de unos 6 m en Mota del Cuervo, alcanzando 10 m en sectores más septentrionales. Se apoya sobre la Fm Dolomías de Villa de Ves por medio de un “hard ground”.

Contienen foraminíferos planctónicos junto con restos de briozoos, equinodermos, gasterópodos y bivalvos. Esta fauna indica un medio sedimentario propio de plataforma externa.

Se atribuye a estos materiales una edad Cenomaniense superior-Turonense atendiendo a criterios estratigráficos y regionales.

Sobre estas margas y de una forma transicional rápida, aparece una serie de dolomías y calizas, con un espesor variable entre 4 y 14 m que corresponden a la Fm Dolomías de la Ciudad Encantada (6a). Tienen un aspecto masivo y granuloso, siendo groseramente cristalinas. Pueden estar estratificadas en bancos gruesos y presentan colores que oscilan de grises a verdosos. A veces se reconocen estratificaciones cruzadas de gran escala y pueden tener recristalizaciones

de calcita que aumentan su aspecto grosero. Hacia la parte media-alta de la formación se observan procesos de silicificación que dan lugar a la formación de nódulos de sílex. Hay zonas en las que la dolomitización no ha afectado al sedimento, observándose biomicritas y biopelmicritas ("packstone" y "grainstone") ricas en moluscos y equínidos, con fuerte bioturbación y "patches" de rudistas. Las dolomías de esta formación se encuentran generalmente muy alteradas, disgregándose en cristales romboédricos de dolomita. Esto les da un aspecto arenoso bastante característico. Cuando la alteración no es muy intensa dan un resalte topográfico entre las dos unidades margosas que lo rodean, habiendo sido marcado en la cartografía como una línea de capa dada la importancia regional de esta formación.

El medio de sedimentación corresponde a una plataforma interna enérgica, zona de "foreshore", que sufrió procesos de somerización y emersión que dieron lugar a procesos diagenéticos importantes, como dolomitizaciones y silicificaciones.

La edad de la formación, por criterios estratigráficos y regionales, es Turoniense.

Por encima de la anterior y mediante un tránsito brusco, se sitúan unos 12-20 m de margas con colores amarillentos, verdes y rosáceos que tienen algunas intercalaciones de margas nodulosas dolomíticas. Estos sedimentos corresponden a la Fm Margas de Alarcón y, aunque en general están bastante alteradas, presentan buen afloramiento en el flanco occidental del anticlinal de Mota del Cuervo, al norte de la Ermita de la Virgen del Valle. Su límite inferior se interpreta como una discontinuidad regional que divide el Cretácico Superior en dos ciclos sedimentarios (FERNÁNDEZ CALVO, C. *et al.*, 1979; SEGURA, M. *et al.*, 1999).

Los estudios realizados en ellas señalan la presencia de carofitas, ostrácodos y *microcodium*, los cuales nos indican un ambiente sedimentario continental o litoral con gran influencia del continente. Este medio sufrió emersiones acompañadas de procesos edáficos como así lo señala la presencia de *microcodium* y las marmorizaciones que afectan a las margas.

Se le atribuye una edad Coniaciense a Santoniense inferior atendiendo a criterios litoestratigráficos regionales.

2.1.3.3. Calizas, margas y arcillas (7). Fm Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Santoniense-Campaniense

Sobre las margas de la Fm Margas de Alarcón se encuentran unas calizas que muy frecuentemente están brechificadas y/o dolomitizadas. Los mejores cortes de esta unidad se encuentran en los flancos occidentales de los anticlinales de Mota del Cuervo y el Toboso.

El espesor de la formación oscila entre 20 y 30 m y comprende tres tramos litológicos. El tramo basal está formado por calizas y dolomías brechoidales, el intermedio por margas de color crema y el superior por rocas carbonatadas similares a las basales. Oscilan entre zonas con finas alternancias de calizas y margas y zonas con una superposición de capas de caliza.

Las calizas tienen el aspecto de calizas litográficas blanquecinas tableadas. Son biomicritas y biopelmicritas (“mudstones”, “wackestones” y “grainstones”), tienen estratificación cruzada, intensa bioturbación y en ellas se reconocen “pellets”, gasterópodos, bivalvos (ostreidos y rudistas), equínidos, miliólidos, ostrácodos, charáceas y laminaciones algales. MELÉNDEZ, F. (1972) y FERNÁNDEZ CALVO, C. (1982) identificaron *Lacazina*.

Las dolomías normalmente aparecen brechificadas. En ellas se observa, de un modo difuso, estratificaciones cruzadas y restos de moluscos. La génesis de la brechificación está asociada a disolución de niveles evaporíticos (MELÉNDEZ, F., 1972).

Los materiales se organizan en secuencias de somerización de escala decimétrica a métrica, que se desarrollan bien en barras calcareníticas propias de medios energéticos, bien en calizas algales originadas en medios más tranquilos.

El conjunto de los depósitos de la formación se interpretan como sedimentados en una plataforma interna con episodios de somerización y emersión. La presencia de charáceas y ostrácodos nos indica que el medio tenía influencia continental, pudiendo corresponder a una zona litoral. La emersión de los depósitos probablemente venía acompañada de precipitación de evaporitas.

La edad de la formación es Santoniense-Campaniense.

2.1.3.4. Arcillas, margas y yesos (8). Campaniense-Eoceno inferior

Sobre la formación precedente se dispone una unidad de difícil observación debido a que por sus características litológicas da zonas deprimidas en el paisaje, se encuentra normalmente recubierta por depósitos cuaternarios y su techo está erosionado por depósitos cenozoicos.

El espesor de esta unidad es difícil de estimar dadas las malas condiciones de afloramiento y que localmente está erosionada por la unidad suprayacente. En el flanco del anticlinal de Mota del Cuervo no supera los 20-30 m de espesor. Sin embargo un sondeo hidrogeológico (ver el capítulo 6 de información del subsuelo) situado en el sinclinal de Casa de los Gallos, cortó 92 m de margas y arcillas por debajo del Cenozoico que son atribuibles a esta unidad.

En su base está formada por brechas calcáreas y dolomíticas que contienen cantos de calizas de miliólidos de la unidad infrayacente. En la vertical y lateralmente pasan a margas. Este tramo presenta espesores de 5-10 m y en él son frecuentes las alteraciones edáficas, recristalizaciones, huellas de raíces y moldes de cristales de yeso. En el flanco occidental del anticlinal de Mota del Cuervo, al sur del corte de este nombre, se observan por encima de este tramo intercalaciones de yeso y arcillas de tonos abigarrados.

El tránsito hacia la unidad suprayacente se observa en la carretera nacional Madrid-Alicante, a la altura del cerro Mingote. Está constituido por arcillas con niveles de margas y calizas

margosas intercalados. Hacia techo intercalan areniscas y microconglomerados amarillos. Las areniscas presentan secuencias granodecrecientes, estratificación cruzada en surco y suave geometría canaliforme. Esta unidad constituye así un conjunto litológico muy heterolítico.

El medio de depósito de esta unidad se interpreta como una zona litoral que incrementa su influencia continental hacia techo. Su edad, por posición estratigráfica y criterios regionales podría ser Campaniense-Eoceno inferior.

2.2. CENOZOICO

El Cenozoico de la Hoja de Quintanar de la Orden se encuadra en las facies de borde de la cuenca de Madrid. Esta cuenca se individualiza de la Depresión Intermedia en el Paleógeno y permanece así durante la parte inferior del Neógeno. Su depocentro se sitúa próximo a su borde septentrional (Sistema Central), zona en la que llega a alcanzar los 3.500 m de potencia (QUEROL, R., 1989), siendo probable que los sedimentos neógenos alcancen puntualmente 1.000 m de potencia (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997).

La sedimentación del Paleógeno y Neógeno inferior, de carácter marcadamente detrítico, está fuertemente influenciada por el desarrollo de las estructuras alpinas, por lo que la distribución de las distintas unidades y facies así como las relaciones geométricas entre ellas y en relación con la serie mesozoica, describe la evolución de la deformación. Los abanicos aluviales que se desarrollaron en el Paleógeno-Mioceno inferior cambiaron con el tiempo a depósitos más finos y mejor estratificados. En el Mioceno medio los sistemas lacustres se extendieron en los alrededores de Altomira, sugiriendo que este borde estaba inactivo en este tiempo (DE VICENTE *et al.*, 1996 a, b). En el Mioceno superior la cuenca de Madrid evoluciona a un sistema exorreico con depósitos terrígenos fluviales y carbonatos lacustres someros.

El Paleógeno de la cuenca de Madrid ha sido estudiado en sectores más septentrionales por ARRIBAS, M.E. (1982, 1986 a, b) y ARRIBAS, M.E. (1991). En la depresión Intermedia hay que destacar los trabajos de DÍAZ MOLINA, M. (1974) y DÍAZ MOLINA, M. *et al.* (1989) así como la síntesis de DÍAZ MOLINA, M. y TORTOSA, A. (1996) y GÓMEZ, J.J. *et al.* (1996).

El Neógeno de la cuenca de Madrid ha sido estudiado por distintos autores, resumiéndose los aspectos más interesantes en de DE VICENTE, G. *et al.* (1996) y CALVO, J.P. *et al.* (1996).

La división de unidades presenta en esta hoja ciertas dificultades producidas por:

- Carácter marginal de los depósitos en un área de tránsito entre la depresión Intermedia y la cuenca de Madrid.
- La morfología actual del terreno no permite una observación clarificadora al no existir afloramientos y cortes en los que se pueda seguir con cierto rigor la serie estratigráfica, lo que hace de la división de unidades una mera especulación en algunos casos, atribuyéndoles una posición cronoestratigráfica en función de los cambios de facies regionales.

2.2.1. Paleógeno

Está constituido por materiales detríticos originados en ambientes fluviales. A escala local y regional se encuentra representado por la Unidad Detrítica Inferior (DÍAZ MOLINA, M., 1974) y la parte basal de la Unidad Detrítica Superior (DÍAZ MOLINA, M. *et al.*, 1989).

2.2.1.1. Arenas blancas, conglomerados y arcillas (9). Unidad Detrítica Inferior. Eoceno inferior-Oligoceno superior

Conjunto detrítico eminentemente areno-arcilloso de color blanco amarillento con niveles rubefactados. Se ha reconocido como perteneciente a la Unidad Detrítica Inferior (DÍAZ MOLINA, M., 1974). Las condiciones de afloramiento de la unidad son bastante deficientes, reconociéndose únicamente por la existencia de suaves resaltes dados por canales de areniscas y/o conglomerados, que dibujan las estructuras mesozoicas. Se apoya en paraconformidad (discordancia erosiva) sobre la serie cretácica y son erosionados a su vez por las series rojas cenozoicas suprayacentes.

En la columna de Mota del Cuervo, sobre las brechas carbonatadas y el tramo cubierto de la unidad cartográfica (8) se reconoce un conglomerado silíceo blanco-amarillento con matriz arenosa y cantos redondeados silíceos de 2-3 cm. En el camino de Mota del Cuervo a El Toboso, al este de Nava Medel, se encuentra un nivel bastante continuo de areniscas cuarcíferas con cemento carbonatado de grano medio-grueso y con estratificación cruzada en surco y planar.

La potencia reconocida en superficie de la unidad es de 10-20 m.

El medio de depósito se interpreta como fluvial, correspondiendo probablemente a zonas distales de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte con áreas fuente en relieves paleozoicos situados al sur. No se ha reconocido en la Hoja la existencia de niveles de calizas palustres-lacustres y/o yesos como se refiere frecuentemente en sectores más septentrionales y orientales. Esta unidad marca el inicio de un nuevo ciclo sedimentario de ambiente netamente continental.

Se le atribuye una edad Eoceno-Oligoceno superior por su posición estratigráfica y criterios regionales, apoyados en la fauna encontrada en distintos yacimientos en la Depresión Intermedia que comprenden probablemente las zonas de mamíferos Headoniense, Sueviense y Arverniense (CRUSAFONT, M. y AGUIRRE, E., 1973; DAAMS, R. *et al.*, 1989).

2.2.2. Paleógeno-Neógeno

2.2.2.1. Conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas rojas (10). Conglomerados calcáreos rojos y arcillas (11). Unidad Detrítica Superior. Oligoceno superior-Mioceno inferior (Ageniense)

Esta unidad aflora en los flancos de los anticlinales mesozoicos, con geometría de "offlap" respecto a las estructuras, y se apoya en discordancia erosiva tanto sobre la unidad 9 como

sobre la 8. Las condiciones de afloramiento son deficientes, identificándose únicamente cortes parciales de la unidad. Ha sido interpretada como correlacionable con la parte inferior de la unidad Detrítica Superior de DÍAZ MOLINA, M. *et al.* (1989).

Se reconocen dos facies distintas en cuya distribución es determinante la posición de los ejes anticlinales. Los conglomerados polimícticos, areniscas y arcillas rojas (10) presentan su mejor afloramiento en el corte del camino de Mota del Cuervo a El Toboso del flanco oriental del anticlinal de Cañada de la Vaca, así como en una gravera situada en el camino de Casa de Sopas, al ESE de El Toboso.

Está constituido por canales de arenisca de grano medio-grueso que alternan hacia la base con niveles de arcillas rojas con nódulos de carbonatos. Hacia la zona media aparecen niveles de conglomerado "matrix supported" a "clast supported", con cantos redondeados predominantemente cuarcíticos siendo minoritarios los de calizas mesozoicas. El tamaño medio de estos es de 5-10 cm, existiendo puntualmente cantos de 15-20 cm. En los canales de areniscas y conglomerados se observa estratificación cruzada planar y en surco y granoclasificación positiva. Hacia techo pasan a arcillas rojas con limos y pasadas de detríticos gruesos. El color general de la unidad es pardo-rojizo.

Los conglomerados calcáreos rojos y arcillas naranjas (11) presentan su mejor afloramiento en el flanco occidental del anticlinal de Cañada de la Vaca.

Es un depósito incipientemente estructurado, sin superficies de estratificación netas, formado por niveles de conglomerado de 0,20 a 0,50 m de espesor que aumentan hacia techo hasta 1-1,5 m y que alternan con tramos de arenas y arcillas margosas con una potencia de 1-1,5 m. Los niveles conglomeráticos están formados mayoritariamente por cantos angulosos de carbonatos escasamente cementados y con una incipiente granoclasificación; el tamaño medio de los cantos es de orden centimétrico siendo el centil de 15 cm.

El medio de depósito de esta unidad es típico de abanicos aluviales con facies distales canalizadas (10) y facies proximales más masivas (11) y con áreas fuente distintas. En el primer caso el área fuente serían los relieves paleozoicos del borde de cuenca mesozoica y en el segundo los relieves mesozoicos incipientemente formados.

La edad atribuida a esta unidad, por posición estratigráfica y criterios regionales, es Oligoceno-Mioceno inferior (Ageniense).

2.2.3. Neógeno. Mioceno y Plioceno de la Cuenca de Madrid

La estratigrafía general del Neógeno de la cuenca de Madrid ha sido ya establecida en trabajos anteriores (ALBERDI M.T. *et al.*, 1983; JUNCO, F. y CALVO, J.P., 1983; ANTUNES, M.T. *et al.*, 1987). La división de unidades propuesta está basada en el análisis tectosedimentario del registro mioceno de la cuenca. En cuanto a los depósitos paleógenos infrayacentes, han sido

estudiados por ARRIBAS (1985) en las zonas marginales de la parte septentrional de la cuenca, quedando un tanto indefinida, por ausencia de criterios biocronoestratigráficos, la posición temporal del límite entre aquéllos y las unidades neógenas.

La división estratigráfica comúnmente aceptada para el Neógeno de la cuenca de Madrid admite cuatro unidades principales: tres para el Mioceno (Inferior, Intermedia y Superior) y una para el Plioceno.

La Unidad Inferior del Mioceno (Ageniense-Aragoniense medio), se compone principalmente de facies evaporíticas de anhidrita (frecuentemente transformada en yeso en los afloramientos), halita, arcillas y carbonatos (magnesita y dolomita). Este conjunto de facies evaporíticas grada lateralmente a sucesiones arcillosas con pasadas de yeso y/o anhidrita en nódulos y de aquí a depósitos clásticos progresivamente más gruesos, configurando todo ello una disposición centrípeta de facies características de un ámbito hidrológico y geomorfológico de una cuenca endorreica.

La Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense), presenta notables diferencias. Dominan en ella las facies lacustres carbonatadas (calcita y dolomía), conservándose no obstante la ordenación de facies con las orlas de facies aluviales, más gruesas hacia los bordes de la cuenca y más lutíticas hacia zonas distales. Estas facies aluviales son diferentes tanto en composición de cantos como en arquitectura deposicional. Dichas diferencias están controladas esencialmente por la heterogeneidad litológica del área fuente y el funcionamiento tectónico diferenciado de estos a lo largo del Aragoniense y Vallesiense inferior. Esta unidad se ha dividido a su vez, en diferentes sectores de la cuenca, en dos secuencias, Unidad Intermedia I y Unidad Intermedia II, caracterizadas por dos episodios de progradación-retracción de facies detrítico carbonatadas.

La Unidad Superior del Mioceno (Turolense superior-Rusciniense), está compuesta por una sucesión de escasa potencia que consta en general de un nivel inferior predominantemente clástico y un nivel superior formado por carbonatos. En el ámbito general de la cuenca, esta unidad se dispone erosivamente sobre la Unidad Intermedia, sellando una superficie de paleokartificación bien desarrollada sobre los niveles carbonáticos que culminan esta última unidad (CALVO, J.P. *et al.*, 1989).

La unidad pliocena se instala sobre una superficie erosiva que afecta a las unidades infrayacentes. Los depósitos pliocenos son de carácter detrítico y multipisódico (zonas de borde), y se hallan bien representados en los sectores NE, centro y S de la cuenca, con facies de arcillas limosas rojizas o anaranjadas y con desarrollo a techo de costras carbonáticas.

Dentro la serie neógena de la presente Hoja, se han distinguido y cartografiado varias unidades cartográficas, atendiendo a sus características litológicas y de facies. Las relaciones verticales y laterales de estas unidades en el ámbito del área de trabajo, ponen de manifiesto que son litofacies genéticamente relacionadas entre sí, que registran el desarrollo coetáneo y limitado a determinados espacios geográficos, de determinados procesos y ambientes sedimentarios, lo que en la bibliografía viene siendo denominado como Sistema Depositional (ANADÓN *et al.*, 1989). A su vez, estos Sistemas Depositionales, forman conjuntos también genéticamente

relacionados y limitados por discontinuidades, o por sus continuidades correlativas, conformando Secuencias Depositionales, según la definición de los anteriores autores.

En el caso de la serie neógena que se estudia, los límites de estas secuencias son discontinuidades que representan cambios en la polaridad sedimentaria (progradación-retracción) y/o discordancias o bien cambios en la paleogeografía de la cuenca. Estas discontinuidades son observables sobre todo en las zonas proximales de los sistemas aluviales situados en la zona oriental de la Hoja. Los límites, se han seguido en la cartografía, poniéndose de relieve mediante líneas discontinuas, que en la normativa MAGNA representan un contacto discordante. Sin embargo, excepto sobre los materiales mesozoicos y paleógenos plegados donde la angularidad de las capas es evidente, en el resto de los casos dicha angularidad no existe (al menos en el ámbito cartografiado), de modo que la notación se mantiene como apoyo al seguimiento y comprensión de la estratigrafía del mapa geológico.

Las secuencias deposicionales anteriormente descritas coinciden en gran medida con la división clásica considerada como válida para la cuenca de Madrid. Dicha correlación se explica más detenidamente en los apartados siguientes.

2.2.3.1. Mioceno. Unidad Intermedia

Las unidades pertenecientes a esta secuencia, constituyen los depósitos inferiores del Neógeno de la presente Hoja. Estas, se apoyan en discordancia sobre los materiales plegados del Mesozoico y Paleógeno aflorantes en el área oriental del mapa.

A grandes rasgos se caracteriza por dos episodios de progradación-retracción de los sistemas aluviales (12), adosados a los relieves mesozoicos y paleógenos orientales. Las facies distales de dichos sistemas (13b y 13), experimentan asimismo los anteriores cambios en la polaridad sedimentaria, con la particularidad de que en el episodio inferior las facies más distales son evaporíticas y lacustres (14, 15 y 16), y en el superior dichas facies son arcillo-limosas (13).

Si se tienen en cuenta por una parte las unidades definidas para la cuenca de Madrid por JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983) y SANZ, E., *et al.* (1992), y que la Unidad Inferior cartográficamente queda geográficamente más al norte de la Hoja y por debajo estratigráficamente de los afloramientos de área estudiada, puede decirse que el ciclo progradante (12, 13b 14, 15 y 16) correspondería tentativamente a la Unidad Intermedia I (Aragoniense medio-superior), y el ciclo retractivo (12, 13 y 13lc) a la Unidad Intermedia II (Aragoniense superior-Vallesiense).

2.2.3.1.1. Brechas, conglomerados polimícticos anaranjados, areniscas y limos rojos (12). Aragoniense medio-Vallesiense

Aflora a lo largo del sector centro-oriental de la Hoja, bien bordeando los materiales de las unidades mesozoicas, o bien como afloramientos aislados dentro de ellos. En general su

expresión morfológica es escasa, motivado por la intensa actividad agrícola desarrollada sobre sus depósitos.

La unidad se apoya de forma discordante sobre los materiales mesozoicos y paleógenos plegados (zona oriental de la Hoja). Esta discordancia, sin embargo, no ofrece buenos afloramientos para su observación directa. La unidad experimenta unos cambios laterales muy rápidos hacia las facies lutíticas de la unidad 13. De la geometría de dichos cambios de facies pueden deducirse episodios de progradación-retracción.

Su potencia máxima estimable de unos 40 m.

Litológicamente consiste en una alternancia de capas de conglomerado, areniscas y lutitas. Las capas de conglomerado tienen un espesor medio entre 2 y 5 m y se presentan con una base erosiva con abundantes “scours” que indican paleocorrientes hacia el O y SSO. En general los paleocanales se encuentran poco incididos, originando cuerpos laxos de longitud decamétrica. Internamente poseen cicatrices erosivas que representan un marcado relleno multiepisódico. El techo de estas capas a veces, está constituido por un tramo de arenisca de grano grueso a medio, con “ripples” de corriente, mostrándose las típicas secuencias granodecipientes. En otras ocasiones el techo de los paleocanales es plano, depositándose encima directamente las lutitas rojas. Ejemplos de este tipo de paleocanales pueden observarse, aunque con limitaciones de afloramiento en la columna del Chozo de Benito (SE de la Hoja), entre El Toboso y Mota del Cuervo. Los cantos son principalmente de diversos tipos de calizas (formaciones mesozoicas) y cuarzo con tonalidades blanquecinas y rojizas, siendo su tamaño medio entre 5 y 7 cm.

Las lutitas son de color pardo rojizo y presentan intercalaciones de niveles tabulares de arena fina a gruesa con laminación paralela y “ripples”, así como horizontes de edafización esporádicos.

Se interpretan como depósitos de cursos de agua trenzados próximos a abanicos aluviales, con un régimen hidráulico de fuerte estacionalidad como lo demuestran la arquitectura interna del depósito (cicatrices, fuertes incisiones, etc.), así como un alto gradiente para los abanicos, con una relativamente acusada pendiente deposicional, atestiguado por sus rápidos cambios en la horizontal hacia facies más distales de lutitas y limos (13).

Por su posición estratigráfica la unidad se considera Mioceno medio-superior (Aragoniense medio-Vallesiense).

2.2.3.1.2. Arcillas y limos arenosos rojizos (13). Paleosuelo carbonatado (13a). Areniscas y lutitas rojas (13b). Limos arenosos calcificados (13c). Aragoniense medio-Vallesiense

Aflora extensamente a lo largo de la mitad occidental de la Hoja.

Los materiales que constituyen la presente unidad poseen unas relaciones laterales muy variadas. De este modo se dispone sobre la unidad evaporítica 14 y sobre los conglomerados de la unidad 12 a los que en parte pasa lateralmente. Asimismo, pasa lateralmente a las unidades 15 y 16. Su techo habitualmente se encuentra limitado por las Calizas del Páramo (19) o a las facies detríticas de su base (17).

La potencia oscila entre 10 y 30 m.

Los afloramientos a lo largo del Río Cigüela (sector N), y los situados por debajo de las Calizas del Páramo (19), han sido cartografiados con el término general de la unidad (unidad 13), siendo estos los más modernos. Están compuesta por arcillas de color rojo intenso muy homogéneas en las que a veces se muestran intercalaciones de niveles arenosos de escasa continuidad lateral de escala decimétrica. Son frecuentes las edafizaciones y horizontes edáficos, así como la bioturbación probablemente debida a raíces de plantas. Esta unidad y sus cambios laterales correspondientes (13lc y 12), se correlacionan tentativamente la Unidad Intermedia II de la cuenca de Madrid.

Uno de los anteriores horizontes edáficos, forma un paleosuelo calcimorfo de cierta entidad en la zona SO de la Hoja, registrado en la columna de Palomares, en la carretera entre Quero a Miguel Esteban (unidad 13a). Litológicamente se trata de unas calizas de aspecto carniolar muy recristalizadas y de color gris rojizo oscuro. Se presenta en paquetes estratificados de unos 30-40 cm, siendo el espesor conjunto de 2-3 m. Hacia la base se reconoce un tramo de margas y margocalizas nodulosas. Un nivel semejante aparece asimismo, en la columna de Pedregoso, en la base de las Calizas del Páramo (19), aunque por su escasa entidad no se ha distinguido en la cartografía.

En la zona meridional de la Hoja y sobre los depósitos evaporíticos de la unidad 14 y pasando lateralmente a las unidades carbonatadas 15 y 16, se ha distinguido la unidad 13b. Dicha unidad está compuesta por areniscas y lutitas rojas. Esta unidad posee una gran convergencia de facies con el término general (13), diferenciándose de la misma por la mayor frecuencia en las intercalaciones de areniscas.

En la esquina NO de la Hoja y hacia el techo de la unidad, se ha diferenciado una unidad de limos arenosos calcificados (unidad 13lc). En afloramiento, estos materiales se asemejan en gran medida a las calizas micríticas del Páramo (19), sin embargo en corte fresco presenta unas coloraciones rojizas y anaranjadas que la caracterizan.

Como se observa en la cartografía de la hoja suprayacente Corral de Almaguer-660, la calcificación de los limos arenosos se desarrolla cuando no existe un recubrimiento de sedimentos detríticos pliocenos sobre las calizas del Páramo (19), o bien cuando no aparece la unidad detrítica en su base (17). En este sentido, la calcificación cabría interpretarla en relación con procesos kársticos de disolución en las calizas del Páramo cuando estas estuvieran expuestas a las aguas superficiales. Las aguas saturadas en carbonato, al circular verticalmente calcificarían a los materiales infrayacentes al precipitar dicho carbonato. En los lugares donde

la base de las calizas está ocupada por la unidad de areniscas (17), estas experimentarían un proceso de cementación intenso, preservando de la calcificación a los limos arenosos.

Esta unidad de arcillas y limos arenosos, se interpretan como depósitos de arroyadas difusas en un ambiente de llanura lutítica seca. Estos materiales constituirán las facies distales de los abanicos aluviales procedentes de los relieves mesozoicos orientales. La superposición de esta unidad arcillo-limosa (13) sobre los depósitos conglomeráticos de la unidad 12, indica una cierta retracción en dichos sistemas aluviales. Los paleosuelos calcimorfos (13a) representarían episodios de escasa o nula sedimentación, con el consiguiente desarrollo de los procesos edáficos, precedentes al establecimiento de ambientes lacustres someros, como lo indica el que, al menos en el ámbito de la Hoja, se hallen hacia la base de este tipo de depósitos (calizas de las unidades 16 y 19).

La edad atribuida a la unidad, por su posición estratigráfica sería Mioceno inferior-medio (Aragoniense medio-Vallesiense).

2.2.3.1.3. Margas verdes, margocalizas y yesoarenitas (14). Aragoniense medio-superior

Aflora en el sector centro-oriental de la Hoja, en afloramientos de escasa calidad que limitan mucho su descripción precisa.

La base de la unidad no es observable, siendo su espesor estimado por comparación con hojas adyacentes entre 15 y 20 m.

En la columna de Valdehermoso, (entre Miguel Esteban y La Puebla de Almoradiel), en una calicata de unos 2,5 m de profundidad, se observan vagamente las características litológicas de esta unidad. Consisten en margas yesíferas blanquecinas y beige, pulverulentas que engloban esporádicamente nódulos de yeso enterolítico. A veces estos nódulos se hacen más abundantes conformando horizontes deciméticos compactos que originan un mayor resalte.

El ambiente de sedimentación correspondería al borde de un lago salino de escasa profundidad, con aguas cerca del punto de saturación del yeso, donde los nódulos se desarrollarían en la interfase sedimento-agua, entre margas originadas por decantación de material más fino y precipitación de carbonatos. Así pues, el tipo de depósito, revela episodios de sequedad junto con otros de avenidas de aguas, típicos de un clima más bien seco. Por otra parte, la distribución de estas facies de yesos en el ámbito de la Hoja, indicaría que el depocentro lacustre salino estaría situado hacia el sector SO. Si se tienen en cuenta la variedad de depocentro evaporíticos que existen en hojas adyacentes (Corral de Almaguer-660), el contexto paleogeográfico para este tipo de facies sería el de pequeñas cuencas evaporíticas aisladas y alimentadas por aportes provenientes principalmente de los relieves orientales.

Por su relación con unidades adyacentes la edad que se atribuye a la unidad es Aragoniense medio-superior.

2.2.3.1.4. *Margas y margocalizas blancas (15). Aragoniense medio-superior*

Aflora con una extensión en general reducida, en cuatro afloramientos. Dos de ellos se sitúan al N y S respectivamente de la localidad de Quintanar de la Orden. Otro afloramiento se encuentra en la esquina SO entre las localidades de Quero (fuera del ámbito de la presente Hoja) y Miguel Esteban. Por último el más extenso se halla al NO de la Hoja.

La unidad aparece asociada a las calizas de la unidad suprayacente (16), situándose casi siempre a muro de esta. Solo en el afloramiento de la esquina NO, su techo corresponde a los limos rojos de la unidad 13.

En la columna de Quintanar, situada en la carretera entre dicha localidad y El Toboso, está compuesta por margas y margocalizas de color blanquecino, de escasa calidad de afloramiento (campos de viñas). Hacia techo los niveles margosos son más compactos e incorporan intraclastos de color beige, dando paso a las calizas micríticas de la unidad suprayacente (16).

La unidad se interpreta como depositada en un ambiente de borde de lago somero (palustre), con afluencia de aguas con material en suspensión que originarían el depósito de margas e intraclastos.

Se le atribuye una edad Aragoniense medio-superior.

2.2.3.1.5. *Calizas micríticas beige (16). Aragoniense superior*

A grandes rasgos, se han cartografiado en tres de los cuatro afloramientos descritos para la unidad anterior, no apareciendo tan solo en el situado en la esquina NO de la Hoja. Pequeños afloramientos aparecen asimismo en la margen izquierda del río Cigüela, próximos al borde N, y en otro situado en las afueras de la localidad de Villanueva de Alcardete (límite septentrional de la cartografía).

La unidad presenta en general una escasa expresión morfológica, motivada por la intensa actividad agrícola desarrollada sobre sus materiales. Sin embargo, es posible distinguir sobre la misma, una superficie producida por la mayor erosionabilidad de la unidad suprayacente (limos de la unidad 13). Esta superficie morfológica constituye un pequeño “páramo”, claramente inferior al desarrollado sobre las Calizas del Páramo (19), propiamente dicho y ampliamente extendido por la cuenca de Madrid.

La unidad cambia lateralmente a los limos rojos de la unidad 13b, y se sitúa siempre por encima de las margas de la unidad precedente (14). La potencia es escasa oscilando entre 1 y 2 m de espesor.

Consiste en unas calizas micríticas muy blancas y compactas, con porosidad fenestral muy penetrativa, con un contenido numeroso de intraclastos y restos de gasterópodos y caráceas.

El ambiente de depósito de esta unidad, fue el de un lago somero, intermedio entre las facies aluviales representadas por la unidad 12 y las evaporíticas de la unidad 14, y desarrollado en un episodio de retracción de las facies detríticas provenientes del este. Así pues, esta unidad culmina un primer ciclo sedimentario de progradación-retracción en las facies que se relaciona tentativamente con la Unidad Intermedia I de la cuenca de Madrid.

Por su posición estratigráfica, la edad de la unidad sería Aragoniense superior.

2.2.3.2. Mioceno. Unidad Superior

Esta unidad, ampliamente reconocida en la cuenca de Madrid, se separa de la unidad anterior mediante una ruptura sedimentaria que conlleva un cambio en el régimen de sedimentación de la cuenca, según el cual aquella, deja de producirse en ambientes distribuidos de acuerdo a un sistema centrípeto, (con facies proximales hacia el E y facies distales hacia el O), para realizarse en un complejo fluvio-lacustre. Igualmente, el cambio se verifica en los sedimentos resultantes, pues los depósitos de naturaleza evaporítica son sustituidos por otros propios de agua dulce. El límite superior de la secuencia lo constituye la base de los sedimentos atribuidos al Plioceno.

En general, dentro de esta secuencia se han diferenciado dos etapas evolutivas. Durante la primera se instala una red fluvial (17, de escasa representación en la Hoja), con canales que transportarían arenas. En la segunda etapa, remite el sistema fluvial dando paso a la expansión de sistemas lacustres carbonatados, con facies palustres variadas (18) y sedimentación de las calizas micríticas del Páramo (19).

Siguiendo el modelo estratigráfico de JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983) y SANZ, E., *et al.* (1992) para la cuenca de Madrid, esta unidad correspondería a la Unidad Superior. El yacimiento de Canteras de Iberia (SANZ, E., *et al.*, 1992) situado en la base de los afloramientos de las calizas de esta misma unidad en la Mesa de Ocaña, junto con las dataciones magnetoestratigráficas del centro de la cuenca (MONTES, M. *et al.*, 2006), le otorgan una edad Mioceno superior-Plioceno inferior (Turolense superior-Rusciniense).

2.2.3.2.1. Microconglomerados y areniscas cuarcíticas (17). Turolense superior-Rusciniense

Esta unidad que, aparece bien representada en la vecina Hoja de Corral de Almaguer-660 (N), solo se ha podido observar en un afloramiento de la margen derecha del río Cigüela, próxima a la carretera(N-301), entre Corral de Almaguer y Quintanar de la Orden.

Aparece a techo de las lutitas y limos rojos de la unidad 13 y en la base de las calizas micríticas del Páramo (19). Dada la escasez de su afloramiento, su potencia no es observable con claridad, aunque no sobrepasa los 2 m.

En afloramiento, la unidad posee tonalidades oscuras. Está constituida por microconglomerados y areniscas de grano grueso, en cuerpos canaliformes laxos, con base erosiva sobre los materiales infrayacente. En la base de los canales es frecuente observar niveles de acumulación de cantos bien rodados de grava ("lag") cuya composición principal es de cuarzo (de colocaciones claras y rojizas) y cuarcita, lo que indica un área fuente claramente paleozoica. Internamente presentan numerosas cicatrices erosivas donde se observan diversos tipos de laminaciones cruzadas. Existe una clara disminución del tamaño de grano hacia el techo. Lateralmente esta unidad detrítica se acuña de forma rápida.

Se interpreta como depósitos de un sistema fluvial que a grandes rasgos discurriría en sentido N-S (datos de hojas adyacentes), y con área fuente paleozoica deducida de su composición de cantos. Este sistema fluvial se encuentra ampliamente distribuido en toda la cuenca, y ha sido descrito por numerosos autores bajo el epígrafe de Red Fluvial Intramiocena (CAPOTE, R. y CARRO, S., 1968, ALÍA, *et al.*, 1973, JUNCO, F. y CALVO, J.P., 1983, SANZ, E., *et al.*, 1992, etc.).

La edad atribuida a esta unidad sería Turolense superior-Rusciniense.

Tanto la composición de cantos como la dirección atribuida al sistema indican, por una parte, un cierto gradiente deposicional para el área fuente de la red fluvial (probablemente el Sistema Central), así como una cierta estabilidad tectónica en el borde oriental (relieves mesozoicos), puesto que en principio no se observan aportes al sistema provenientes de dicho borde.

La explicación de estos hechos, podría ser a modo de hipótesis, el establecimiento de un campo de esfuerzos de dirección NO-SE originado por el empuje de las Béticas. Dicho campo de esfuerzos ("Guadarrama"), postulado por MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G. (1998), sería sincrónico con el depósito de la unidad, y según los mencionados autores sería el responsable de la reactivación de fallas tardihercínicas las cuales elevarían al Sistema Central. Esta elevación generaría el gradiente deposicional necesario para el establecimiento del presente sistema fluvial por toda la cuenca y con la dirección deducida. Asimismo, el campo de esfuerzos NO-SE, implicaría en el borde SE de la cordillera Ibérica una actividad transpresiva dextrorsa.

2.2.3.2.2. *Margas blancas con niveles de margocalizas (18). Turolense superior-Rusciniense*

Esta unidad aflora casi siempre debajo de las calizas micríticas del Páramo (19), allí donde ésta aparece. Sin embargo solo se ha diferenciado donde su potencia permitía su representación cartográfica. Estos afloramientos quedan restringidos a dos zonas. La más septentrional de ellas se restringe a ambos márgenes del río Cigüela y en el entorno del paraje denominado "El Cerrajón", al N de Quintanar. La más septentrional se localiza en el límite inferior de la hoja, al sur de las localidades d El Toboso y Miguel Esteban.

Los afloramientos de la base de las calizas del páramo consisten en una alternancia de margas blancas, con nodulización esporádica y margocalizas, cuya potencia estimada en conjunto, es

de unos 2-3 m. En ocasiones, los términos más carbonatados presentan moldes de gasterópodos y caráceas.

Estas facies se interpretan como depositadas en las zonas marginales de lagos someros carbonatado donde la decantación del material más fino, junto con la precipitación de carbonato originaría el depósito de las margas.

Por su relación con las calizas micríticas la unidad suprayacente (19), se datan como Turolense superior-Rusciniense.

2.2.3.2.3. Calizas micríticas y margas blancas (19). Calizas del Páramo. Turolense superior-Rusciniense

Presenta cuatro sectores de afloramiento. El más septentrional se sitúa al NO de Quintanar y representa las estribaciones meridionales de un afloramiento más amplio extendido a lo largo de la Hoja de Corral de Almaguer-660. Otros dos afloramientos se localizan respectivamente al N y S de la localidad de Quintanar de la Orden, y el cuarto se extiende a lo largo del borde SO.

En dichos afloramientos, sobre los materiales que conforman la unidad, se desarrolla una superficie morfológica o “páramo”, ampliamente extendida en la cuenca de Madrid.

La base de la unidad casi siempre la constituye un tramo de margas blancas, cuando no aparecen las areniscas de la 17 infrayacentes. En la mayor parte de los afloramientos (excepto en los descritos en la unidad precedente 18), este tramo de margas se ha incorporado al trazado cartográfico de la unidad, debido a que la resolución del mapa no permite su representación. El techo de la unidad, lo constituye las unidades pliocenas diferenciadas.

Se ha registrado en las columnas de Pedregoso, Cigüela y Quintanar, y su potencia varía entre 5 y 8 m.

La unidad está compuesta por el tramo de margas blancas antes mencionado, situado en su base, de unos 0,5 a 1,5 m de potencia. A continuación se reconocen las calizas micríticas clásicamente denominadas como “Calizas del Páramo”, sobre la que se desarrolla la superficie morfológica antes mencionada. Dicha unidad calcárea consiste de forma genérica en calizas micríticas en paquetes de 0,5 a 2 m, alternando con niveles de margas y margocalizas blancas, de coloraciones grises en corte fresco, muy compactas, con frecuentes moldes de gasterópodos y, a veces, laminaciones algales y oncolitos. En ocasiones en estas calizas se observan cavidades de escala centimétrica rellenas por lutitas rojas laminadas debidas probablemente a una karstificación incipiente (columna de Quintanar). Asimismo, en algunos afloramientos (márgenes del río Cigüela), la base de las calizas muestra morfologías canalizadas de magnitud decimétrica, marcadas por bases erosivas ligeramente incididas y rellenas por intrasclastos de la propia caliza.

Estas calizas se interpretan clásicamente como depositadas en una serie de sistemas lacustres carbonatados que estarían conectados entre sí mediante pequeños canales, rellenos de lutitas rojas, margas y margocalizas con esporádicas formas de construcción algal. La variedad de facies palustres que ofrece esta unidad, no solo pone de relieve el carácter somero de los lagos, sino que también delatan la presencia de áreas lacustres con exposición subaérea durante periodos prolongados (horizontes de karstificación)

El yacimiento de Canteras de Iberia (SANZ, E., *et al.*, 1992) situado en la base de los afloramientos de las calizas de esta misma unidad en la Mesa de Ocaña, junto con las dataciones magnetoestratigráficas del centro de la cuenca (MONTES *et al.*, 2006), le otorgan una edad Mioceno superior-Plioceno inferior (Turoliense superior-Rusciniense).

2.2.3.3. *Plioceno*

Los materiales atribuidos a esta edad en el área de estudio, descansan en discordancia erosiva sobre las unidades infrayacentes y significan un renovado cambio en la sedimentación en la cuenca, ya que dan paso nuevamente a depósitos detríticos generalizados en ella.

2.2.3.3.1. *Conglomerados y lutitas rojas (20). Plioceno superior (Villafrankiense)-Pleistoceno*

Aflora de forma reducida a lo largo del borde nororiental de la Hoja, como retazos de un piedemonte adosado al relieve de Sierra Almenara. Esta formación está mucho mejor representada al norte, en la Hoja de Corral de Almaguer-660, de donde proceden la mayoría de las observaciones aquí expuestas.

Tiene un espesor muy variable, que puede llegar a superar los 50 m. Se dispone discordantemente sobre formaciones mesozoicas y terciarias, pasando sus términos más distales a fosilizar la superficie poligénica del Páramo. En la Hoja de Corral de Almaguer-660 aparecen fosilizados por el depósito de costra laminar multiacintada, también pliocena.

Los depósitos consisten en un conjunto de aspecto masivo constituidos por cuerpos mal estratificados de bloques y gravas angulosas, con una matriz de lutitas de color rojo. Los cantos son heterogéneos, siendo en principal componente las calizas del mesozoico, aunque también es posible observar cantos centimétricos de cuarzo lechosos y rojizo (probablemente reciclados de las "facies Utrillas"). Se han medido buzamientos de unos 5°, que pudieran representar su pendiente deposicional. Este tipo de depósito evoluciona lateralmente y de forma relativamente rápida a facies más organizadas en las que se reconocen capas de espesor métrico constituidas por cuerpos amalgamados de gravas con cicatrices erosivas muy marcadas y con una clara gradación hacia el techo del tamaño de grano, que culmina en una delgada capa de espesor decimétrico de arcillas y limos rojos frecuentemente cementada.

Los depósitos más groseros, que son los representados en la Hoja de Quintanar de la Orden, se interpretan como "debris flow" desarrollados en las zonas más proximales de abanicos aluviales coalescentes cuyos ápices se situaban en los mismos relieves mesozoicos a los que

aparecen adosados. Los depósitos más organizados dentro de la unidad, corresponderían a zonas algo más distales del abanico donde los cursos de agua discurrirían de forma más estable, dejando interfluvios donde se sedimentarían las lutitas presentes en la unidad.

Por su posición estratigráfica en la Hoja de Corral de Almaguer-660, sobre las calizas del Páramo (19) y bajo la costra laminar multiacintada, la unidad se data como Plioceno superior (Villafranquiense).

2.2.4. Cuaternario

2.2.4.1. *Gravas y arenas (21). Terrazas. Pleistoceno inferior*

Esta unidad aflora en el noroeste de la Hoja, principalmente en la margen izquierda del río Cigüela, aunque también quedan algunos retazos en su margen derecha. Se trata de 2 a 5 m de gravas y arenas con algún nivel limoso hacia su techo, de colores blancos a amarillentos y anaranjados. Los depósitos presentan estratificación cruzada de surco de amplia escala, organizándose en secuencias granodecrecientes Gt→St; Gt→St→Sr y en ocasiones Gt→St→Lm. Las gravas están formadas por cantos bien seleccionados de 0,5 a 2 cm de cuarcita, cuarzo y en menor medida caliza y sílex. Pueden presentar “lags” de cantos de hasta 15 cm y suelen aparecer cementadas, mientras que las arenas silíceas suelen ser finas y aparecer sueltas. El techo del depósito suele aparecer encostrado, con un perfil de hasta 60 cm de costra laminar bajo 50 cm de suelo pardo-rojizo.

El nivel de terraza se sitúa a +27 m sobre el cauce del río Cigüela al norte de la Hoja, descendiendo bruscamente hasta + 13 m al sur de Puebla de Almoradiel, lo que interpretamos como debido en parte a subsidencia por disolución de los yesos miocenos infrayacentes. Se encuentra desde ligeramente encajado sobre el Páramo (carretera de Quintanar de la Orden a Corral de Almaguer, en la margen derecha del Cigüela) a apoyarse directamente sobre los limos rojos infrayacentes en las zonas axiales del surco deposicional.

Se interpretan como depósitos de un sistema fluvial de aguas limpias y alta eficacia, de tipo entrelazado, por el que discurrían barras de arenas y gravas que son retocados en las zonas de menor energía por “ripples” de corriente y con decantación de finos según secuencias de abandono de canal.

No se ha encontrado industria lítica en terraza. La edad del depósito, por correlación con niveles datados del sistema Záncara-Guadiana (PORTERO, J.M. *et al.*, 1988; MAZO, A. *et al.*, 1990), es del Pleistoceno inferior.

2.2.4.2. *Gravas y arenas (22). Terrazas. Pleistoceno medio*

El nivel situado a +10 m se encuentra bien representado en la margen derecha del río Cigüela y en la margen izquierda del Arroyo de la Blanca. Está formado por hasta más de 3 m de gravas

y arenas de tonos claros, variablemente cementadas por carbonatos, con estructuras Gt→St, y en ocasiones Gt→St→Lm. Los cantos, de 0.5 a 2 cm, son de cuarcita, cuarzo, caliza y sílex y las arenas son silíceas. En la zona del Arroyo de la Blanca, al norte de Miguel Esteban, se observan pequeñas fallas sin-deposicionales que afectan al depósito y generan profundos rellenos de canal. Este hecho coincide con la presencia de fotolineaciones de fractura de direcciones NNE-SSO y NO-SE sobre los depósitos de terraza, que interpretamos como disoluciones diferenciales de los materiales evaporíticos miocenos a favor de fracturas preexistentes.

Se encuentra industria lítica no clasificable en terraza. Para PORTERO, J.M. *et al.* (1988) las terrazas del sistema fluvial del Guadiana situadas entre +16 y +6 m pertenecen al Pleistoceno medio, lo que resulta coherente con la posición de esta terraza dentro de nuestra secuencia de encajamiento fluvial.

2.2.4.3. Gravas y arenas (23). Terrazas. Pleistoceno superior

Los depósitos de terraza situados a + 3-5 m afloran en ambos márgenes del Río Cigüela y en el valle del Arroyo de la Blanca hasta la altura de Miguel Esteban, a partir de donde desaparecen bruscamente, probablemente hundidos bajo la llanura de inundación que se abre hacia el Cigüela, debido a subsidencia diferencial a favor de la disolución de yesos. Están formados por unos 3 m de gravas y arenas Gm/Gt→St depositados por un sistema fluvial de alta eficacia de transporte.

2.2.4.4. Limos y arenas amarillas (24). Manto eólico. Pleistoceno superior-Holoceno

Los depósitos eólicos tienen una reducida representación en la Hoja de Quintanar de la Orden, comparados con las amplias extensiones que ocupan en la Llanura manchega. Aparecen en el sur de la Hoja, en la zona entre Miguel Esteban y el Toboso. Están formados por arenas finas (El Toboso) o limos arenosos (Miguel Esteban) de color pardo amarillento. La existencia de dos subfacies, una estrictamente arenosa y otra enriquecida en fracción limo-arcillosa según sectores de influencia local, fue ya establecida por PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982), aunque en esta cartografía hemos optado por no separarlos. Corresponden a restos de dunas, formados bajo un régimen de vientos principal del oeste, y que se han conservado adosados a los relieves o encajonados en valles cerrados de origen kárstico (caso de los depósitos al SE de Miguel Esteban); su espesor no sobrepasa los 2 m. Las morfologías deposicionales se han perdido y sólo se observan formas erosivas, tales como la cubeta de deflación donde se emplaza la Laguna de Miguel Esteban.

Su edad, de acuerdo con las relaciones con depósitos de terraza del sistema del Guadiana, puede ser del Pleistoceno superior al Holoceno, con varios episodios de actividad (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1982).

2.2.4.5. Arenas, limos y gravas (25). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno

Los aparatos aluviales en la Hoja de Quintanar son en general pequeños y son más frecuentes en el área oriental de la Hoja, donde los relieves son mayores y existen cauces de corto

recorrido, fuerte pendiente y funcionamiento estacional. Un caso singular es el abanico que partiendo del Arroyo del Toconar desagua en la Laguna de Miguel Esteban. Están formados por Arenas, limos y gravas sueltas o en lechos delgados y su edad, de acuerdo con los niveles fluviales de referencia sobre los cuales se apoyan, es del Pleistoceno superior al Holoceno.

2.2.4.6. Limos rojos (26). Fondos de dolina. Pleistoceno superior-Holoceno

Se localizan principalmente sobre la formación carbonatada del Páramo o sobre detríticos fluviales cementados por carbonatos. Se trata de *terras rossas* producto de la decalcificación del sustrato, incorporando otros tipos de insolubles (arena, grava). Su formación está ligada a la bajada de niveles freáticos paralela al encajamiento de la red fluvial, por lo que se formaron durante los últimos episodios morfogenéticos en el área.

2.2.4.7. Limos negros y yesos blancos (27). Llanura de inundación. Holoceno

La llanura de inundación del Cigüela está mucho más desarrollada que la del Riánsares. El conjunto, situado a +2-3 m, se encuentra estrangulado al sur de El Guijo, causa por la cual, el sistema Cigüela-Riánsares, que drena los materiales evaporíticos triásicos y miocenos, presenta un carácter marcadamente semiendorreico, con depósito de hasta 3 – 4 m de yesos blancos pulvulentos y de limos negros, que en algunos puntos se observa que recubren gravas y arenas fluviales probablemente pertenecientes al nivel de terraza Pleistoceno superior.

2.2.4.8. Limos y cantos (28). Coluvión. Holoceno

Los coluviones tienen escasa representación en la Hoja de Quintanar de la Orden, debido a su topografía general llana. Únicamente aparecen estrechas orlas de limos pardos y cantos en relación con algunos relieves en la zona oriental de la Hoja, donde afloran las estribaciones de las sierras de Almenara y Altomira.

2.2.4.9. Limos negros (29). Fondos endorreicos. Holoceno

Los fondos endorreicos aparecen asociados a distintas posiciones morfoestructurales que se analizarán en el apartado de geomorfología. Los de mayor desarrollo se localizan en las zonas bajas dominadas por morfologías fluviales del oeste de la Hoja. Los depósitos son limos negros ricos en materia orgánica y en algunos casos limos anaranjados aportados por arroyada.

2.2.4.10. Arenas y limos pardos con cantos (30). Fondo de valle. Holoceno

Los fondos de valle tienen una buena representación de la Hoja de Quintanar, muchos de ellos tienen un carácter semiendorreico que hace que ocupen gran superficie. Es el caso de los situados en el centro y este de la Hoja. Los que presentan un mejor desarrollo lineal son los correspondientes al Cigüela y al Arroyo de la Blanca. Litológicamente se trata de arenas y limos pardos con cantos, correspondientes a flujos poco energéticos.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Quintanar de la Orden se sitúa en el borde de cuenca mesozoica, en la zona de enlace entre las estribaciones más suroccidentales de la Cordillera Ibérica (terminación meridional de la Sierra de Altomira) y el borde suroriental de la cuenca de Madrid. Inmediatamente al sur de la Hoja se extiende la falla de San Clemente (SÁNCHEZ SORIA, P., 1973 y GARCÍA ABBAD, F., 1975) o accidente del Záncara (ALFARO *et al.*, 1991) en dirección E-O, separando estos dos dominios estructurales de la Llanura Manchega.

La Sª de Altomira se caracteriza por la deformación de una cobertera adelgazada, despegada del basamento y tegumento del Pérmico y Trias inferior por los niveles plásticos del Keuper (SANCHEZ SORIA, P., 1973). La orientación y geometría de la Sª de Altomira, anómala con respecto al resto de la Cordillera Ibérica, hizo pensar que el juego de accidentes de zócalo había controlado decisivamente las deformaciones (RICHTER, G. y TEICHMULLER, R., 1933; SÁNCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCÍA, R., 1967; CAPOTE, R. y CARRO, S., 1970). Para VAN WESS, J.D. (1994) la formación de Altomira está asociada con la desaparición de las facies Keuper. PERUCHA, M.A. *et al.* (1995) determinan que es la existencia de un escalón en el basamento unido a una falla normal por debajo del nivel de despegue (falla de Sacedón- Figura 3) lo que es capaz de nuclear y concentrar las deformaciones de la cobertera suprayacente. Esta falla controla además tanto el espesor de los materiales triásicos y jurásicos como sus facies (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Para GUIMERÁ, J. y ÁLVARO, M. (1990) la Sª de Altomira representa el desarrollo en la cobertera de la terminación lateral-oblicua de las deformaciones compresivas del sistema ibérico pirenaico.

Según MUÑOZ MARTÍN, A. (1994) y MUÑOZ MARTÍN, A. *et al.* (1994) la Sª de Altomira se genera por la actuación durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior de un campo de esfuerzos E-O, resultado de la superposición en este área del campo ibérico-pirenaico (NE) con el campo bético (NO-SE).

La evolución estructural de la Cuenca de Madrid ha sido estudiada por DE VICENTE, G. *et al.* (1996 a y b), estableciendo el control que la variación de actividad en sus márgenes ha ejercido sobre el relleno neógeno. Durante el Mioceno Inferior las facies proximales de los abanicos aluviales se sitúan en el borde activo de Altomira. En el Mioceno Medio, la máxima actividad tectónica se localiza en el Sistema Central, controlando ahora este margen la ubicación de los abanicos aluviales mientras el borde de Altomira es cubierto en "onlap" por sedimentos lacustres marginales. En el Mioceno Superior la cuenca pasa a ser exorreica coincidiendo con el cambio de régimen tectónico de compresivo a distensivo. Desde el punto de vista de la deformación interna de la serie neógena, ésta está afectada en el centro de la cuenca únicamente por estructuras frágiles o deformaciones de gran radio. Las discordancias angulares y progresivas entre los sedimentos paleógenos y neógenos observadas en el borde de cuenca se transforman en paraconformidades en el centro de la misma.

El principal rasgo estructural en la Hoja es la existencia de un dominio plegado en la zona oriental (dominio de Altomira) que afecta a la serie mesozoica y terciaria inferior y que es

progresivamente cubierto hacia el oeste por los terciarios subhorizontales de la cuenca de Madrid.

Las características que condicionan el estilo de la deformación en esta zona son:

- Basamento paleozoico a escasa profundidad.
- Serie mesozoica muy adelgazada.
- Cambio en el carácter del nivel de despegue al estar constituido por un Keuper adelgazado y representado únicamente por sus unidades detríticas.

La geometría de las unidades sintectónicas junto con la geometría de las estructuras permite esbozar las pautas de la evolución de la deformación en este área.

3.1. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el ámbito de la hoja diferenciamos dos dominios con características estratigráficas y estructurales propias: S^a de Altomira y cuenca de Madrid.

3.1.1. Dominio de Altomira

La S^a de Altomira es la alineación estructural que constituye el límite occidental de la Cordillera Ibérica, presentando una orientación submeridiana que es anómala respecto al resto de la cadena. En conjunto se trata de una estructura anticlinorial producida por el apilamiento de escamas cabalgantes hacia el oeste que se desarrolla por encima del nivel de despegue del Keuper (QUEROL, R., 1989). En el norte de la sierra los pliegues son bastante apretados, con orientación N-S y una clara vergencia oeste; al sur del estrecho de Paredes (falla de Tarancón), conforme nos acercamos a la zona de estudio, la alineación estructural de la sierra se amortigua, llegando a aparecer anticlinales aislados de geometría encofrada sin vergencia clara que presentan un giro progresivo de sus ejes desde el borde occidental (N-S) hasta el oriental (NO-SE o incluso ONO-ESE) lo que da lugar a la formación de pequeñas cuencas sinclinoriales internas que son ocupadas por la serie terciaria continental sincrónica con la deformación. La alineación de la sierra está segmentada por "transfers" de orientación N070E dextrosas y N140E sinistras (CALVO, J.P. *et al.*, 1991).

En esta hoja el dominio de Altomira se caracteriza por alineaciones estructurales mesozoicas N-S que localmente sufren "virgaciones". Podemos diferenciar dos sectores: el anticlinorio de Los Hinojosos-Villanueva de Alcardete al norte y las alineaciones anticlinales aisladas del sector meridional.

Anticlinorio de Los Hinojosos-Villanueva de Alcardete: define un "domo" estructural elevado respecto a la zona meridional y sectores septentrionales. Está formado por la yuxtaposición de anticlinales N-S de núcleo Jurásico, mediante la eliminación del flanco occidental de las estructuras por fallas inversas submeridianas. El nivel de erosión y la fosilización parcial de la estructura por

la unidad miocena inferior (12) deja aflorar en los flancos únicamente hasta la unidad cartográfica (7) (Cretácico Superior), no siendo posible determinar si en los surcos sinclinales se depositaron o no las unidades paleógena (9) y paleógena-neógena (10-11). Las facies proximales de la unidad inferior del Mioceno (12), generalmente poco deformadas, presentan puntualmente buzamientos de hasta 30° en relación con los flancos de las estructuras principales.

Los materiales mesozoicos están afectados por un denso sistema de diaclasas y fallas de pequeño salto de orientación N070E interpretadas como respuesta al arqueamiento que la estructura sufre hacia el sur (MANERA BASSA, A., 1981). Localmente, este mismo autor encuentra también fallas a escala de afloramiento N040E dextrorsas y N086E sinistras que indican una compresión ENE.

En la zona meridional encontramos unidades anticlinales aisladas (Quintanar de la Orden, El Toboso, Corral del Palomino, El Cohetero, Cañada de la Vaca, Los Almirones y Mota del Cuervo) de orientación media N-S que giran progresivamente hacia el NO-SE. Son pliegues de despegue, de geometría encofrada, con complicadas áreas de charnela y flancos verticalizados e incluso invertidos con ligera vergencia hacia el oeste. Su amplitud es de orden kilométrico y su longitud inferior a 8 km. Afectan a la serie mesozoica y terciaria inferior. La unidad paleógena (9) muestra un marcado paralelismo con la serie infrayacente. La unidad paleógena-neógena (10-11), aparece igualmente verticalizada en relación con los flancos de las estructuras pero la distribución de facies así como sus características muestran que su depósito se produjo con posterioridad al inicio de la deformación. Las facies proximales de la unidad inferior del Mioceno (12) se apoyan en "onlap" sobre las estructuras de núcleo mesozoico, encontrándose su parte inferior deformada en relación con los flancos de los pliegues, donde llega a presentar puntualmente buzamientos elevados, aunque generalmente no supera los 30°.

El tránsito entre el anticlinorio de Villamayor de Santiago y la zona meridional se produce mediante el relevo de los pliegues por incurvación de sus ejes según una banda ENE, siendo el relevo dextrorso en los anticlinales más occidentales y sinistro en los orientales.

En conjunto la estructura parece responder a la amortiguación lateral del cabalgamiento frontal de Altomira mediante la ramificación de este plano, lo que da lugar a la formación de pequeñas escamas de cabalgamiento-fallas inversas con desplazamientos de muy poca entidad, resolviéndose el acortamiento principalmente por plegamiento. Esto podría estar ligado a la desaparición en el sustrato de la falla que según PERUCHA, M.A., *et al.* (1995) y MUÑOZ MARTÍN, A. (1997) actúa como centro de nucleación de las estructuras en sectores más septentrionales, unido a la posición más elevada del sustrato en esta y a un comportamiento más solidario de la serie mesozoica con el basamento debido a la menor potencia y carácter más detrítico de la unidad de despegue.

3.1.2. Dominio de la Cuenca de Madrid

La cuenca de Madrid es una depresión terciaria ocupada por 2000 a 3500 m de potencia de sedimentos, con su depocentro situado cerca del Sistema Central (QUEROL, R., 1989). Su individualización de la Depresión Intermedia es una consecuencia del levantamiento de

Altomira, siendo ya efectiva en el Oligoceno terminal. El “onlap” de la serie terciaria sobre Altomira durante el Mioceno Medio vuelve a conectar ambas cuencas. Los cambios en los modelos de distribución de facies a lo largo del Mioceno (ALONSO-ZARZA, A.M. *et al.*, 1993; DE VICENTE, G. *et al.*, 1996) muestran las variaciones de actividad de los bordes de la cuenca.

Por encima de las unidades paleógenas y neógenas plegadas, descritas en el dominio de Altomira, se depositan series miocenas escasamente deformadas que se extienden por toda la mitad occidental de la hoja. Su relación con las unidades terciarias infrayacentes es de discordancia angular en los flancos de los anticlinales de núcleo mesozoico y de paraconformidad hacia el centro de cuenca, donde la sismica muestra que el Paleógeno permanece subhorizontal (DE VICENTE, G. *et al.*, 1996).

Las estructuras dominantes en estos materiales subhorizontales son pequeñas fallas y/o diaclasas. Así, afectando a las calizas de la unidad miocena inferior (16) se observan sistemas de fracturas conjugadas de orientación ESE y ENE, compatibles con una dirección de acortamiento E-O. En la caliza del páramo (19) se observa además una tendencia a aparecer a cotas progresivamente más bajas según nos dirigimos hacia el suroeste lo que sugiere la existencia de un basculamiento a gran escala. Esto coincide con lo descrito por MUÑOZ MARTÍN, A (1997) para la “superficie páramo” y “superficie meridional” de la cuenca de Madrid y Sª de Altomira, en las que detecta además flexiones de gran radio de orientación NE.

La red fluvial se orienta en una dirección preferente NE-SO, que coincide con la dirección dominante en la cuenca de Madrid tanto para la red hidrográfica como para los lineamientos morfoestructurales (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Algunos autores han invocado la actuación reciente de accidentes de zócalo para explicar este control (CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J., 1978; MARTÍN ESCORZA, C., 1980; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997).

La Hoja se encuadra en una zona de baja sismicidad, respondiendo los mecanismos focales de los terremotos localizados en el entorno más próximo a la zona de estudio a una compresión NO (GINER, J.L., 1996; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Esto es compatible con el campo de esfuerzos deducido por DE VICENTE, G. *et al.* (1996 c) y HERRAIZ, M. *et al.* (2000) para el Mioceno superior-actualidad en la Cuenca de Madrid.

Interpretación estructural

Los pliegues y cabalgamientos de Altomira presentan un nivel de despegue basal situado en las facies plásticas del Keuper. La estructuración principal de la sierra se produce en el Oligoceno-Mioceno inferior, intermedia entre la Cordillera Ibérica (Oligoceno) y el Sistema Central (Mioceno medio-superior).

La evolución de la serie sintectónica en el área estudiada dibuja las pautas de la evolución en la deformación. El conjunto de las unidades inferiores terciarias (9, 10-11 y 12) presenta un marcado engrosamiento en las áreas sinclinales como lo demuestran las potencias de sedimentos terciarios cortadas en los sondeos (ver capítulo 6 de información del subsuelo).

Esto puede hablar de la existencia de fuertes erosiones en los flancos de las estructuras y/o de la existencia de discordancias progresivas. La unidad paleógena (9) presenta rasgos similares a uno y otro lado de la sierra de Altomira, con áreas fuente en las áreas paleozoicas emergidas al sur y oeste y con una deformación similar a la de la serie mesozoica infrayacente. Sin embargo, el hecho de que la unidad (8) presente espesores muy superiores en los sondeos situados en los núcleos sinclinales que en los afloramientos de los flancos de los anticlinales hace pensar en erosiones locales ligadas a estos flancos, con lo que estas estructuras estarían ya incipientemente formadas en el Oligoceno; el cambio de ángulo entre la serie mesozoica y la unidad paleógena sería de pequeña entidad y quedaría enmascarado por el tramo blando definido por la unidad del tránsito Cretácico-Terciario (8). La existencia de una discordancia entre estas dos unidades ya fue señalada por otros autores en el área de Altomira, siendo de tipo erosivo para ALBÉNIZ, M.A. y BRELL, J.M. (1967) y GARCÍA ABBAD, F. (1978), y angular para SANCHEZ SORIA, P. (1973) y DÍAZ MOLINA, M. (1974). La unidad paleógena-neógena (10-11) tiene ya áreas fuente mixtas paleozoicas y mesozoicas. La distribución de sus facies está condicionada por la posición de los ejes anticlinales y, aunque el buzamiento de sus niveles basales sea elevado no se descarta la existencia de discordancias internas progresivas (como se observa en sectores más septentrionales del borde oriental de Altomira) o incluso angulares. La unidad inferior neógena (12) tiene sus áreas fuente claramente ligadas a los anticlinales N-S. Describe discordancias angulares sobre las unidades previas pero puntualmente presenta buzamientos elevados en relación con los flancos de los anticlinales, lo que indica que el crecimiento de los pliegues continúa con posterioridad al “onlap” de esta unidad. Esto hace pensar que probablemente existen discordancias angulares y progresivas en relación con esta unidad pero las deficientes condiciones de observación impiden constatarlas.

Estas pautas (inicio de la deformación pre-sin depósito de la unidad paleógena (9) y discordancias angulares y progresivas en la unidad paleógena-neógena y neógena inferior) son similares a las descritas por otros autores en áreas más septentrionales de Altomira, donde además se observa que la unidad inferior neógena está afectada por los cabalgamientos.

El depósito de la Unidad Terminal (Mioceno Superior) a lo largo del margen de Altomira marca una disminución drástica de la actividad tectónica en este borde, aunque existen todavía reactivaciones puntuales de algunas estructuras que en zonas más septentrionales llegan a plegar las calizas del Páramo (ITGE, 1999). El tránsito de la compresión (transpresión) a la extensión (transtensión) viene marcado por un cambio en la cuenca de sedimentación, que pasa a ser exorreica.

Este régimen transtensivo produce el hundimiento en graben de orientación NE de la Cuenca de Madrid (GINER, J.L., 1996; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997) lo que produce el rejuvenecimiento del relieve. Esto da lugar a la formación de abanicos aluviales (20) en el Plioceno y condiciona las orientaciones de la red fluvial y de los lineamientos morfológicos. Así mismo explica los sismos de baja intensidad producidos recientemente en este área.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

4.1.1. Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, la Hoja de Quintanar de la Orden puede ser dividida en dos dominios, pertenecientes a dos grandes unidades morfoestructurales: la Cuenca de Madrid, cuyas altas planicies conforman la mitad occidental de la Hoja y las estribaciones de la Sierra de Altomira, que ocupan la mitad oriental de la Hoja. Geomorfológicamente, el dominio de cuenca comparte sin embargo muchas características con la Llanura Manchega, como la existencia de extensas superficies aluviales asociadas a una red poco incidida, que además pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana, la presencia de humedales y lagunas y de ciertos rasgos de modelado eólico.

Geológicamente, el dominio de la cuenca está representado por depósitos neógenos y cuaternarios, y en menor medida del Paleógeno. Los principales rasgos morfológicos que caracterizan el área son las planicies del Páramo y las amplias llanadas aluviales del Río Cigüela y el Arroyo de la Blanca. Los rasgos de endorreísmos y eólicos también se concentran en este dominio.

El dominio de la sierra se caracteriza por los pliegues y estructuras de dirección N-S que afectan a los materiales mesozoicos y paleógenos de la mitad oriental de la Hoja. Las estructuras aparecen arrasadas por una superficie de erosión y encostramiento que se conserva preferentemente sobre los anticlinales ocupados por formaciones carbonatadas del Jurásico y Cretácico, lo que confiere al paisaje un cierto estilo “apalachiano”.

4.1.2. Estudio del Modelado

Las formas individuales que componen la morfología de la Hoja de Quintanar se agrupan genéticamente en las siguientes clases de procesos:

4.1.2.1. *Formas estructurales*

Las formas estructurales incluyen las **crestas** y **cuestas** de las sierras mesozoico-paleógenas, **resaltes de capa** o **trazas de capa inclinada** cuando tienen menor entidad morfológica, las **fracturas** y **diaclasas**, presentes sobre todo en el dominio de la sierra, pero también en forma de **lineamientos** en el dominio de cuenca, probablemente ligados a procesos de disolución controlados por fallas previas. Las capas duras horizontales o suavemente monoclinales definen **escarpes estructurales**, destacando los del Páramo y los de algunos niveles más bajos de calizas miocenas y de conglomerados fuertemente cementados. También se han representado como escarpes estructurales los límites de control estructural de la superficie de erosión-encostramiento sobre los anticlinales de las sierras. Las capas de calizas y conglomerados y

brechas cementadas de la Unidad Superior miocena sustentan **superficies estructurales (Se)**. La edad de estas formas está ligada al encajamiento de la red fluvial tras la peneplanización post-alpina y es por tanto de edad finineógena a cuaternaria.

Un caso especial lo constituyen las calizas del Páramo de la Unidad Terminal, que sustentan una superficie poligénica, **superficie estructural con retoques erosivos (S₁)**, con importantes procesos de karstificación asociados, cuya edad es pliocena (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1982).

4.1.2.2. Formas de ladera

Destacan los **coluviones** formados por depósitos acumulados al pie de formas estructurales en el dominio de sierra. Los **cambios bruscos de pendiente** y la **regularización de pendientes** se asocian a las vertientes donde afloran niveles plásticos del Mioceno. Están ligados a los episodios más recientes de la morfogénesis.

4.1.2.3. Formas fluviales

Los niveles de **terrazza** situados a +13-27, +10 y +5 m constituyen los rasgos morfológicos fluviales con mejor representación en la Hoja. El nivel de +13-27 m presenta su principal extensión en el interfluvio entre el Río Cigüela y el Arroyo de la Blanca y su continuación por la Cañada de Botar, apenas incidido en el Páramo al norte para descender rápidamente de cota hacia el suroeste. Este perfil de descenso tan acusado puede tener su origen en el hundimiento por disolución de los yesos infrayacentes, ya que coincide con la distribución paleogeográfica de las facies evaporíticas, a cierta distancia del borde de la cuenca miocena, pero tampoco podemos desechar que en la zona de confluencia entre ambos valles se desarrollaran distintos niveles de terraza en una secuencia descendente que ahora es difícilmente distinguible por regularización de los depósitos. Los otros niveles de terraza se encuentran representados en ambos valles. La edad de estos niveles, por correlación con los depósitos de otras terrazas del sistema del Guadiana, ya expresada en el capítulo de estratigrafía, representa el Pleistoceno inferior, medio y superior, respectivamente. La terraza actual o **llanura de inundación**, situada a +2-3m, presenta poco desarrollo en este tramo del Cigüela, siendo más importante en el Arroyo de la Blanca y a partir de su confluencia, hacia el oeste (Hoja de Villacañas) tiene una naturaleza semiendorreica y se halla superpuesta en algunos puntos a materiales fluviales más antiguos, de la terraza inmediatamente anterior, lo que probablemente esté ligado a una fuerte subsidencia por disolución de los yesos infrayacentes. La presencia de lineaciones tectónicas marcadas sobre la llanura de inundación del Arroyo de la Blanca, al norte de Miguel Esteban, parece relacionada con estos procesos. Sobre esta llanura de inundación se localizan formas de **meandros abandonados** y de **cicatrices de acreción lateral**, propios de sistemas fluviales de baja energía.

Los **escarpes fluviales** en bordes de aterrazamientos están frecuentemente borrados o aparecen **difusos**. Se conservan los correspondientes a meandros encajados sobre la superficie de arrasamiento de la sierra, presentándose otro meandro encajado, esta vez sobre el Páramo, en el curso del Río Cigüela al NNO de Quintanar de la Orden. La existencia de una red

meandriforme fósil por epigénesis en la zona del Páramo de La Alcarria y también en esta misma zona fue ya puesta de manifiesto por MUÑOZ, J. y PALACIOS, D. (1990) y PORTERO, J.M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1991). Estos cursos de baja energía divagarían sobre unos depósitos blandos, las series rojas del plioceno superior, que al final de la etapa de relleno de la cuenca terciaria conformarían un paisaje con bajos gradientes topográficos. El paso a condiciones claramente exorreicas y el inicio del encajamiento de la red fluvial en el tránsito Plioceno-Pleistoceno dismantelaría la cobertera de materiales blandos, pasando la red meandriforme a quedar grabada sobre los materiales duros infrayacentes.

El **fondo de valle** constituye, junto con la **incisión lineal** (a veces **incisión lineal poco marcada** sobre las superficies y zonas alomadas y con procesos de **pérdida de drenaje**) los rasgos fluviales más recientes. Dibujan una red de tendencia dendrítica, sobre las superficies estructurales del dominio de cuenca y con fuerte control estructural, con morfologías en bayoneta, en el dominio de sierra. En algunos puntos de pérdida de drenaje se localizan **conos de deyección** recientes.

4.1.2.4. *Formas poligénicas*

Dentro de las superficies de erosión, la más antigua conservada es la **superficie de erosión-encostramiento (S_1+S_2)**, que en la Hoja de Quintanar se conserva únicamente en el dominio de sierra. En este dominio la superficie presenta cotas que van desde algo más de 860 m a los 720 msnm, descendiendo suavemente hacia el oeste, hacia la cuenca neógena, siguiendo un perfil que enlazaría con las superficies pliocenas sobre el Páramo (S_1) o sobre los depósitos rojos del Plioceno (S_2). En las zonas más elevadas tiene carácter de superficie de arrasamiento, apareciendo recubierta por un encostramiento laminar de hasta 1 m de espesor, que correlacionamos con la costra laminar multiacintada de PÉREZ-GONZÁLEZ, A (1982) o con la S_1 de MOLINA, E. (1975), y por tanto equivalente a nuestra S_2 , pero que debía estar ya básicamente labrada con anterioridad, puesto que la existencia de meandros encajados en esta superficie indica la existencia de un recubrimiento blando, al menos plioceno. Probablemente la superficie actual en esta zona de borde de cuenca es resultado de la superposición de varios procesos de edad finineógena (S_1+S_2). Al norte del dominio de sierra, sobre los depósitos pliocenos, tiene carácter de **glacis o techo de piedemonte encostrado**.

La articulación de las superficies con los replanos fluviales se realiza mediante **glacis erosivos** de pequeño desarrollo.

4.1.2.5. *Formas eólicas*

Los depósitos eólicos de la Hoja de Quintanar no conservan formas dunares semejantes a las del corredor manchego; habiendo sido retrabajadas por los vientos, sus morfologías corresponden a las de un **manto eólico** degradado en el que destaca algún **escarpe** originado por deflación que delimita el margen de una cubeta de "blow up" en la laguna de Miguel Esteban. Su edad (ver estratigrafía) es del Pleistoceno superior al Holoceno.

4.1.2.6. Formas endorreicas

Las formas endorreicas son uno de los elementos más significativos del paisaje manchego, producto de la interacción entre factores tectónicos y climáticos (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1982). En la Hoja de Quintanar, la amplia extensión de formaciones impermeables aflorantes o subaflorantes en el dominio de cuenca y su topografía general de bajos gradientes hacen que las **lagunas permanentes** o **estacionales**, y las **navas** sean muy frecuentes. Una reciente clasificación de los humedales de La Mancha centro-occidental según su posición morfológica se recoge en RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1999). De acuerdo con su posición morfoestructural, las depresiones endorreicas de la Hoja de Quintanar de la Orden son agrupables en:

- Depresiones de origen kárstico sobre formaciones tabulares calcáreas o sobre su sustrato arcilloso (NO y SO de la Hoja).
- Fondos lineales por evolución de canales fluviales (NO de la Hoja).
- Fondos situados en cambios de pendiente (al pie de las mesas del Páramo en el NO y SO de la Hoja).
- Fondos instalados en cubetas de deflación (Miguel Esteban).

4.1.2.7. Formas kársticas

Las formas kársticas son frecuentes en tanto que las formaciones carbonatadas y evaporíticas cubren gran parte de la Hoja o están subaflorantes. Se trata de formas de disolución con **bordes de dolina** que a veces aparecen **difusos**, y con **fondos planos** ocupados por el sustrato y productos de decalcificación. Muchos de ellos han evolucionado hacia formas puramente endorreicas.

4.1.2.8. Formas antrópicas

Las formas antrópicas de escala cartográfica en la Hoja de Quintanar están ligadas a **explotaciones a cielo abierto**, fundamentalmente de gravas en las terrazas y de calizas mesozoicas en el dominio de sierra.

4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

En el Mioceno, con el levantamiento de la Sierra de Altomira se configura un área deprimida abierta hacia la Cuenca de Madrid, cuyos depósitos casi llegan a cubrir los relieves de Sierra Almenara, el área fuente local en la Hoja de Quintanar. Esta paleotopografía plana del final de la etapa de relleno neógena apenas se ve retocada durante el Plioceno y el inicio del Cuaternario, cuando un suave basculamiento hacia el oeste o suroeste y el paso de la cuenca a condiciones exorreicas van a rebajar gradualmente los niveles de base, labrándose superficies y vallonadas suavemente encajadas en el paisaje mioceno, bajo un clima eminentemente árido y articulándose con los principales relieves mediante pequeños piedemontes encostrados. La

progresiva definición de la red de drenaje durante el cuaternario acelera el rejuvenecimiento del paisaje, aunque las cotas de incisión son pequeñas y las morfologías planas o alomadas siguen siendo dominantes, marcando la formación de amplias llanadas fluviales en el dominio de cuenca y de suaves valles sinclinales en el dominio de sierra.

4.3. PROCESOS ACTUALES

Los procesos actuales de mayor importancia en la Hoja de Quintanar de la Orden, tanto por su singularidad geomorfológica como por su valor ecológico, son los ligados a las depresiones endorreicas. Sometidas a un fuerte régimen estacional y en un contexto de depresión de acuíferos por la explotación humana (introducción de sistemas de riego en viñedos, que constituyen la principal actividad agrícola del área y crecimiento de la actividad industrial) la continuidad en el tiempo de estos sensibles sistemas es preocupante. Así, ha sido necesaria la intervención humana para mantener la reserva ornitológica de Los Charcones, en Miguel Esteban. Los procesos de arroyada son importantes en un paisaje deforestado y sujeto a laboreo agrícola. El principal curso de la zona, el río Cigüela, se encuentra canalizado en casi todo su recorrido y normalmente ya no presenta episodios de desbordamiento e inundación de su llanura actual. Los fuertes vientos de la región pueden seguir degradando los depósitos eólicos, no consolidados, hasta su desaparición.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Quintanar de la Orden queda enmarcada en la evolución general de la cuenca ibérica. Durante el Mesozoico esta se caracteriza por el progresivo adelgazamiento cortical (ÁLVARO, M. *et al.*, 1979; SALAS, R. y CASAS, A., 1993) y por la subsidencia de la cuenca. Esta tendencia se invierte durante el Paleógeno con el inicio de la compresión que da lugar al engrosamiento de la corteza. La evolución desde ese momento viene marcada por el carácter de cadena intraplaca de la Cordillera Ibérica, entre los márgenes activos pirenaico y bético. Por otra parte son determinantes en la historia de la zona que nos ocupa los procesos relacionados con la evolución alpina del Sistema Central, inmediatamente posteriores y en parte yuxtapuestos a los anteriores. Durante el Neógeno se produce un nuevo adelgazamiento cortical en la ibérica en el marco de la distensión del borde oriental de la Península (VEGAS, R. *et al.*, 1979) que se inició por el norte (Languedoc) en el Oligoceno terminal y progresó hacia el sur (apertura del Golfo de Valencia en el Mioceno inferior-medio, VEGAS, R., 1992; BANDA, E. y SANTANACH, P., 1992) transmitiéndose a continuación al interior de la placa ibérica.

Estos procesos aprovecharon la existencia de importantes fracturas tardihercínicas de orientación principal NO que afectan al zócalo paleozoico. Estas controlan la sedimentación durante el Mesozoico y sufren un proceso de inversión durante la compresión alpina, presentando un movimiento transpresivo dextroso o inverso (ÁLVARO, M. *et al.*, 1979; SIMÓN, J.L., 1984; GUIMERÁ, J. y ÁLVARO, M., 1990; MUÑOZ MARTÍN, A., 1997).

Como ya se ha indicado en capítulos anteriores, la serie mesozoica de la Sierra de Altomira y, en particular, la aflorante en esta Hoja, corresponde a áreas marginales de la cuenca ibérica, por lo que los procesos relacionados con la evolución de esta se manifiestan muy atenuados con respecto a áreas más centrales.

Al final del Paleozoico se forman una serie de fosas tectónicas que son ocupadas por los detríticos continentales del Buntsandstein, seguidos por depósitos carbonatados de aguas someras (facies Muschelkalk). Los depósitos de "sebkhas" litorales correspondientes a las facies Keuper colmatan estas cuencas. La sedimentación en la cuenca a partir de este momento es controlada por una subsidencia de tipo térmico (SALAS, R. y CASAS, A., 1993). Esto da lugar al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas en el Lías inferior, con facies muy homogéneas en el conjunto de la Cordillera Ibérica. Así, en la base se encuentran las dolomías tableadas de Imón correspondientes a ambientes sub- a intermareales. A continuación se depositan carbonatos de llanuras de marea que alternan con sedimentos evaporíticos; como consecuencia de la disolución de estos los carbonatos colapsan formándose las Carniolas de Cortes de Tajuña. Durante el Sinemuriense-Carixiense se restablece la sedimentación exclusivamente carbonatada (Fm Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas) de ambiente sub- a supramareal. A techo se observa en la región una interrupción sedimentaria que coincide con el inicio de un periodo de inestabilidad que tiene como consecuencia la reactivación de los accidentes de zócalo y la fragmentación de la plataforma (ÁLVARO, M. *et al.*, 1979), lo que dio lugar a la diversificación de ambientes sedimentarios en el conjunto de la Cuenca Ibérica.

Sobre esta discontinuidad, se desarrolla una secuencia transgresiva-regresiva. El inicio de la misma ha sido establecido regionalmente en las facies equivalentes a la Fm Margas y calizas de Turmiel, que marcan una etapa de profundización de la cuenca. Por encima, las calizas micríticas tableadas infrayacentes a los primeros sedimentos aflorantes en esta Hoja, representan un medio marino de intermareal a submareal somero. Finalmente las calizas oolíticas, dolomías brechificadas y margas aflorantes de la Fm carbonatada de Chelva (1) hablan de un medio que varió de submareal a supramareal. Las calizas oolíticas son depósitos propios de plataforma interna, mientras que las dolomías brechificadas que culminan con la discontinuidad de techo marcan un periodo regresivo. Por lo tanto dentro del evento general regresivo que representa esta unidad, las calizas oolíticas marcan periodos de ascenso relativo del nivel del mar.

Esta unidad termina con una costra ferruginosa que marca una importante laguna estratigráfica que abarca probablemente parte del Dogger y todo el Malm. No se tiene criterios para establecer si esta laguna es debida a falta de depósito o a procesos erosivos intracretácicos, pero a escala regional se puede especular con un retroceso de la línea de costa en el Jurásico superior al estar ausentes sedimentos de esta edad en la Sierra de Altomira, sector occidental de la Serranía de Cuenca y sector noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica, y aparecer en facies detríticas en Cameros (GÓMEZ, J.J. y GOY, A., 1979).

En el tránsito Jurásico-Cretácico tiene lugar la compartimentación de las extensas plataformas jurásicas lo que da lugar a la formación de pequeñas cuencas subsidentes donde se deposita el Cretácico inferior en facies Weald (2 y 3). Estas reflejan un medio de depósito continental -lacustre somero-, o bien un medio litoral con gran influencia continental y con polaridad hacia el Thetys. El techo de esta unidad corresponde a una discordancia erosiva. Durante esta etapa el movimiento relativo de la placa africana respecto a la europea es de tipo direccional sinistro (DEWEY, J.F. *et al.*, 1989), coincidiendo con la apertura del Atlántico central.

La subsidencia tectónica se atenúa de nuevo a partir de este momento, estando controlada la sedimentación principalmente por subsidencia térmica. La configuración que adquiere el dominio ibérico da lugar a la aparición de dos grandes ciclos transgresivo-regresivo (Albiense-Turonense y Coniacense-Paleógeno), produciendo la transgresión cenomaniense la conexión entre los dominios atlántico y tethisiense (VILAS, L. *et al.*, 1982; GARCÍA, A. *et al.*, 1996). Esto se produce en el marco de la apertura del Golfo de Vizcaya, lo que produce la rotación levógira de la Península ibérica y la consiguiente apertura del Atlántico norte. El movimiento relativo de la placa africana respecto a la europea continua siendo direccional pero con cierta componente convergente (DEWEY, J.F. *et al.*, 1989).

– Ciclo Albiense-Turonense

Se inicia con las facies fluviales de la Fm Arenas de Utrillas (4). Su techo está marcado por una discontinuidad importante sobre la que se depositan sedimentos marinos de edad Cenomaniense.

Las margas de la Fm Chera, con cierta influencia de terrígenos y en condiciones de baja tasa de sedimentación, marcan el inicio de la transgresión marina cenomaniense. Posteriormente se instala una plataforma marina carbonatada somera bajo condiciones de estabilidad del nivel del mar. Está representada por las Fms Alatoz y Villa de Ves, las cuales están formadas por secuencias de somerización con desarrollo de superficies ferruginosa a techo. La colmatación e interrupción de la sedimentación da lugar a la discontinuidad terminal de la unidad (5).

Sobre esta, las margas de la Fm Casa Medina inician una nueva secuencia transgresiva marina. Esto queda reflejado en el depósito de margas con foraminíferos planctónicos propias de un medio de plataforma externa, de amplia circulación.

Las dolomías de la Fm Ciudad Encantada reflejan el episodio de propagación de la plataforma interna durante un periodo de alto nivel del mar. Esta plataforma regionalmente tiene un gran potencial de generación de carbonatos y se individualizan gran variedad de ambientes, apareciendo montículos de rudistas y barras calcareníticas. La colmatación y emersión de la plataforma por el descenso del nivel del mar da lugar a la superficie de discontinuidad de techo de esta formación, la cual representa un periodo de interrupción sedimentaria entre el Turoniense terminal y el Coniaciense basal.

– Ciclo Coniaciense-Paleógeno

Se inicia con la Fm Margas de Alarcón, representativa de un medio de depósito continental o litoral con gran influencia continental como indica la presencia de carofitas, ostrácodos y microcodium así como las señales de edafización. Este cambio brusco en las condiciones de depósito permite identificar la existencia de una ruptura sedimentaria mayor en la base de esta unidad asociada a una importante caída del nivel del mar reconocible en otros sectores de la Ibérica y del Sistema Central (GARCÍA HIDALGO, J.F. *et al.*, 1997; SEGURA, M. *et al.* 1999). En esta secuencia sólo quedan reflejados los sedimentos correspondientes a la fase regresiva. El límite superior está representado por un cambio litológico y de medio sedimentario.

La siguiente secuencia se inicia con las calizas y brechas de la Fm Sierra de Utiel (7). Son depósitos de plataforma interna con épocas de somerización y emersión que dan lugar al depósito de evaporitas. La disolución de las mismas da lugar a la formación de las brechas carbonatadas senonenses. En conjunto representa un periodo transgresivo que culmina con la regresión que da lugar al depósito del conjunto heterolítico del tránsito Cretácico-Terciario (8). Este a su vez sirve de transición a los depósitos francamente continentales terciarios.

Desde este momento la convergencia entre África y Europa marca las pautas de la evolución. El engrosamiento cortical es el proceso dominante en el que se desarrolla la sedimentación y esto queda reflejado en el carácter de los depósitos y en las discordancias angulares y progresivas de la serie sintectónica.

La sedimentación netamente continental comienza en el Paleógeno con la Unidad Detrítica Inferior (9). Sus facies en la zona de estudio corresponden a sistemas fluviales bien desarrollados que ocupan las zonas distales de abanicos aluviales de gran eficacia de transporte con áreas fuente paleozoicas. En sectores más septentrionales y orientales a techo de esta unidad se desarrollan sistemas lacustres. Su depósito se produce en un área extensa que abarca al menos parte de la Cuenca de Madrid y la Depresión Intermedia. Como ya se argumentó en la interpretación estructural, se puede considerar como la primera unidad sintectónica con las estructuras compresivas, las cuales comienzan a nuclearse y desarrollarse muy incipientemente en este periodo.

Esto produce una reorganización en la cuenca, apareciendo nuevas áreas fuente que aportan cantos de carbonatos mesozoicos a los nuevos sistemas de abanicos aluviales. En este contexto se depositó la unidad paleógena-neógena (10-11), correspondiente a los términos inferiores de la Unidad Detrítica Superior.

El progresivo desarrollo de los anticlinales da lugar a la formación de discordancias angulares y progresivas en el seno de la Unidad Detrítica Superior, como se observa en sectores más septentrionales de la cuenca (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997). Los sistemas aluviales de la unidad miocena inferior tienen ahora como áreas fuente las estructuras en formación del área de Altomira y los términos proximales de los mismos (12) descansan en discordancia angular sobre la unidad anterior. Hacia el oeste (cuenca de Madrid) se desarrollan en este periodo sistemas lacustres marginales. Los niveles terminales de la unidad miocena inferior se disponen en "onlap" en relación con los anticlinales de Altomira, marcando la amortiguación progresiva de la deformación en este área. El área activa de la cuenca de Madrid pasa a ser en este momento el borde del Sistema Central (DE VICENTE, G. *et al.*, 1996).

Los depósitos neógenos se depositarían discordantes sobre una paleogeografía heredada, originada en el episodio de máxima deformación de los movimientos alpinos generadores del levantamiento de los relieves mesozoicos. Como consecuencia de la erosión de dichos relieves, durante el Aragoniense medio-superior se produce la sedimentación de abanicos aluviales, cuya composición detrítica grada, hacia zonas más distales (oeste), a facies principalmente lutíticas de llanura aluvial y facies de lago salino (evaporitas). El relajamiento en la deformación del área fuente, provocaría una retrogradación de dichas facies aluviales, que culminarían con el depósito de facies lacustres someras.

Posteriormente (Aragoniense superior-Vallesiense), tiene lugar una generalización de facies lutíticas propias de un ambiente de llanura aluvial, como consecuencia de una remisión de los abanicos aluviales adosados a los relieves mesozoicos.

En general, la distribución cartográfica de las facies configura una disposición centrípeta de facies, típica tanto hidro como geomorfológicamente de una cuenca endorreica bajo condiciones climáticas secas y cálidas.

En el Mioceno Superior la dirección de acercamiento entre la placa europea y africana pasa a ser NO (DEWEY, J.F. *et al.*, 1989). El modelo de relleno de la cuenca de Madrid pasa a ser

exorreico, como respuesta probablemente al fin de la compresión regional. Se desarrollan facies fluvio-lacustres, representadas en la zona estudiada por los depósitos de la Unidad Superior. Esta comienza con depósitos detríticos finos fluviales (17) con sedimentación marginal de margas (18); que dan paso a un sistema lacustre carbonatado bien desarrollado (calizas del Páramo 19).

La extensión iniciada en el margen mediterráneo en el Oligoceno se manifiesta ahora en este sector produciendo el hundimiento del graben de la cuenca de Madrid según una dirección NE (GINER, J.L., 1993; DE VICENTE, G. *et al.*, 1996). Esto da lugar a la reactivación del relieve, lo que implica el desarrollo de pequeños abanicos aluviales durante el Plioceno en el margen de Altomira. En la zona de la Hoja se corresponde con el depósito de la unidad (20).

A finales del Plioceno, el levantamiento del margen oriental de la Península, relacionado con la apertura del "rift" en el Golfo de Valencia, origina el inicio del encajamiento de la red fluvial, el posterior depósito de los materiales cuaternarios y, en último término, la configuración de la red fluvial actual.

La actividad tectónica en la actualidad es de baja intensidad y se manifiesta por sismos explicables bajo una compresión NO (MUÑOZ MARTÍN, A., 1997).

6. INFORMACIÓN DEL SUBSUELO

La información del subsuelo es escasa en la zona estudiada. La información petrolífera queda limitada a sectores más septentrionales de la Cuenca de Madrid, Sierra de Altomira y Depresión Intermedia, aunque permite esbozar las tendencias en la zona que nos ocupa. Por otra parte los sondeos hidrogeológicos, aunque muy abundantes, son de pequeña profundidad y las columnas de los mismos rara vez presentan descripciones detalladas que permitan la diferenciación clara de unidades. A continuación se resumirán los datos más interesantes derivados de esta información.

6.1. INFORMACIÓN PETROLÍFERA

La información petrolífera de la región fue extractada por QUEROL, R. (1989) e ITGE (1990). En la tesis doctoral de MUÑOZ MARTÍN, A. (1997) se realiza la interpretación estructural de esta información para sectores más septentrionales de la Sierra de Altomira. Los trabajos de BARTIRINA, T. *et al.* (1990) y de TORRES PÉREZ-HIDALGO, T. y SÁNCHEZ JIMÉNEZ, A. (1990) permiten caracterizar el Trias salino de la región.

De esta información podemos deducir que:

- El sustrato paleozoico en esta zona está constituido probablemente por materiales sedimentarios del Paleozoico inferior.
- Sobre este se apoya directamente el Buntsandstein. Está constituido por areniscas, arcillas y conglomerados y su espesor disminuye lentamente de este a oeste, pasando de 130 m en El Hito-1 a 90 m en Tribaldos-1 y desaparece hacia el centro de la cuenca de Madrid.
- El Muschelkalk es dolomítico y margoso. Tiene una potencia inferior a 30 m. en el sector meridional de la Depresión Intermedia (Hito-1) y disminuye rápidamente al oeste de Altomira (Tribaldos-1) hasta desaparecer en el centro de la cuenca de Madrid.
- El Keuper tiene una potencia entre 200 y 400 m. (de TORRES PÉREZ-HIDALGO, T. y SÁNCHEZ JIMÉNEZ, A., 1990). Los niveles salinos del Keuper se acuñan al este de Altomira, estando ya prácticamente ausentes en el sondeo del Hito-1. El Keuper del sustrato de este sector quedaría así constituido por las formaciones detríticas del Keuper (areniscas de Manuel- K2 y arcillas de Cofrentes- K3) y por las arcillas de la Fm Arcillas yesíferas de Quesa- K4 (formaciones definidas por ORTI, F., 1974). Al SO del sector estudiado, en las Hojas de Campo de Criptana (714) y Alcázar de San Juan (713), se encuentra el único afloramiento de Keuper de la región. Ha sido estudiado por YÉBENES, A. *et al.* (1977), quien describe una sucesión de unos 80-90 m. distribuidos en una unidad inferior arenoso-arcillosa y una unidad superior arcillosa con intercalaciones yesíferas y carbonatadas.
- El Jurásico desaparece inmediatamente al oeste de Altomira, apoyándose la Fm Utrillas directamente sobre materiales triásicos. Los sondeos realizados al oeste de la Sierra de Altomira, situados en sectores más septentrionales de la cuenca de Madrid no cortan materiales jurásicos (Tribaldos-1 y Tiernes-1). Esta ausencia no está determinado si se

debe a erosión (MORILLO-VELARDE GÓMEZ-BRAVO, M.J. y MELÉNDEZ HEVIA, F., 1979) o no depósito. Al este de Altomira, en el sustrato de la Depresión Intermedia la serie Jurásica es muy potente, destacando la base del Jurásico por su elevada potencia y carácter evaporítico (Sondeos de Belmontejo-1, Gabaldón-1 y San Lorenzo-1), siendo este menos acusado y disminuyendo rápidamente el espesor de la unidad a medida que avanzamos hacia el sur (El Hito-1). La serie Jurásica aflorante en Altomira es mucho menos potente (200 m. en el corte del Cigüela, donde no llega a aflorar la base del Jurásico) y los tramos basales no presentan ese carácter evaporítico.

- Las isobatas del Cretácico superior difieren notablemente de las del basamento (ITGE, 1990), lo que se relaciona con la existencia de un nivel de despegue entre ambos niveles, que con toda probabilidad se sitúa en los niveles plásticos del Keuper.
- El basamento sufre un hundimiento progresivo hacia el E, desde la cuenca de Madrid hacia Altomira, siendo el hundimiento más rápido en la Depresión Intermedia. Bajo Altomira presenta una pendiente continua que se ve alterada en la zona de falla del Cigüela (NE), la cual hunde el basamento hacia el norte.

6.2. SONDEOS HIDROGEOLÓGICOS

Nos dan una idea de los espesores de terciario en los núcleos sinclinales, así como de la serie jurásica. Se han utilizado los sondeos recogidos en el inventario del IGME situados en esta Hoja, así como los sondeos realizados para el abastecimiento de agua de los Hinojosos pero que quedan situados en la vecina Hoja de Belmonte.

Los sondeos realizados para el abastecimiento de Los Hinojosos (ITGE 1995, 1996) están situados en el flanco oriental del anticlinal de los Hinojosos y en el núcleo del sinclinal de igual nombre. De estos se deduce que las calizas del Toarciense-Dogger (110 m cortados por el sondeo) se apoyan sobre una unidad de arcillas rojas y margas verdes. Por otra parte, en el sinclinal de Los Hinojosos el Terciario indiferenciado (Cretácico terminal a Mioceno Inferior: 8+9?+(10-11)?+12) alcanza una potencia de 120 m.

En los sondeos situados en los sinclinales del cuadrante suroriental de la Hoja vemos potencias variables de Terciario inferior indiferenciado (entre 50 m y más de 300 m) incluyendo en éste desde la unidad terminal del Cretácico (8) hasta el Mioceno inferior (12). Llama poderosamente la atención el sondeo 70001 (sinclinal de casa de los Gallos) que corta entre 208 y 300 m margas y yesos atribuibles a la unidad terminal del Cretácico (8), sin haber alcanzado la base de la unidad. De confirmarse este dato, implicaría una fuerte erosión de esta unidad en los flancos de los anticlinales.

- Sondeo 80002 de H. 688. Situación: sinclinorio de Pozo Zagarrón. Coordenadas UTM: 511096 / 4376540. Columna: 0-2 m. cuaternario; 2-50 m. Terciario indiferenciado: (9) y (8); 50-133 Cretácico superior indiferenciado.
- Sondeo 80010 de H. 688. Situación: sinclinal de Cerro Mingote. Coordenadas UTM 509607 / 4374307. Columna: 0-145 m. Terciario indiferenciado: (10), (9) y (8).

- Sondeo 80008 de H. 688. Situación: sinclinal de Cerro Mingote. Coordenadas UTM: 509300 / 4373408. Columna: 0-100 m. Terciario indiferenciado: (10), (9) y (8)?.
- Sondeo 70026 de H. 688. Situación: flanco occidental del anticlinal de Pozo del Cohetero. Coordenadas UTM: 504171 / 4376540. Columna: 0-190 m. Terciario indiferenciado: (12), (10), (9) y (8).
- Sondeo 1098 de H. 688. Situación: sinclinal de casa de Los Gallos. Coordenadas UTM: 502481 / 4379890. Columna: 0-194 m de Terciario indiferenciado: (12), (10), (9) y (8).
- Sondeo 70001 de H. 688. Situación: sinclinal Casa de Los Gallos. Coordenadas UTM: 501630 / 4378056. Columna: 0-208 m. Terciario indiferenciado: (12), (10) y (9). 208-300 m. (8).

En los sondeos realizados en el anticlinal de Quintanar de la Orden (alto del Losar) después de 100 m de calizas Jurásicas encontramos margas y arcillas presumiblemente del Lías.

- Sondeo 70016 de H. 688. Situación: anticlinal de Quintanar de la Orden (alto del Losar). Coordenadas UTM: 499898 / 4380504. Columna: 0-100 m. calizas jurásicas: (1). 100-202 m. arcillas y margas.
- Sondeo Quintanar-2 de H. 688. Situación: anticlinal de Quintanar de la Orden (alto del Losar). Coordenadas UTM: 499990 / 4380300. Columna: 0-124 m. calizas Jurásicas (1). 124-161 m. arcillas compactas.
- Sondeo 70003 de H. 688. Situación: flanco occidental del anticlinal del Toboso. Coordenadas UTM: 500196 / 4373759. Columna: 0-100 m. Cretácico indiferenciado. 100-220 Jurásico (1).

Las calizas del Páramo de El Toboso se apoyan sobre arcillas rojas y estas a su vez sobre la serie oligocena. Entre estas tres unidades alcanzan una potencia de 70 m.

- Sondeo 70017 de H. 688. Situación: flanco oriental del anticlinal del Toboso. Coordenadas UTM: 500553 / 4374659. Columna: 0-60 Terciario indiferenciado (9) y (8).
- Sondeo 70022 de H. 688. Situación: Caliza terciaria de Chozo de Jaque. Coordenadas UTM: 499060 / 4375654. Columna: 0-50 Terciario indiferenciado; 50-100 ¿Caliza cretácica?
- Sondeo 70024 de H. 688. Situación: sinclinal de la Hilandera. Coordenadas UTM: 498703 / 4374806. Columna: 0-70 m (13), (9) y (8); 70-120 m, Cretácico indiferenciado.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

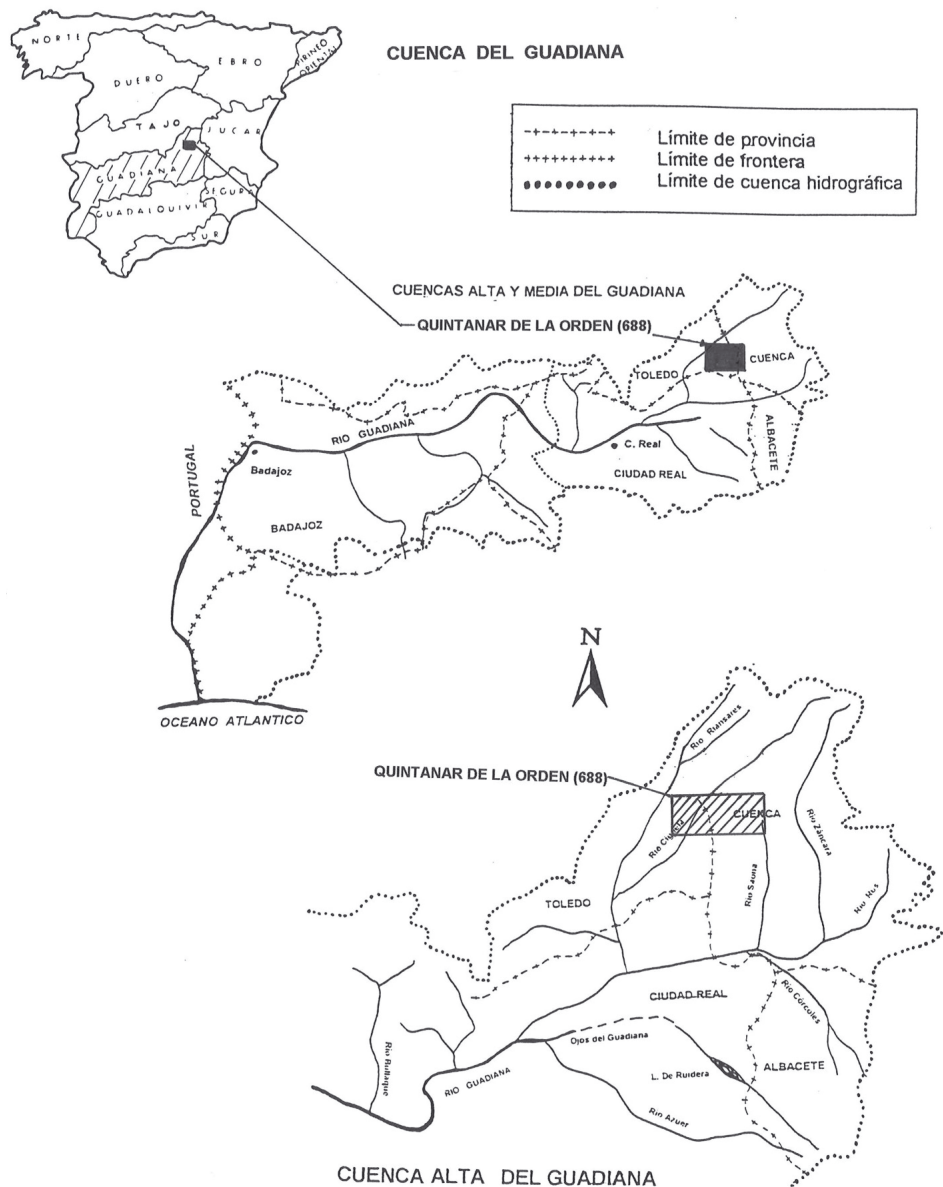
7.1. HIDROGEOLOGÍA

El territorio de la hoja a escala 1:50.000 de Quintanar de la Orden (nº 688) se distribuye entre las provincias de Toledo y Cuenca. En la primera de ellas se incluye la localidad que la da nombre y es su principal núcleo de población, con 7.746 habitantes.

Su topografía muestra una clara diferencia entre sus mitades oriental y occidental. Mientras que la primera presenta un relieve dominado por una morfología en cuevas y barrancos, con una altitud media de 830 msnm, al O de Quintanar de la Orden, en la mitad occidental, se extiende una amplia planicie, que puede considerarse una penillanura, con cotas comprendidas entre los 650 y 700 msnm.

Su red hidrográfica está constituida por cursos de carácter temporal y escaso caudal entre los que sobresale el río Cigüela, incluido en la Cuenca Alta del Guadiana (Figura 1), que atraviesa la llanura occidental de la hoja. Esta zona, de carácter endorreico, presenta numerosas lagunas que, especialmente a partir de la transversal Miguel Esteban-El Toboso, constituyen el prelude de la denominada “Mancha Húmeda” que se extiende hacia el S dentro de la provincia de Ciudad Real.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los principales acuíferos de la zona se circunscriben a las formaciones carbonatadas y detríticas del Jurásico, Cretácico y Paleógeno, que afloran en la mitad oriental de la hoja y constituyen la Unidad Hidrogeológica 04.01 Sierra de Altomira, mientras que el resto de los materiales permeables (Unidad finiterciaria del Páramo y depósitos cuaternarios) forman acuíferos libres de menor entidad incluidos en las UU.HH. 04.02 Lillo-Quintanar y 04.03 Consuegra-Villacañas, según la denominación del MOPTMA-ITGE. Confinando parcialmente las unidades mesozoicas y como base de los acuíferos superficiales se encuentran formaciones margo-arcillosas terciarias de baja permeabilidad (acuitardos).



7.1.1. Características climatológicas

El clima de este sector de Castilla-La Mancha se caracteriza por un verano largo, seco y caluroso y un invierno frío, con numerosas heladas, (durante 35 a 50 días, especialmente en las hondonadas y mesetas elevadas).

Según el mapa de isoyetas medias de la Cuenca Alta del Guadiana para el periodo 1949-1983 (Figura 2), la mayor parte de la superficie de la hoja se encuentra dentro de las curvas que delimitan los 400 y 500 mm, salvo la esquina SO, donde bajan ligeramente de los 400 mm anuales (ITGE, 1991).

Dichas precipitaciones se reparten durante unos 65 días al año y tienen un carácter netamente estacional. Los temporales de lluvias más significativos se producen en primavera (chubascos) y, especialmente, en otoño, cuando los vientos templados y húmedos de componente SO (ábregos) dan lugar a un estancamiento de nubes en la cara meridional de los sistema Central e Ibérico. Las fechas más típicas para el paso de estos frentes nubosos, que producen temporales de 2 o 3 días de duración, son del 15 de octubre al 15 de noviembre. Por tanto, las lluvias correspondientes a la primavera, otoño e invierno constituyen aproximadamente el 90% de las precipitaciones totales anuales, quedando solamente el 10% para el periodo estival.

Asimismo, los periodos secos se circunscriben al invierno (sequía fría), con ciclos de heladas y nieblas (sobre todo en las zonas con encharcamientos), y al estío (sequía cálida), con brotes de tormentas y golpes de calor. Ambos periodos se hallan muy condicionados por las precipitaciones producidas durante la estación precedente.

Las precipitaciones máximas recogidas en la zona durante 24 horas se encuentran entre 50 y 60 mm. En las zonas húmedas de la mitad meridional de la hoja, debido a la alta evaporación estival, es frecuente la formación de nubes de desarrollo vertical que dan lugar a tormentas durante 15 a 20 días al año. También se generan nieblas por irradiación a lo largo de unos 25 días de promedio.

En el cuadro siguiente se exponen los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de Villanueva de Alcardete y Campo de Criptana (GARCÍA DE PEDRAZA, L. *et al.*, 1994), ambas situadas fuera de esta hoja, aunque pueden considerarse representativas de las llanuras mesetarias del N y de las áreas lagunares existentes al S de la misma, en torno a Miguel Esteban y El Toboso.

Estación meteorológica	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Villanueva de Alcardete	725	477	70	14,4°	21,9°	6,9°	788
Campo de Criptana	710	398	59	14,5°	20,9°	8,2°	789

Cuadro 1

A = Altitud (msnm)
P = Precipitación media anual (mm)
D = Días de lluvia
t = Temperatura media anual (°C)
TM = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C)
Tm = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C)
ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm)

De acuerdo con todos los datos expuestos, y siguiendo los criterios de caracterización agroclimática provinciales del MAPA (1988a y 1988b), estas comarcas se incluyen dentro de la zona que presenta un régimen de humedad **Mediterráneo seco**, con un invierno tipo *avena fresco* y un verano de tipo *maíz* (PAPADAKIS, J., 1966).

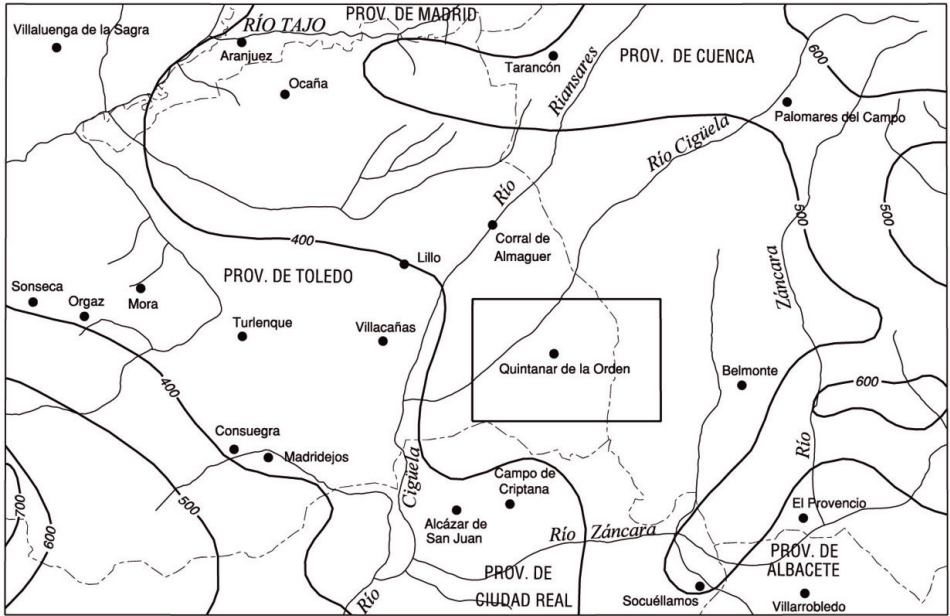


Figura 2. Mapa de isoyetas de la Cuenca Alta del Guadiana para el periodo 1949-1983 (tomado de ITGE, 1991)

7.1.2. Hidrología superficial

El elemento fundamental de la red hidrográfica de esta hoja y único como curso permanente, es el río Cigüela que la atraviesa con sentido SO por su cuadrante noroccidental. Su caudal es relativamente elevado en invierno, mientras que en estiaje se reduce drásticamente, en gran parte debido a las extracciones de agua para riego y a la elevada evapotranspiración, que supone del 90 al 100% de las precipitaciones, quedando la escorrentía superficial reducida a unos 30 a 40 mm/año, como máximo.

En la estación de aforos nº 201, situada a la altura de La Puebla de Almoradiel, que corresponde a un sector de la cuenca del Cigüela de 995 km², las aportaciones medias calculadas para el periodo 1921-22 a 1988-89 se cifra en 48,27 hm³/año, según los datos de IGME (1979) y del Anuario de Aforos. Entre dicha estación y la nº 202, ubicada en Villafranca de los Caballeros, a más de 20 km aguas abajo (3.367 km² y 65 hm³/año de aportación), se han registrado descensos notables de caudales, desde el periodo 1979-80, coincidiendo con el inicio del periodo seco (FORNES AZCOITI, J.M^a, 1994). Esto es debido principalmente al incremento de las extracciones de agua para regadío, desde el propio cauce y su llanura aluvial, y a las infiltraciones de agua en el acuífero cuando atraviesa materiales más permeables, por cambio de facies hacia el sur.

El cauce del río Cigüela, que tiene una pendiente inferior al 1,5 % o, es de carácter meandriforme y se encuentra alterado por la acción antrópica, lo que le da un aspecto falsamente "anastomosado", debido a la multitud de canales molineros y para riego que parten de sus márgenes.

En la mitad oriental de la hoja, el drenaje se efectúa a través de una red dendrítica y poco jerarquizada de barrancos y ramblas que siguen las direcciones estructurales del sustrato calcáreo, con una tendencia general hacia el sur. Se trata de cursos cuyo régimen está altamente influenciado por las precipitaciones.

La morfología del sector occidental de la hoja (llanura con suaves depresiones), unido a la proximidad a la superficie de la cota piezométrica de los acuíferos carbonatados mesozoicos y a la baja permeabilidad del Terciario Detrítico aflorante, favorecen la generación de extensas áreas encharcadas, con carácter permanente o estacional. En general, se trata de lagunas de fondo plano y menos de 1 m de profundidad, entre las que destacan por su extensión las de La Paloma (37 ha), La Laguna (7 ha) y Miguel Esteban (9 ha).

Las aguas de estas lagunas suelen presentar una elevada salinidad, siendo ricas en cloruros y sulfatos fundamentalmente. Estas altas concentraciones se deben al lavado de formaciones geológicas del Trías o Terciario, que contienen minerales salinos (yesos y halita fundamentalmente), a lo que se une la generación de láminas de agua extensas y someras sometidas a una intensa evaporación (la ETP duplica a las precipitaciones anuales). El resultado es la neoformación de minerales sulfatados y clorurados que, en ocasiones, constituyen concentraciones susceptibles de ser explotadas.

7.1.3. Características hidrogeológicas

Los acuíferos de interés regional distinguidos en la hoja de Quintanar de la Orden se encuentran incluidos en tres de las principales unidades hidrogeológicas definidas en la cuenca del Guadiana (Figura 3), que son las siguientes: **U.H. 04.01 Sierra de Altomira**, **U.H. 04.02 Lillo-Quintanar** y **U.H. 04.03 Consuegra-Villacañas** (DGOH-IGME, 1988). La primera de ellas coincide en gran medida con el antiguo Sistema Acuífero nº 19 o “Unidad caliza de Altomira”, mientras que las dos últimas se encuadran del sistema nº 20, o “Terciario detrítico-calizo del norte de La Mancha” (IGME, 1980 y 1983a).

A continuación se describen las características hidrogeológicas de los materiales comprendidos entre los límites de dichas unidades (Figura 4):

7.1.3.1. Unidad Hidrogeológica 04.01. Sierra de Altomira

Esta unidad se desarrolla en su totalidad en la cuenca alta del Guadiana y tiene una extensión total de unos 3.000 Km², de los cuales cerca de 2.500 km² (ITGE, 1992), corresponden a los afloramientos de materiales permeables mesozoicos (calizas, dolomías y arenas) plegados y fracturados de la sierra de Altomira. En la base del conjunto se localizan generalmente formaciones margo-arcillosas triásicas, de baja permeabilidad y sobre ellas se disponen en discordancia las series detrítico y evaporíticas del Paleógeno y Mioceno, que fosilizan los paleorrelieves calcáreos.

El sistema originado de este modo puede asimilarse a un acuífero complejo cuyos componentes funcionan en régimen libre o semiconfinado. El acuífero principal lo forman los materiales del Jurásico, que ocupan los núcleos de los anticlinales, con unos recursos subterráneos de 135 hm³/año.

Su **recarga** se produce por infiltración de las aguas de lluvia, por pérdidas de los cauces superficiales y por retornos de riego y su **descarga** se efectúa por drenaje hacia manantiales que descargan en la cuenca del río Cigüela, así como mediante aportes laterales hacia las calizas del Páramo y el Terciario Detrítico-Evaporítico, siendo el sentido general del flujo subterráneo hacia el sur.

Esta U.H. ocupa prácticamente la mitad oriental de la hoja que se estudia y se extiende hacia el E de la margen izquierda del río Cigüela. Abarca una superficie de 296 km², de los cuales, casi el 40% corresponden a los afloramientos calcáreos mesozoicos correspondientes a la continuación occidental de la sierra de Altomira, que se disponen estructuralmente en bandas longitudinales de orientación N-S. Sobre ellos se sitúan en discordancia los materiales conglomeráticos del Terciario basal y, fosilizando el conjunto, las formaciones detríticas y evaporíticas del Mioceno inferior-medio.

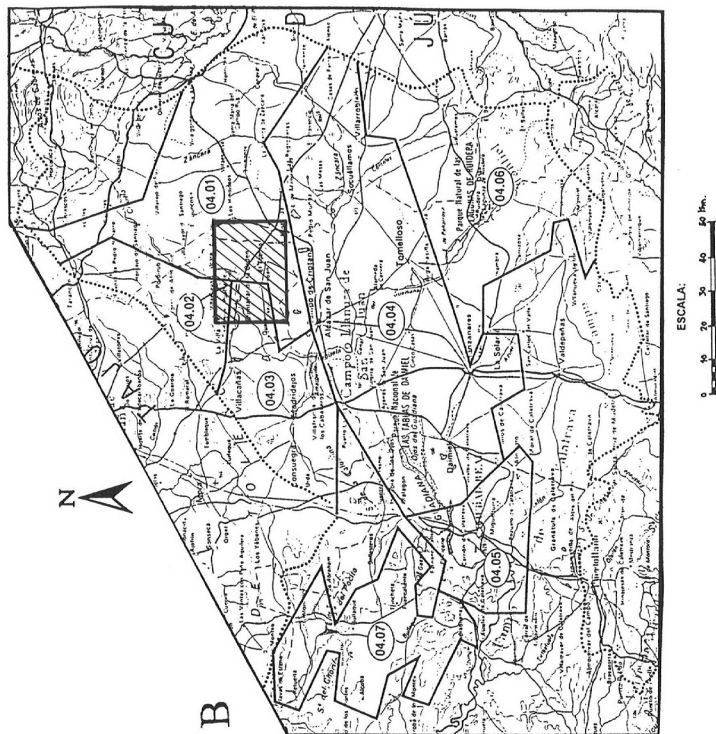
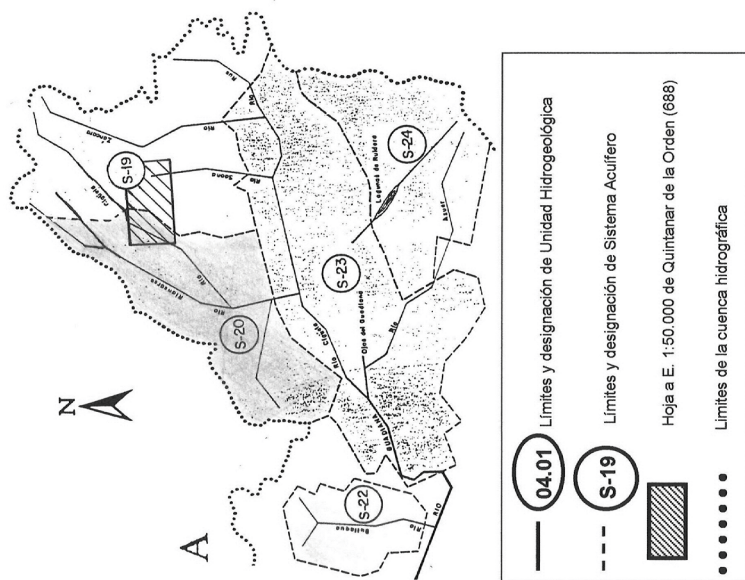


Figura 3. Planos generales de Sistemas Acuíferos (A) y Unidades Hidrogeológicas (B) del tramo alto de la Cuenca del Guadiana

De manera subsidiaria, en función de su interés hidrogeológico, se han distinguido otras unidades, como son depósitos aluviales y terrazas del río Cigüela y sus afluentes.

Las características hidrogeológicas de todas las formaciones mencionadas se describen detalladamente a continuación, comenzando por las más superficiales:

– Acuíferos aluviales: Terrazas, llanuras aluviales y fondos de valle

Están ligados principalmente las terrazas bajas del río Cigüela y, litológicamente, están compuestos por gravas, arenas y limos.

Su permeabilidad es importante, aunque su espesor saturado y la extensión de sus afloramientos son reducidos, por lo que se hallan fuertemente condicionados por el régimen de precipitaciones anual.

Se explotan mediante pozos de gran diámetro, de 6 a 8 m de profundidad, cuyas aguas se destinan a usos agropecuarios de escasa importancia.

– Acuífero del Páramo

El techo del Terciario en esta zona está constituido por los niveles calcáreos de la Unidad Páramo (Mioceno medio-superior). Se trata de bancos de calizas y areniscas, que pasan lateralmente a margas blancas que originan relieves tabulares junto al límite occidental de la U.H., extendiéndose hacia las unidades adyacentes (UU.HH. 04.02 y 04.03), donde alcanzan mayor desarrollo.

La importancia hidrogeológica de estos acuíferos es reducida, debido al escaso espesor de la serie margoso-calcárea (menos de 10 m), mientras que los cuerpos de materiales detríticos, aunque pueden alcanzar 50 m de potencia, se hallan fuertemente cementados y encostrados.

– Terciario Detrítico-Evaporítico (Acuitardo)

Se incluyen en este apartado una serie de materiales de composición eminentemente margosa y arcillosa, entre los que se intercalan yesos, areniscas y niveles de brechas calcáreas y conglomerados (*Facies Blanca*). La edad de estas formaciones es Mioceno inferior-medio y su potencia suele variar entre 100 y 120 m, aunque puede alcanzar los 300 m.

El conjunto presenta frecuentes cambios laterales de facies, lo que origina grandes variaciones en su porosidad (de 1 a 20%) y permeabilidad, que se considera baja a muy baja, por lo que estos materiales se comportan, en conjunto, como un acuífero pobre o un acuitardo, cuya transmisividad se estima en 10 a 90 m²/d (FORNES AZCOITI, J.M^a., 1994).

Su importancia reside en que actúa como nivel confinante o semiconfinante para los acuíferos paleógenos y mesozoicos subyacentes, a la vez que sirve para su recarga por goteo. Así mismo, constituyen el *impermeable basal* para los acuíferos descritos anteriormente (aluviales y páramos).

– Acuíferos del Jurásico y Cretácico

Como se ha dicho anteriormente, constituyen con mucho el conjunto de materiales permeables más destacado de la U.H. y, por tanto, el que está sometido a una mayor presión a causa de la explotación de sus aguas.

La serie jurásica cartografiada está formada por una sucesión predominantemente calcárea y dolomítica, con intercalaciones margosas, la Formación Carbonatada de Chelva (Pliensbachienso-Dogger), que puede alcanzar unos 200 m de potencia en la región.

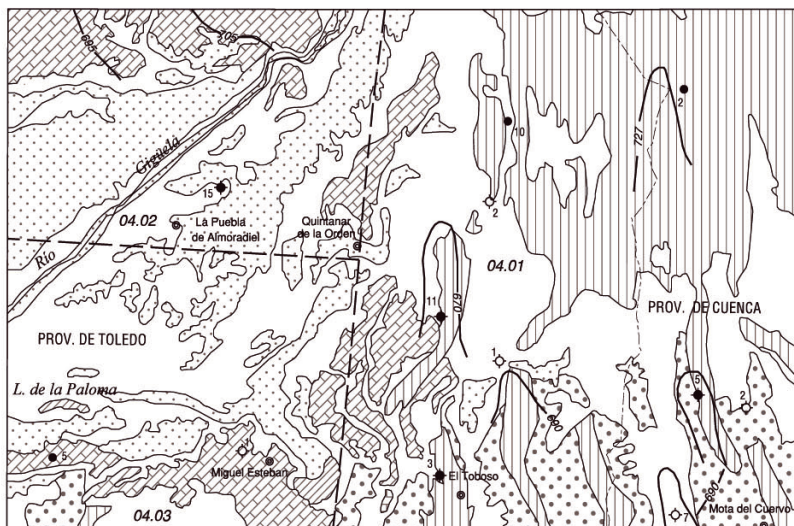
Por su parte, los materiales del Cretácico presentan un acuitardo basal constituido por los sedimentos margosos (*Facies Weald*) y detríticos (*Facies Utrillas*), con unos 20 m de espesor. El resto del sistema lo constituye una alternancia de formaciones dolomíticas, calcáreas y margosas, con unos 90 m de potencia, para concluir con un tramo impermeable de arcillas, margas y yesos de 200 m de espesor, la Fm Villalba de la Sierra, cuya edad es Cretácico terminal-Paleceno.

Estas series se encuentran intensamente plegadas, fracturadas y karstificadas, dando lugar a grandes acuíferos kársticos interconectados cuya transmisividad es de 50 a 1.500 m²/día, con coeficientes de almacenamiento de 0,01 a 0,05 (DGOH-IGME, 1988). El modelado kárstico de la región favorece la generación de dolinas y úvalas que tienen su reflejo superficial en forma de depresiones circulares, rellenas de sedimentos limo-arcillosos, susceptibles de generar lagunas.

Su explotación se realiza mediante sondeos de 30 a 300 m de profundidad y de los que se extraen caudales que oscilan entre 2 a 70 l/s, destinados en más del 80% a cubrir las necesidades de la agricultura de regadío y, en menor medida, al abastecimiento urbano e industrial. Algunos ejemplos de estas explotaciones son los siguientes:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Caudal (l/s)	Uso del agua
21273010	Villanueva de Alcardete (Toledo)	216	677,08		Agricultura
21277003	El Toboso (Toledo)	220	658,46	0,1	Abastecimiento urbano
21277006	idem.	35,2	687,62	12	Agricultura
21277016	Quintanar de la Orden (Toledo)	202	668	69	Agricultura
21277017	El Toboso (Toledo)	60	687,76	5,5	Agricultura
21277022	El Toboso (Toledo)	100	685,66	20	Agricultura
21277024	El Toboso (Toledo)	120	649,8	12	Agricultura
21277025	El Toboso (Toledo)	61	696,6	5,5	Agricultura
21277026	El Toboso (Toledo)	190		4,5	Agricultura
21277027	El Toboso (Toledo)	152	650,5	33,5	Abastecimiento urbano
21278004	Mota del Cuervo (Cuenca)	150	704,62		Abastecimiento urbano

Cuadro 2



LEYENDA

Acuíferos libres o semiconfinados

-  Llanuras aluviales, terrazas y fondos de valle (Cuaternario)
-  Páramo calcáreo-detritico (Mioceno superior-Plioceno)

Acuíferos profundos confinados y acuitardos

-  Terciario Detritico-Evaporítico (Paleógeno-Mioceno medio)
-  Acuífero Paleógeno (Eoceno-Oligoceno)

Acuíferos kársticos semiconfinados o confinados

-  Formaciones carbonatadas del Jurásico y Cretácico

SÍMBOLOS:

-  Sondeos de la red de piezometría del IGME
-  Sondeos de la red de calidad del IGME
-  Otros sondeos con datos de interés hidrogeológico
-  Lagunas y áreas encharcadas
-  Limite entre Unidades Hidrogeológicas
-  Isopiezas con indicación de cota absoluta (msnm)
-  Contactos litológicos
- Unidades hidrogeológicas
 - U.H. 04.01 Sierra de Altomira
 - U.H. 04.02 Lillo - Quintanar
 - U.H. 04.03 Consuegra - Villacañas

Figura 4. Unidades Hidrogeológicas y principales acuíferos distinguidos en la hoja de Quintanar de la Orden (nº 688)

Los **métodos de perforación** recomendados para ejecutar sondeos en los materiales carbonatados anteriormente descritos son los de rotopercusión y percusión. El primero de ellos resulta adecuado, debido a su rapidez, para atravesar rocas compactas (poco fisuradas o karstificadas), pero puede presentar problemas por pérdida del fluido de perforación en formaciones con un elevado volumen de huecos, cosa que no ocurre con la percusión tradicional.

Por tanto y desde el punto de vista técnico, lo ideal sería combinar diferentes sistemas, es decir, comenzar los sondeos perforando a rotopercusión (o bien a rotación, cuando se trate de una cobertera detrítica) para, posteriormente, una vez atravesadas las litologías menos permeables y alcanzado el tramo más poroso (calizas o dolomías karstificadas) aplicar la percusión o rotopercusión.

La **piezometría** de la U.H. Sierra de Altomira es muy variable debido a la intensa compartimentación tectónica que sufren los acuíferos mesozoicos (IGME, 1983b e ITGE, 1991). Oscila entre los 787 msnm en el sector N (T.M. de Los Hinojosos) y los 650 msnm en el sector meridional (T.M. de El Toboso).

Del mismo modo, existen importantes diferencias en la evolución piezométrica de estos acuíferos, en relación con la zona que se considere. Así pues, para el periodo 1975-1995, en los puntos de control situados en los acuíferos del sector septentrional de la hoja (nº 21273002) se observan descensos acumulados de hasta 33 m, mientras que en los piezómetros ubicados en la zona meridional (nº 21277001 y 21278007) se han detectado descensos medios de 0,3 a 3 m/año (ver Figura 5).

Estos valores son la consecuencia de la progresiva explotación de las aguas subterráneas de la U.H. 04.01, debido a la instalación de regadíos en zonas agrícolas consideradas tradicionalmente como de secano, a lo que se une el periodo de descensos pluviométricos sufrido durante el final de la década de los 80 y el inicio de los 90.

Por otra parte, resulta significativo el comportamiento del piezómetro nº 21278002 (T.M. de Mota del Cuervo), en el que tras producirse descensos de más de 55 m durante el intervalo 1991-96, presenta una rápida recuperación hasta alcanzar en la actualidad los niveles que mostraba al comienzo de la serie (año 1979). Observando la evolución piezométrica de dicho intervalo se aprecia claramente la influencia de los periodos de lluvia y sequía (que coincide con la época de riegos) a lo largo del año, y sus efectos en la recarga y descarga de estos acuíferos.

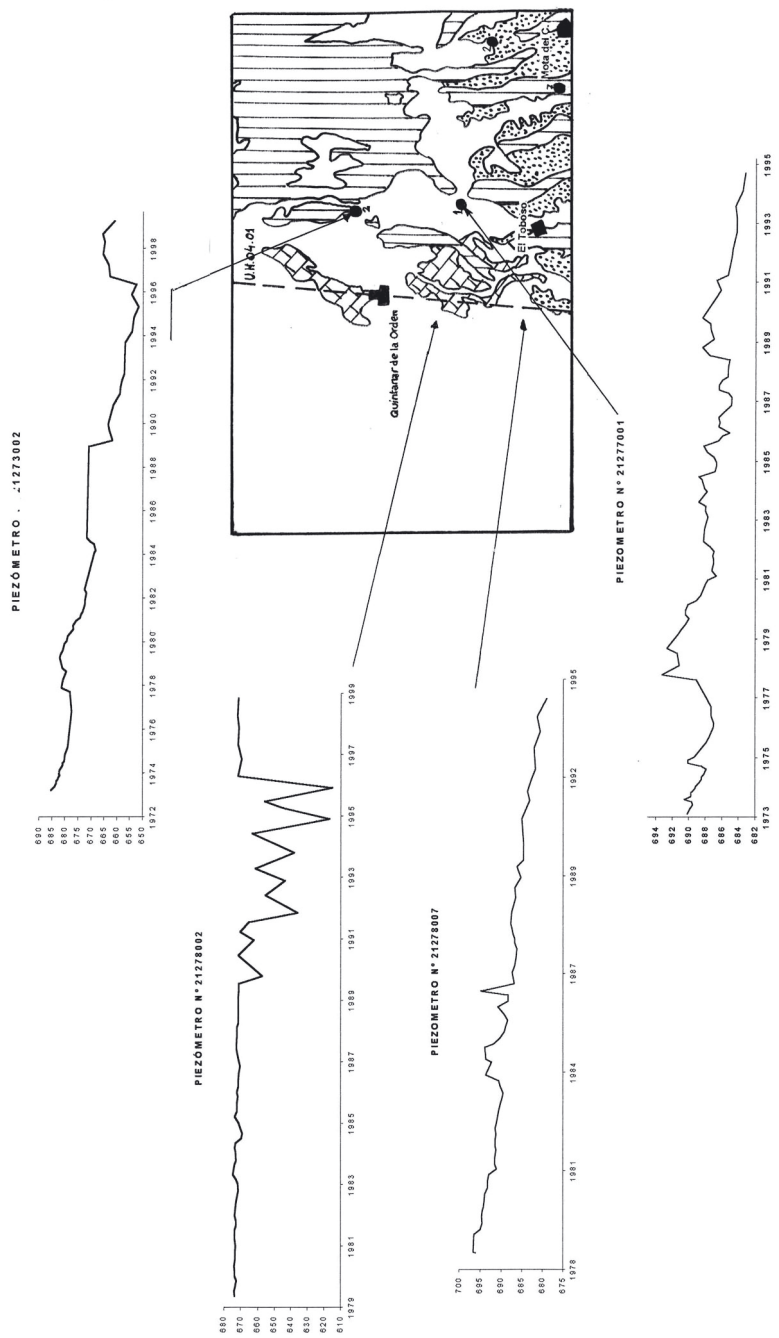


Figura 5. Evolución piezométrica de la U.H. 04.01 Sierra de Altomira dentro de la hoja de Quintanar de la Orden (n° 688)

En cuanto a la **calidad química** de las aguas subterráneas de la unidad, predominan las facies sulfatadas cálcicas, siendo frecuente detectar la facies bicarbonatada cálcica. Se trata de aguas duras (590-600 mg/l CaCO_3), con una mineralización importante, con conductividad superior a 1.000 $\mu\text{S/cm}$.

Como ejemplo de característico de la composición de estas aguas se exponen a continuación los valores analíticos medios del punto de control de la red de calidad del IGME nº 21267001, para el periodo 1980-99.

En el Cuadro 3 se expone la composición media de los tres puntos de control de la Red de Calidad del IGME ubicados dentro del sector de esta U.H. comprendido en la hoja de Quintanar de la Orden:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl^-)	50	mg/l
Sulfatos (SO_4)	294	mg/l
Bicarbonatos (HCO_3)	275	mg/l
Nitratos (NO_3)	39	mg/l
Sodio (Na^+)	20	mg/l
Magnesio (Mg^{++})	48	mg/l
Calcio (Ca^{++})	144	mg/l
Potasio (K^+)	6	mg/l
pH	7,6	mg/l
Conductividad a 20°C	1.025	$\mu\text{S/cm}$
Residuo seco	720	mg/l

Cuadro 3

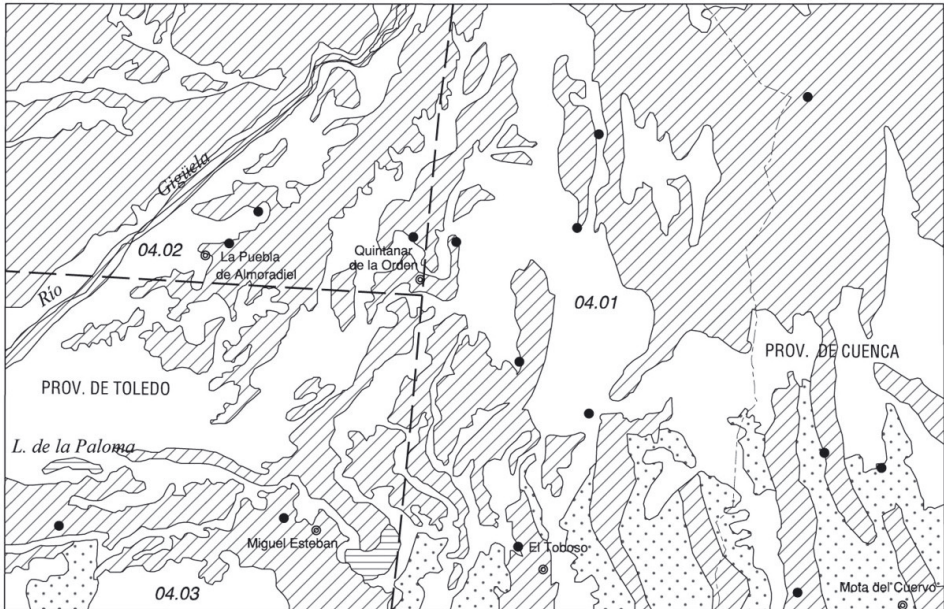
En general, las aguas de esta U.H. son aptas para el consumo humano (ITGE, 1996), excepto en las zonas donde se superan las concentraciones máximas admitidas en cuanto a sulfatos (250 mg/l) y nitratos (50 mg/l) en la Reglamentación Técnico-Sanitaria (BOE, 1990), salvo que no existan otras más aptas para este uso. Se aprecia una mayor mineralización en el sector occidental de la hoja, especialmente en el término municipal de El Toboso (punto nº 21277003), donde destacan las altas concentraciones de sulfatos y nitratos (516 y 56 mg/l, respectivamente) detectados en los análisis realizados en el año 1999, lo que las convierte en no aptas para el

consumo humano. En cuanto a los usos agrícolas, estas aguas suelen ser adecuadas para el riego, hallándose clasificadas en los grupos C₁S₁ y C₂S₁.

Las altas concentraciones de nitratos en estas aguas subterráneas son la consecuencia del empleo excesivo de fertilizantes nitrogenados en la agricultura de regadío, por lo que debe restringirse el uso de estos abonos a las estrictas necesidades de los cultivos, de forma que las cantidades de estos productos lixiviadas a través del suelo sean mínimas.

Los acuíferos kársticos desarrollados en las formaciones mesozoicas y terciarias presentan una **vulnerabilidad** elevada (Figura 6), de cara a la alteración de la calidad de sus aguas por la infiltración de lixiviados contaminantes desde la superficie hasta la zona saturada, especialmente en las zonas donde se comportan como libres. Por ello, se recomienda restringir el uso del suelo en las áreas donde el sustrato calcáreo se halla más próximo a la superficie, limitando la instalación de industrias y explotaciones ganaderas potencialmente contaminantes. Asimismo, todos los sondeos dedicados al abastecimiento de núcleos urbanos deberán contar con sus correspondientes perímetros de protección.

MAPA DE VULNERABILIDAD



GRADO DE VULNERABILIDAD:

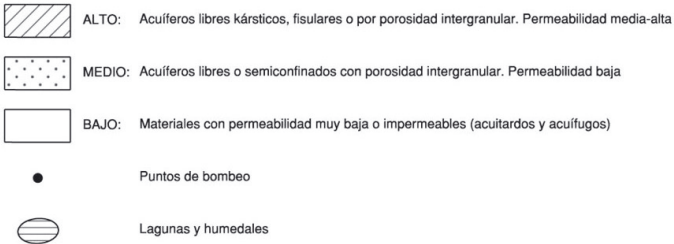


Figura 6. Mapa de vulnerabilidad ante la contaminación de los niveles acuíferos comprendidos en la hoja a escala 1:50.000 de Quintanar de la Orden (nº 688)

7.1.3.2. Unidad Hidrogeológica 04.02. Lillo - Quintanar

Esta unidad hidrogeológica tiene una superficie aproximada de 1.100 km², de los que unos 800 km², corresponden a afloramientos de materiales permeables. Coincide parcialmente con el sistema acuífero nº 20, “Terciario detrítico-calizo del norte de La Mancha” y se sitúa a caballo entre las cuencas del Tajo y Guadiana, presentando la mayor parte de su superficie dentro de ésta última.

Se trata de una U.H. compleja en la que pueden distinguirse dos tipos principales de acuíferos, los formados por materiales detríticos (triásicos, miocenos y pliocuaternarios) y los de origen kárstico, desarrollados en materiales carbonatados del Mioceno superior (acuífero del Páramo). Todos ellos pueden funcionar como acuíferos libres o confinados y se hallan interconectados o colgados, dependiendo de su disposición estructural y de que se encuentren aflorantes o cubiertos por formaciones de baja permeabilidad (Keuper o Terciario Detrítico-Evaporítico).

Dentro de esta hoja, la U.H. 04.02 ocupa una superficie total de unos 111 km², en los que más del 70% están cubiertos por materiales permeables correspondientes a las terrazas y llanura aluvial del río Cigüela, que la atraviesa en sentido NE-SO, y al Acuífero del Páramo.

La base impermeable de estos acuíferos la constituyen las series denominadas *Terciario Detrítico-Evaporítico*, compuestas por margas, arcillas, yesos, limos, areniscas y conglomerados (Mioceno inferior-medio) que, si bien pueden dar lugar, a su vez, a acuíferos profundos confinados, en conjunto se comportan como un acuitardo, tal como se ha descrito en el apartado anterior.

Los parámetros hidráulicos medios para los acuíferos de la U.H. 04.02, calculados mediante ensayos de bombeo efectuados en diversos pozos, indican una transmisividad que varía entre 50 y 750 m²/día y un coeficiente de almacenamiento (porosidad eficaz en acuíferos libres) del 8 al 15% (DGOH-IGME, 1988).

La recarga del sistema se efectúa por infiltración directa del agua de lluvia y, en menor medida, por infiltración desde los ríos, que se comportan como perdedores durante el estiaje, y por los retornos de riego. Dicha recarga se cifra en unos 23 hm³/año.

Por otra parte, su descarga hacia los cursos citados se produce a través de manantiales que desaguan en los ríos que discurren por el área de esta U.H. como son el Cigüela y Riansares, especialmente al N de la hoja de Quintanar.

La demanda de agua para consumo humano y regadíos (3.800 ha) en esta unidad, junto con la de Consuegra-Villacañas asciende a 24 hm³/año, de los cuales más del 70% se satisfacen mediante aguas subterráneas.

A continuación se describen en las propiedades hidráulicas de las series que forman los acuíferos más importantes de esta U.H. en la presente hoja:

– Acuíferos aluviales y terrazas

Están constituidos en esta hoja por las terrazas medias y bajas del río Cigüela, de edad Pleistoceno inferior y medio, y por los depósitos de la llanura aluvial de dicho río. Las primeras están compuestas por arenas y gravas, mientras que en las segundas predominan las litologías arenosas y limosas.

Desde el punto de vista hidrogeológico interesan las terrazas, que constituyen acuíferos libres de alta permeabilidad en las dos márgenes del Cigüela, con una superficie de afloramiento total de unos 55 km².

La potencia de estos depósitos no suele superar los 15 m y su explotación se efectúa mediante pozos de gran diámetro, excavados hasta alcanzar el techo impermeable del Terciario Detrítico-Evaporítico. Los caudales extraídos se emplean en su mayor parte en la agricultura y para el abastecimiento a núcleos urbanos (menos del 10%).

– Acuífero del Páramo

Los materiales que lo forman se incluyen en la unidad litoestratigráfica del Páramo o Unidad Terminal (Mioceno medio-superior), que culmina la etapa de relleno neógeno en este sector de la Cuenca del Tajo. Litológicamente, está compuesta por materiales detríticos en la base, areniscas amarillas, que pasan hacia techo y lateralmente a margas, y éstas finalmente a niveles de calizas. El espesor total del conjunto es variable, no superándose habitualmente los 20 a 30 m en esta hoja.

Los dos bancos calcáreos, tienen un alto porcentaje de huecos de origen sinsedimentario (debidos a bioturbación) y/o secundario, por disolución y/o karstificación. Estos constituyen los niveles permeables más destacados, cuya transmisividad es de 500 m²/día, con caudales específicos medios de 5,45 l/s/m (IGME, 1979).

El acuífero constituido por estas formaciones se comporta como libre o semiconfinado y se explota mediante pozos de gran diámetro, de 5 a 9 m de profundidad, o bien empleando pequeños sondeos o combinaciones pozo-sondeo de 20 a 40 m de profundidad. Algunos ejemplos de estas explotaciones son los siguientes:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Caudal (l/s)	Uso del agua
21272027	Quintanar de la Orden (Toledo)	35	690,14	14	Agricultura (pozo-sondeo)
21272030	Ídem.	40	691,30	3	Agricultura
21272031	Ídem.	20	690,30		Agricultura
21272034	Ídem.	30	691,30		Agricultura

Cuadro 4

– Acuíferos detríticos profundos:

En este apartado se incluyen una amplia gama de materiales de naturaleza detrítica o terrígena, correspondientes al Triásico y Mioceno inferior-medio (Terciario Detrítico-Evaporítico). El conjunto se comporta como semipermeable, pudiendo localizarse niveles acuíferos en tramos de areniscas y conglomerados.

Estas formaciones pueden alcanzar una potencia de 500 a 600 m. y los niveles permeables no afloran en el ámbito de esta hoja (se hallan confinados) pero pueden ser alcanzados mediante sondeos de investigación o explotación de aguas subterráneas de más de 200 m de profundidad, como sucede en los siguientes casos:

Número de inventario (ITGE)	Término municipal	Profundidad total del sondeo (m)	Cota del terreno (m.s.n.m.)	Cota piezométrica (m.s.n.m.)	Uso del agua
21272001	Villanueva de Alcardete (Toledo)	238	738	727,50	Ninguno
21272005	Quintanar de la Orden (Toledo)	286	700	600	Ninguno
21272015	La Puebla de Almoradiel (Toledo)	200	700	614,20	Abastecimiento a núcleo urbano
21272034	Ídem.	312	697	----	Ninguno

Cuadro 5

La mayor parte de estos sondeos se encuentran abandonados, debido en unos casos a la elevada profundidad de la cota piezométrica, lo cual incrementa notablemente el precio del agua extraída y, por otra parte, a la calidad de dichas aguas.

En el cuadro que se expone a continuación se reflejan los valores medios de los análisis efectuados en el punto nº 21272015, correspondiente a la Red de Calidad del IGME, durante el periodo 1977-99:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	206	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	1.816	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	184	mg/l
Nitratos (NO ₃)	41	mg/l
Sodio (Na ⁺)	77	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	221	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	518	mg/l
Potasio (K ⁺)	12	mg/l
pH	7,7	mg/l
Conductividad a 20°C	3.700	μS/cm
Residuo seco	2.600	mg/l

Cuadro 6

A la vista de estos datos, se puede concluir que estos acuíferos profundos presentan aguas de la facies sulfatada cálcica y/o magnésica, con una mineralización y dureza muy altas (conductividad entre 1.500 y 5.000 μS/cm) y poco recomendables tanto para el consumo humano, como para el riego. Sobre este último aspecto, cabe señalar que se trata de aguas del tipo C₃S₁ (puntualmente incluso C₄S₁), que evidencian un riesgo alto a muy alto de salinización de suelos (ITGE, 1996).

7.1.3.3. Unidad Hidrogeológica 04.03. Consuegra - Villacañas

La Unidad Hidrogeológica Consuegra-Villacañas tiene una superficie total de 1.400 km², incluidos en su mayor parte en la provincia de Toledo y, en menor medida, en la de Ciudad Real, desarrollándose a ambos lados de la divisoria entre las cuencas del Tajo y Guadiana. A esta última corresponde la zona estudiada dentro de la hoja de Quintanar de la Orden, con una superficie total de 117 km², de los que alrededor del 60% corresponden a afloramientos de materiales permeables correspondientes al Acuífero del Páramo y a las terrazas y llanura aluvial del río Cigüela.

La base impermeable de estos acuíferos la constituyen las series denominadas *Terciario Detrítico-Evaporítico*, compuestas por margas, arcillas, yesos, limos, areniscas y conglomerados (Mioceno inferior-medio) que, si bien pueden dar lugar, a su vez, a acuíferos profundos confinados o semiconfinados en formaciones paleozoicas o mesozoicas subyacentes, en conjunto se comportan como un acuitardo.

En la esquina SO de la hoja (Cerro Pedregoso) afloran las formaciones carbonatadas del Cretácico superior y las series conglomeráticas del Eoceno-Oligoceno, que las fosilizan. Estos afloramientos constituyen el límite de extensión occidental de las unidades de la Sierra de Altomira. Sus características hidrogeológicas ya han sido descritas apartados precedentes por lo que no es preciso redundar en ellas.

La explotación de aguas subterráneas en este sector de la hoja se centra fundamentalmente en los acuíferos libres desarrollados en los materiales carbonatados y detríticos del Mioceno medio-superior (*Unidad del Páramo*) y del Cuaternario (*aluviales y terrazas del Cigüela*), respectivamente.

Las obras de captación más habituales para dichos acuíferos son los pozos de gran diámetro, con profundidades que oscilan entre 2,5 y 16 m. Los caudales extraídos se utilizan en agricultura de regadío, para lo cual se encuentran clasificadas dentro de los tipos C₁S₁ y C₂S₁, presentando un riesgo de salinización y alcalinización de suelos bajo a medio (ITGE, 1996).

De acuerdo con los datos analíticos disponibles, las aguas del acuífero del Páramo presentan en este sector de la U.H. una mineralización y dureza intermedias y se pueden encuadrar dentro de la facies bicarbonatada cálcica.

Una muestra de la composición media de estas aguas se refleja en el cuadro siguiente:

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	123	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	278	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	187	mg/l
Nitratos (NO ₃)	42	mg/l
Sodio (Na ⁺)	29	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	38	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	175	mg/l
Potasio (K ⁺)	2	mg/l
pH	7,7	mg/l
Conductividad a 20°C	1.235	μS/cm
Residuo seco	775	mg/l

Cuadro 7

Las explotaciones de los acuíferos detríticos aluviales se centran en la llanura de inundación del río Cigüela y su mineralización es más elevada que en el caso anterior (conductividad superior a 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), especialmente por las concentraciones de sulfato y magnesio. Esto es debido probablemente al lavado de formaciones yesíferas miocenas por el citado río y sus afluentes dentro del territorio de la U.H. 04.02.

Los acuíferos profundos confinados bajo el Terciario Detrítico-Evaporítico, no están sometidos a explotación en este sector. Solamente se conoce la existencia de tres sondeos de más de 200 m de profundidad que actualmente solo se emplean para investigación.

El punto nº 21276001, situado al O de Miguel Esteban (Toledo), tiene 302 m de profundidad y está incluido en la Red de Piezometría del IGME, por lo que ha permitido analizar la evolución de los niveles piezométricos en esta unidad, observándose unos descensos medios de 0,27 m/año durante los años 1973-93 (Figura 7), con un total acumulado para todo el periodo de unos 5,5 m.

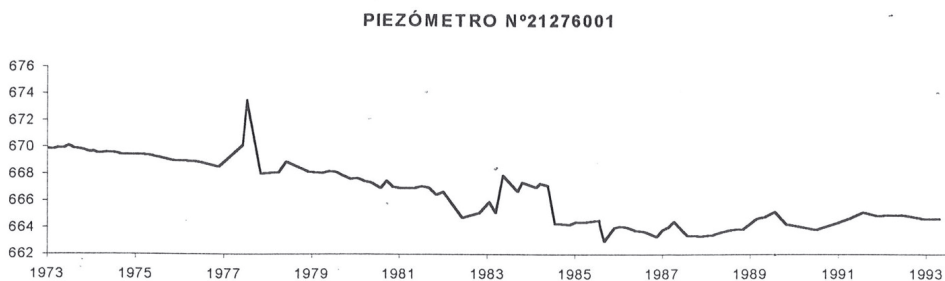


Figura 7. Evolución piezométrica de la U.H. 04.03 Consuegra-Villacañas, dentro de la hoja de Quintanar de la Orden (nº 688)

En cuanto a los riesgos potenciales de contaminación, hay que señalar que los acuíferos libres (detríticos y carbonatados) de las UU.HH. Lillo-Quintanar y Consuegra-Villacañas presentan un valor elevado de cara a las posibilidades de infiltración de lixiviados de origen agropecuario, industrial o urbano.

Por el contrario, los acuitardos del *TDE* y los acuíferos profundos confinados o semiconfinados por ellos presentan una vulnerabilidad baja, por hallarse protegidos de posibles infiltraciones superficiales. Sin embargo, la calidad de sus aguas puede encontrarse alterada de modo natural por la influencia de la composición mineralógica de las formaciones que constituyen tales acuíferos.

7.2. RECURSOS MINERALES

7.2.1. Rocas y Minerales Industriales

La Hoja de Quintanar de la Orden presenta un total de 8 indicios mineros y únicamente las calizas, dolomías y arenas han sufrido procesos extractivos de cierta importancia, bien como áridos de trituración y áridos naturales respectivamente. Todas estas explotaciones menos una se encuentran actualmente abandonadas, lo que hace que la Hoja sea bastante pobre en lo que a explotaciones mineras se refiere.

Con respecto a las **calizas y dolomías**, empleadas en la obtención de áridos de trituración, existen 5 explotaciones, de las cuales 4 se encuentran actualmente abandonadas y 1 activa. Estas explotaciones, de tamaños que oscilan entre pequeños a grandes, están asociadas en su gran mayoría, a las calizas micríticas, oolíticas y bioclásticas de la Fm Carbonatada de Chelva del Jurásico (Pliensbachense–Dogger) y a dolomías, margas y limos dolomíticos de las Fm Chera, Alataz y Villa de Ves del Cretácico (Cenomaniense), todo ello situado en la mitad oriental de la Hoja, extendiéndose a lo largo de los municipios de Mota del Cuervo y Villamayor de Santiago de la provincia de Cuenca, y Villanueva de Alcardete y El Toboso de la provincia de Toledo.

La mayoría de las explotaciones citadas anteriormente eran de carácter familiar, extrayendo el material de forma manual. Actualmente el terreno está dedicado al cultivo de la vid.

El otro sector representado en la Hoja es el de los áridos naturales, con 3 explotaciones de **arenas**, las cuales se encuentran abandonadas en la actualidad. Estas explotaciones de pequeño tamaño, aprovecharon en su momento las arenas de la Fm Arenas de Utrillas del Cretácico (Albiense) para su utilización como áridos naturales. Esta formación se encuentra representada en la mitad oriental de la Hoja, en los municipios de Los Hinojosos y Mota del Cuervo de la provincia de Cuenca.

Al igual que la mayor parte de las explotaciones de caliza, estos indicios mineros se encuentran cubiertos por campos de cultivo.

Un resumen de lo expuesto anteriormente queda reflejado en el cuadro siguiente:

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica ¹	Aplicación	Tipo Expl ²	Tamaño ³
1	508350	4373550	La Vereda ⁴	Clz	Mota del Cuervo	Cuenca	Jurásico (Pliensbachienso-Dogger)	1	Áridos de trituración	EA	G
2	511975	4387760	----	Are	Los Hinojosos	Cuenca	Cretácico (Albiense)	4	Áridos naturales	EB	-
3	511150	4374598	----	Are	Mota del Cuervo	Cuenca	Cretácico (Albiense)	4	Áridos naturales	EB	P
4	512098	4372922	----	Are	Mota del Cuervo	Cuenca	Cretácico (Albiense)	4	Áridos naturales	EB	P
5	511536	4389477	----	Clz	Villamayor de Santiago	Cuenca	Jurásico (Pliensbachienso-Dogger)	1	Áridos de trituración	EB	M
6	505600	4388550	Cantera del Rey	Clz	Villanueva de Alcardete	Toledo	Cretácico (Cenomanienso)	5	Áridos de trituración	EB	P
7	502875	4383350	----	Clz	El Toboso	Toledo	Jurásico (Pliensbachienso-Dogger)	1	Áridos de trituración	EB	-
8	505675	4383500	----	Clz	El Toboso	Toledo	Jurásico (Pliensbachienso-Dogger)	1	Áridos de trituración	EB	-

Cuadro 8

¹. Numeración empleada en la Cartografía MAGNA de la Hoja nº 688

³. G = grande; M = mediana; P = pequeña

². EA = explotación activa; El = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio

⁴. Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración

Abreviaturas de las sustancias: Are = Arena
Clz = Caliza

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (P.I.G.)

Ante la preocupación manifestada por las administraciones públicas por la protección de la Naturaleza, y concretamente de las localidades de interés geológico en 1978, el IGME decidió poner en marcha el inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Los fines perseguidos con este proyecto pueden resumirse como sigue:

- Conocimiento de un patrimonio, hasta hoy poco conocido.
- Creación de archivos de documentación.
- Conservación organizada de este patrimonio.
- Aprovechar, sistematizándola, gran cantidad de información obtenida en la realización del MAGNA y otras actividades geológicas.
- Propiciar el conocimiento y conservación de la Naturaleza.
- Proporcionar material didáctico para la enseñanza.
- Fomentar la investigación de enclaves de interés geológico, lo que conlleva un mayor conocimiento de nuestra geología.

Uno de los objetivos de la realización de este inventario, es el establecimiento de una red de estaciones susceptible de organizar en itinerarios, que permitan reconocer las características de cada región geológica.

8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS P.I.G.

Teniendo en cuenta las características generales de la Hoja, además de un conocimiento más amplio de la geología de la Hoja por parte de los técnicos que han participado en su elaboración, se ha establecido una selección de posibles P.I.G., siempre usando un método directo de subjetividad aceptado por todos (CLAVER, I. *et al.*, 1984).

Para cada P.I.G. se ha confeccionado una ficha resumen que facilita su lectura, esta ficha se completa con descripciones más detalladas del punto, así como de fotografías y/o diapositivas. Todo este material se ha agrupado adjuntándose con la documentación complementaria de la Hoja.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ALBÉNIZ, M.A. Y BRELL, J.M. (1977). "Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira". *Estudios geol.*, 33, 131-139.
- ALBERDI M.T.; HOYOS. M.; JUNCO, F.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; MORALES, I.; SESÉ.C. Y SORIA, D., (1983) "Biostratigraphic et evolution sedimentaire de l'aire de Madrid". *Abstract Interim Coll. on Mediterranean. Neogene Continental Paleoclimatic Evolution. Montpellier, Abril:* 18-23.
- ALFARO, J.A.; CABRA, J. Y SORIA, J.M. (1991). "Neotectonics and associated seismicity in the southeastern border of the meseta Ibérica and its connection with the Betic Ranges". *Pub. I.G.N.*, ser. Mon., 8, 283-299.
- ALÍA, M.; PORTERO, J.M. Y MANTÍN, C. (1973). "Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neógeno y Cuaternario". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 71: 9-20.
- ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1993). "Paleomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid Basin (central Spain)". En: *Alluvial sedimentation* (M. Marzo and C. Puigdefabregas, eds.), *Spec. Publ. Int. Ass Sed.*, 17, 227-292.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. Y VEGAS, R., (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la cadena ceitibérica". *Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. Acta Geol. Hispánica*, 14: 174-177.
- ANTUNES, M.T.; CALVO, J.P.; HOYOS, M.; MORALES, S.; ORDÓÑEZ, S.; PAIS, J. Y SESÉ, C., (1987). "Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta y Baja del río Tajo)". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 85- 102.
- ARANDILLA, et al., (1976). "Memoria y mapa geológico a escala 1: 50.000, Hoja nº 659, (LILLO)". *2ª serie, IGME, Madrid*.
- ARRIBAS, M.E. (1982). "Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NW)". *Estudios Geol.*, 38, 27-41.
- ARRIBAS, M.E., (1985). "Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del Sector NW de la Cuenca del Tajo". Tesis Doctoral. *Universidad Complutense de Madrid*. 444 p.
- ARRIBAS, M.E. (1986 a). "Petrología y análisis secuencial del Paleógeno del sector N de la Cuenca del Tajo". *Cuad. Geol. Ibérica*, 10, 295-334.
- ARRIBAS, M.E. (1986 b). "Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector N de la Cuenca Terciaria del Tajo (prov. de Guadalajara)". *Estudios Geol.*, 42, 103-116.
- ARRIBAS, J. Y ARIBAS, M.E. (1991). "Petrographic evidence of different provenance in two alluvial fan systems (Paleogene of the northern Tajo Basin, Spain)". En: *Developments in*

Sedimentary Provenance Studies. (Morton, A. C., Todd, S. P. y Haughton, P. D. W. eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 57, 263-271.

- BANDA, E. Y SANTANACH, P. (1992). "The Valencia trough (western Mediterranean): an overview". *Tectonophysics*, 208, 183-202.
- BARTRINA, T.; HERNÁNDEZ, E. Y SERRANO, A. (1990). "Estudio de subsuelo del Trias salino en la Depresión Intermedia". En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante* (F. Ortí y J.M. Salvany Eds.), *ENRESA - Univ. Barcelona*: 232-238.
- CALVO, J.P.; ALONSO, A.M. Y GARCÍA DEL CURA, M.A., (1986). "Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid Basin". *Geogaceta*, 1: 25-28.
- CALVO, J.P.; ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; ALONSO, A.M.; SÁENZ, E. Y RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. (1989).- "Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid". *Acta Geológica Hispánica*, 24: 281-298.
- CALVO, J.P.; JONES, B.F.; BUSTILLO, M.; PORT, R.; ALONSO, A.M. Y KENDALL, C., (1990). "Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, Central Spain". *Applied Geochemistry* (en prensa).
- CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. Y ALONSO ZARZA, A.M. (1991). "Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno". *Com. del I cong. del Grupo Español del Terciario*, 55-58.
- CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; ORDÓÑEZ, S.; RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. Y SANZ MONTERO, M.E. (1996). C3. "Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints". *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds.), *Cambridge University Press*, 272-277.
- CAPOTE, R. Y CARRO, S. (1968). "Existencia de una Red Fluvial Intramiocena en la Cuenca del Tajo". *Estud. Geol.*, 26: 1-15.
- CAPOTE, R. Y CARRO, S. (1970). "Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)". *Estudios Geol.*, 26, 1-15.
- CAPOTE, R. Y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1978). "La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo". *Bol. Geol. y Min.*, 89, 114-122.
- CLAVER, L.; AGUILLO, M.; ARAMBURU, M.P.; AYUSO, E.; BLANCO, A.; CALATAYUD, 1; CEÑAL, M.A.; CIFUENTES, R.; ESCRIBANO, R.; FRANCES, E.; GLARIS, G.; GONZÁLEZ, S.; LACOMA, E.; MUÑOZ, C.; ORTEGA, C.; OTERO, S.; RAMOS, A. Y SAIZ DE OMEÑACA, M.G. (1984). "Guía para la elaboración de estudio del medio físico. Contenido y metodología". *Manuales CEOTMA nº 3, MOPU, Madrid*, 572 pp.
- CRUSAFONT, M. Y AGUIRRE, E. (1973). "El Arenoso (Carrascosa del Campo, Cuenca): primera fauna española del Estampiense superior". *Bol. R. Soc. Esp. Hist.Nat. (Geol.)*, 71, 21-28.

- DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M.; LACOMBA, J.I. Y ÁLVAREZ, M.A. (1989). "Upper Oligocene micromammals from Pareja, Loranca Basin, prov. Guadalajara, Spain". *Scripta Geol.*, 89, 27-56.
- DE VICENTE, G., (1988). "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*. 317 p.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. Y RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. (1996 a). C1. "Structure and Tertiary evolution of the Madrid basin". En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds), Cambridge University Press, 263-267.
- DE VICENTE, G.; CALVO SORANDO, J.P. Y MUÑOZ MARTÍN, A. (1996 b). C2. "Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin". "En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*, (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds), Cambridge University Press, 268-271.
- DE VICENTE, G.; GINER J.L.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GONZÁLEZ CASADO, J. M. Y LINDO, R. (1996 c). "Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain". *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- DEWEY, J.F.; HELMAN, M.L.; TURCO, E.; HUTTON, D.H.W. Y KNOTT, S.D. (1989). "Kinematics of the western Mediterranean". En: *Alpine tectonics*. (Coward, M. P., Dietrich, D. y Park, R.G. eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 265-283.
- DGOH-IGME (1988). "Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Tajo y 04 Cuenca del Guadiana". *Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas*. Inédito
- DÍAZ MOLINA, M. (1974). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Estudios Geológicos*, 30, 63-67.
- DÍAZ MOLINA, M.; ARRIBAS MOCOROA, J. Y BUSTILLO REVUELTA, M.A. (1989). "The Tortola and Villalba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, central Spain". *4th. International Conference on Fluvial Sedimentology, Barcelona-Sitges, Spain. Filed Trip 7*, 74 pp.
- DÍAZ MOLINA, M.; LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A. (1999). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 633 (Palomares del Campo) del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000. 2ª Serie (MAGNA)". *ITGE*.
- DÍAZ MOLINA, M. Y TORTOSA, A. (1996). "Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain". En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P. F. and Dabrio, C. J eds.), Cambridge University Press, 300- 307.
- FERNÁNDEZ CALVO, C. (1982). "Sedimentología y Diagénesis del Cretácico Superior de la Mancha (Prov. de Cuenca)". *Tesis Doctoral, edit. Complutense Madrid*, 299 pp.

- FERNÁNDEZ CALVO, C. (1986). "Características sedimentológicas de la plataforma carbonatada cenomaniense de La Mancha (Prov. de Cuenca)". *IX Congr. Nac. de Sedimentología (Salamanca)*, vol. II, 463-473.
- FERNÁNDEZ CALVO, C.; YÉBENES, A. Y DE LA PEÑA, J.A. (1979). "Estudio petrológico y sedimentológico del Cretácico superior en la transversal Mota del Cuervo-Alarcón (Provincia de Cuenca)". *Estudios Geol.*, 35, 219-229.
- FONTBOTÉ, J.M. Y RIBA, O. (1956). "Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo". *Nota Comun. IGME*, 44, 3-39.
- FORNES AZCOITI, J.M^a. (1994). "Hidrogeología de algunas lagunas de Castilla-La Mancha". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 315 pp.
- FRIEND, P.F. & DABRIO, C.J. (1996). "Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics". *Cambridge University Press*, 400 pp.
- GAIBAR-PUERTAS, C. Y GEYER, O. (1969). "Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Ibérica". *Bol. Geol. y Min.*, LXXX-I, 1-44.
- GARCÍA ABBAD, F. (1975). "Estudio geológico de la región del pantano de Alarcón". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 475 pp.
- GARCÍA ABBAD, F. (1978). "Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica". *Estudios Geol.*, 34, 215-229.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; RUIZ, G.; GIL, J. Y CARENAS, B. (1996). "Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turonense medio) en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional". *Geogaceta*, 20 (1), 119-122.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. Y REJA GARRIDO, A. (1994). "Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías". *Ed. Dossat 2000, Madrid*. 410 pp.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SEGURA, M. Y GARCÍA, A. (1997). "El Cretácico del borde septentrional de la rama castellana de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2), 39-53.
- GINER, J.L. (1993). "Neotectónica del borde oriental de la Cuenca de Madrid". *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*, 300 pp.
- GINER, J.L. (1996). "Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 250 pp.
- GÓMEZ, J.J. (1979). "El Jurásico del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía, Ser. Mon.*, 4, 683 pp.

- GÓMEZ, J.J. Y GOY (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas, del Sector Central Levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geol.*, 35, 569-598.
- GÓMEZ, J.J.; DÍAZ MOLINA, M. Y LENDÍNEZ, A. (1996). "Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, Central Spain): a 'non-sequenced' foreland basin". En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds.)*, Cambridge University Press, 285-294.
- GOY, A.; GÓMEZ, J.J. Y YÉBENES, A. (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades litoestratigráficas". *Estudios geológicos*, 2, 391-243.
- GUIMERÁ, J. Y ÁLVARO, M. (1990). "Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la chaîne Cotière catalane (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. de France*, 2, 339-348.
- HERRAIZ, M.; DE VICENTE, G.; LINDO-ÑAUPARI, R.; GINER, J.; SIMÓN, J.L.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; VADILLO, O.; RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A.; CICUÉNDEZ, J.I.; CASAS, A.; CABAÑAS, L.; RINCÓN, P.; CORTÉS, A.L.; RAMÍREZ, M. Y LUCINI, M. (2000). "The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula". *Tectonics*, vol. 19, nº 4, 762-786.
- IGME (1979). "Sistema acuífero nº 20. Memoria del SE de La Mancha de Toledo". *Informe Técnico nº 5*.
- IGME (1980). "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Alta y Media del Guadiana. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". *Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid*. 66 pp. y 1 plano.
- IGME (1983a). "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". *Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid*. 72 pp. y 19 planos.
- IGME (1983b). "Evolución piezométrica de los acuíferos en la Cuenca Alta del Guadiana". *Análisis del periodo 1974-81. Primer informe. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid*.
- IGME: *Base de Datos Aguas*.
- ITGE (2000). "Unidades Hidrogeológicas de España". *Mapa y Datos Básicos*
- ITGE (1990). "Documentos sobre la Geología del subsuelo de España". *Tomo III (Madrid-Depresión Intermedia)*.
- ITGE (1991). "Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 54 (Campo de Criptana)". *Segunda edición*.

- ITGE (1992). "Capítulos IX (Cuenca del Tajo) y X (Cuenca del Guadiana)". En: *"Las Aguas Subterráneas en España". Informe de Síntesis. Segunda edición*, pp. 217-253.
- ITGE (1995). "Informe técnico para la mejora del abastecimiento público de agua potable en la localidad de los Hinojosos (Cuenca)". *Informe inédito*.
- ITGE (1996). "Calidad química de las aguas subterráneas en España, periodo 1982-1993". *Cuenca del Guadiana*. 64 pp y 7 planos.
- ITGE (1996). "Informe final de los sondeos para abastecimiento de agua al municipio de los Hinojosos". *Informe inédito*.
- JUNCO, F. Y CALVO, J. P. (1983). "Cuenca de Madrid". *Geología de España, II. IGME*: 534-543.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; AGUSTÍ, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J; PORTERO. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. Y TORRES, T., (1987). "Approach to the spanish continental neogene Synthesis and paleoclimatic interpretation". *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, 70: 383-391.
- MANERA BASSA, A. (1981). "Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira". *Estudios geol.*, 37, 233-243.
- MAPA (1988a). "Caracterización agroclimática de la provincia de Ciudad Real". *Dirección General de la Producción Agraria*, 197 pp.
- MAPA (1988b). *Caracterización agroclimática de la provincia de Cuenca. Dirección General de la Producción Agraria*, 199 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid". *Estudios Geol.*, 36, 247-253.
- MARTÍNEZ PEÑA, I. (1956). "El sistema Cretáceo sobre la mesa manchega (Cuenca-Ciudad Real-Guadalajara)". En: *El Cretáceo en España, Mem. Del IGME (reed. 1979)*, t. LVII, 161-174.
- MAZO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. Y AGUIRRE, E. (1990). "Las faunas pleistocenas de Fuensanta del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario Manchego". *Bol. Geol. Min.*, 101: 404-418.
- MELÉNDEZ, F. (1972). "El Cretácico superior-Terciario inferior de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira". *Ensayo de correlación. Acta Geol. Hisp.*, t. VII, nº 1, 12-14.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 3: 7-106.
- MONTES M.; BEAMUD B.; GARCÉS M. Y CALVO, J.P. (2006). "Magnetoestratigrafía de las unidades Inferior e Intermedia de la cuenca de Madrid". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 281-298.

- MORILLO-VELARDE GÓMEZ-BRAVO, M.J. Y MELÉNDEZ HEVIA, F. (1979). "El Jurásico de la Alcarria-La Mancha". *Cuad. Geol.*, 10, 149-166.
- MUÑOZ, J. Y PALACIOS, D. (1990). "El significado de los meandros encajados sobre calizas en la interpretación del establecimiento y evolución de la red hidrográfica en La Mancha y Campo de Montiel". *Actas 1ª Reunión Nacional de Geomorfología*, Ed. M. GUTIÉRREZ, J.L. PEÑA y M.V. LOZANO. 2, 469-478.
- MUÑOZ DEL REAL, J.L.; LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P. (1998). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 585 (Almonacid de Zorita) del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000. 2ª Serie (MAGNA). *ITGE*.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1994). "Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica". *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*, 123 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1997). "Evolución Geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad". *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 331 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A.; DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1994). "Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid". *Cuad. del Lab. Xeol. de Laxe*, 19, 203-214.
- MUÑOZ MARTÍN, A. Y DE VICENTE, G. (1998). "Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona Centro-Oriental de la Península Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2): 57-70.
- ORDÓÑEZ, S.; FONTES, J. Y GARCÍA DEL CURA, M., (1983). "Contribución al conocimiento de la sedimentogénesis evaporítica en las cuencas neógenas de Madrid y del Duero en base a datos isotópicos estables (a"¹³C, δ^{13} C"OyPS)". *X Cong. Nacional de Sedimentología. Menorca. Sept. 1983. Comunicaciones: 49- 52*.
- ORDÓÑEZ, S.; FONTES, J. Y GARCÍA DEL CURA, M. (1987). "Estudio isotópico de la paragénesis sulfatada sódica, calcosódica y cálcica de la Unidad Salina de la Cuenca de Madrid". *Soria, II Congr. Geoqui.* p. 95-98.
- ORTÍ, F. (1974). "El Keuper del Levante español". *Estudios Geol.*, 30, 7-46.
- PAPADAKIS, J. (1966). "Climates of the world and their agricultural potentialities". *Ed. por el autor, Buenos Aires*.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*. 787 pp.
- PERUCHA, M.A.; MUÑOZ MARTÍN, A.; TEJERO, R. Y BERGAMÍN, J.F. (1995). "Estudio de la transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos". *Geogaceta*, 18, 15-18.

- PORTERO, J.M. Y AZNAR, J.M. (1984). "Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". *Memorias I Congr. Esp. Geol. Segovia*, 3: 253-263.
- PORTERO J.M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1991). "Cartografía geomorfológica". En: *Mapa Geológico de España E: 1:50.000, Hoja nº 511 (Brihuega)*. I.T.G.E.
- PORTERO J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.L. Y ANCOCHEA, E. (1988). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 784 (Ciudad Real)". I.T.G.E.
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". *E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid*, 48 pp.
- RICHTER, G. Y TEICHMULLER, R. (1933). Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys.* III, 7, 118 pp. (Beitr. Geol. West Medit., 9-11).
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1999). "Clasificación geomorfológica de los humedales y fondos endorreicos de La Mancha centro-occidental". *Geogaceta*, 26: 83-86.
- RUÍZ, G. (1996). "Arquitectura deposicional de las facies Utrillas en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid*, 265 pp.
- SALAS, R. Y CASAS, A. (1993). "Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the eastern Iberian Basin". *Tectonophysics*, 228, 33-56.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio Geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)". *Tesis Doctoral Univ. Complutense*, 297 pp.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1974). "Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira". *Actas I Symposium Cretácico Cordillera Ibérica. Cuenca*, p. 155-167.
- SÁNCHEZ SORIA, P. Y PIGNATELLI GARCÍA, R. (1967). "Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 65, 231-240.
- SANZ, E.; SESÉ, C. Y CALVO, J. P. (1992). "Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turolense en la cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, 48: 171-178.
- SANZ, E.; CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, S. (1992). "Litoestratigrafía y sedimentología del Neógeno en el sector Sur de la cuenca de Madrid (Mesa de Ocaña)". *III Congreso Geológico de España, Salamanca, Actas, Tomo 1*: 212-216.
- SANZ, E.; RODRÍGUEZ, J.P.; CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, S. (1994). "Tertiary detriticas gypsum in the Madrid basin, (Spain): Criteria for interpreting detritical gypsum in continental evaporitic sequences". *Sedimentology and Geochemistry on Modern and Ancient Saline Lakes, SEMP Special Publ.* Nº 50.

- SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; GARCÍA, A.; RUÍZ, G. Y CARENAS, B. (1999). "EL Cretácico de la zona de intersección del Sistema Central con la Cordillera Ibérica: unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales". *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo, AGGEP*, 129-140.
- SIMÓN, J.L. (1984). "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental". *Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Pub. Itº de Estudios Turolenses, Teruel*, 269 pp.
- TORRES PÉREZ-HIDALGO, T. Y SÁNCHEZ JIMÉNEZ, A. (1990). "Espesores de las facies Keuper en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético". En: "*Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante: nuevas aportaciones y guía de superficie*". ENRESA, Barcelona, pp. 212-218.
- UCHUPI, E. (1988). "The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe". *Rev. Soc. Geol. España* 1 (3-4) 257-294.
- VAN WESS, J.D. (1994). "Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics". *Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam*, 164 pp.
- VEGAS, R. (1992). "The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins". *Tectonophysics*, 203, 249-261.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. & BANDA, E. (1979). "Widespread Neogene Rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula. Proceed. Symp. On evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas Europ. Geophys. Soc. Vienna it 14.9 1979". *Instituto Geográfico Nacional. Madrid*: 109-128.
- VIALLARD (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale". *Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse*, 445 pp.
- VILAS L.; MAS, R.; GARCÍA, R.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N. Y RINCÓN, R. (1982). "Ibérica Suroccidental en el Cretácico de España". *Univ. Complutense Madrid*, pp. 457-514.
- WARBURTON, J. Y ÁLVAREZ, C., (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System". En: *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, ed., Libro Homenaje a Rafael Soler. Madrid*, p 147-155.
- YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El Trías de Alcázar de S. Juan (Región de la Mancha)". *Cuad. Geol. Ibérica*. V. 4: 495-508.