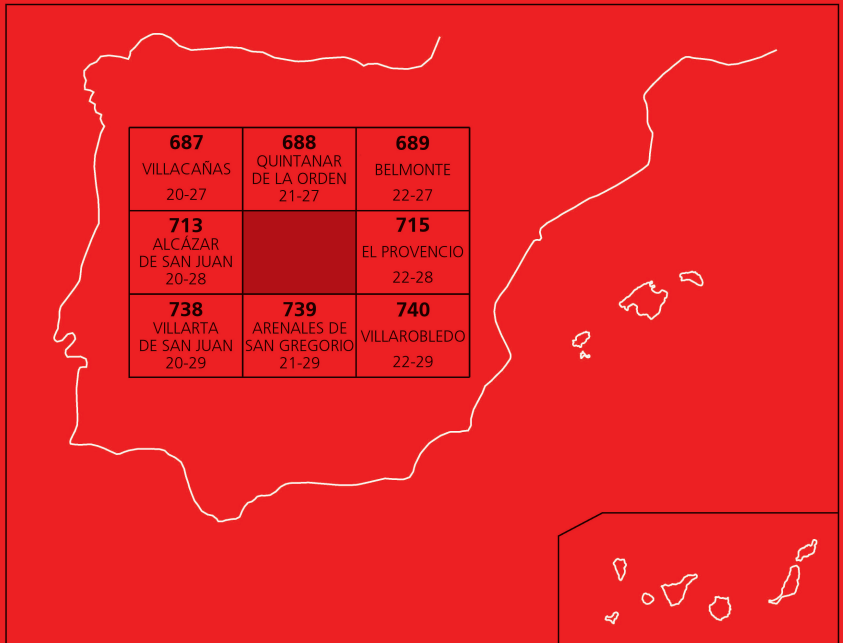




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# CAMPO DE CRIPTANA

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## CAMPO DE CRIPTANA

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

© Instituto Geológico y Minero de España  
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército  
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
[www.igme.es](http://www.igme.es)  
NIPO: 474-10-005-3  
ISBN: 978-84-7840-829-0  
Depósito legal: M-17834-2010

---

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

Las presentes Hoja y Memoria (Campo de Criptana-714), han sido realizadas por el I.G.M.E., dentro del programa MAGNA, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

### **Autores**

#### **Mapa Geotécnico**

- F. Moreno Serrano (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J.M. López García (I.G.M.E.). Cartografía Geológica y Memoria.
- L.M. Barranco Sanz (I.G.M.E.). Cartografía Geológica y Memoria.
- P.P. Goicoechea García (I.G.M.E.). Cartografía Geológica y Memoria.
- J. Mulas de la Peña (I.G.M.E.). Cartografía Geológica.
- M.A. Sanz Santos (I.G.M.E.). Cartografía Geomorfológica.

#### **Dirección y supervisión**

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

### **INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA**

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

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





2.3.2. Neógeno .....	21
2.3.2.1. Brechas y conglomerados calcáreos (14). Unidad detrítica superior. Arcillas con fragmentos cuarcíticos (14a). Ageniense-Vallesiense .....	21
2.3.2.2. Arcillas, limos rojos con yesos, arenas y gravas (15). Depósitos fluviales y coluviones antiguos (Ageniense-Vallesiense).....	23
2.3.2.3. Calizas micríticas beige y calizas rojizas (16). Ageniense-Aragoniense.....	24
2.3.2.4. Margas blancas, microconglomerados y areniscas cuarcíticas. Unidad Superior (17). Vallesiense-Turolense .....	24
2.3.2.5. Calizas micríticas y calizas negras Unidad Superior (18). Calizas de Páramo. Turolense .....	25
2.3.2.6. Costras y brechas carbonatadas (19). Plioceno-Cuaternario .....	26
2.4. CUATERNARIO .....	26
2.4.1. Gravas y arenas. Terraza fluvial (20). Pleistoceno inferior .....	27
2.4.2. Gravas, arenas, limos y cantos poligénicos. Llanura aluvial de San Juan o Terraza (21). Pleistoceno medio-superior .....	27
2.4.3. Arcillas y limos con cantos. Glacis (22). Pleistoceno medio-superior .....	27
2.4.4. Limos y arcillas con cantos y bloques calizos. Coluvión (23). Pleistoceno medio-Holoceno .....	28
2.4.5. Arcillas, limos y arenas con cantos calizos. Aluvial coluvial (24). Pleistoceno medio-superior .....	28
2.4.6. Arenas, limos y gravas. Abanicos aluviales (25). Pleistoceno superior-Holoceno .....	28
2.4.7. Arcillas y limos pardos con cantos calizos. Fondo de dolina (26). Pleistoceno superior-Holoceno .....	28
2.4.8. Limos negros en ocasiones salinos. Fondo endorreico y terrazas salinas (27). Pleistoceno superior-Holoceno .....	29
2.4.9. Limos y arenas. Manto eólico (28). Pleistoceno superior-Holoceno .....	29
2.4.10. Arenas y limos con cantos. Fondo de valle (29). Pleistoceno superior-Holoceno .....	29
<b>3. SUBSUELO .....</b>	<b>30</b>
3.1. SONDEOS .....	30
3.2. GEOFÍSICA .....	33
<b>4. TECTÓNICA .....</b>	<b>35</b>
4.1. PLATAFORMA DE CAMPO DE CRIPTANA .....	35
4.2. EXTREMO SUROCCIDENTAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA .....	38
4.3. RELACIONES ENTRE LOS DOMINIOS CAMPO DE CRIPTANA Y SIERRA DE ALTOMIRA .....	40
4.4. FASES TECTÓNICAS Y CAMPOS DE ESFUERZOS EN LA CORDILLERA IBÉRICA Y ALTOMIRA .....	41
4.4.1. Etapas tectónicas .....	41
4.4.2. Campos de esfuerzos en la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira .....	43

<b>5. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	44
5.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO .....	44
5.1.1. Estudio morfoestructural .....	44
5.1.2. Estudio del modelado .....	45
5.1.2.1. Formas estructurales .....	45
5.1.2.2. Formas de ladera .....	46
5.1.2.3. Formas fluviales .....	46
5.1.2.4. Formas eólicas .....	46
5.1.2.5. Formas endorreicas .....	47
5.1.2.6. Formas de alteración .....	47
5.1.2.7. Formas poligénicas .....	47
5.1.2.8. Formas antrópicas .....	49
5.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA .....	49
5.3. PROCESOS ACTUALES .....	50
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	50
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	52
7.1. MINERÍA Y CANTERAS .....	52
7.2. HIDROGEOLOGÍA .....	52
<b>8. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	55





# 1. INTRODUCCIÓN

La Hoja (1:50.000) de Campo de Criptana (nº 714) se encuentra repartida entre las provincias de Toledo, Cuenca y Ciudad Real, y ocupa parte de las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira, en su tránsito a la Llanura Manchega (Fig. 1).

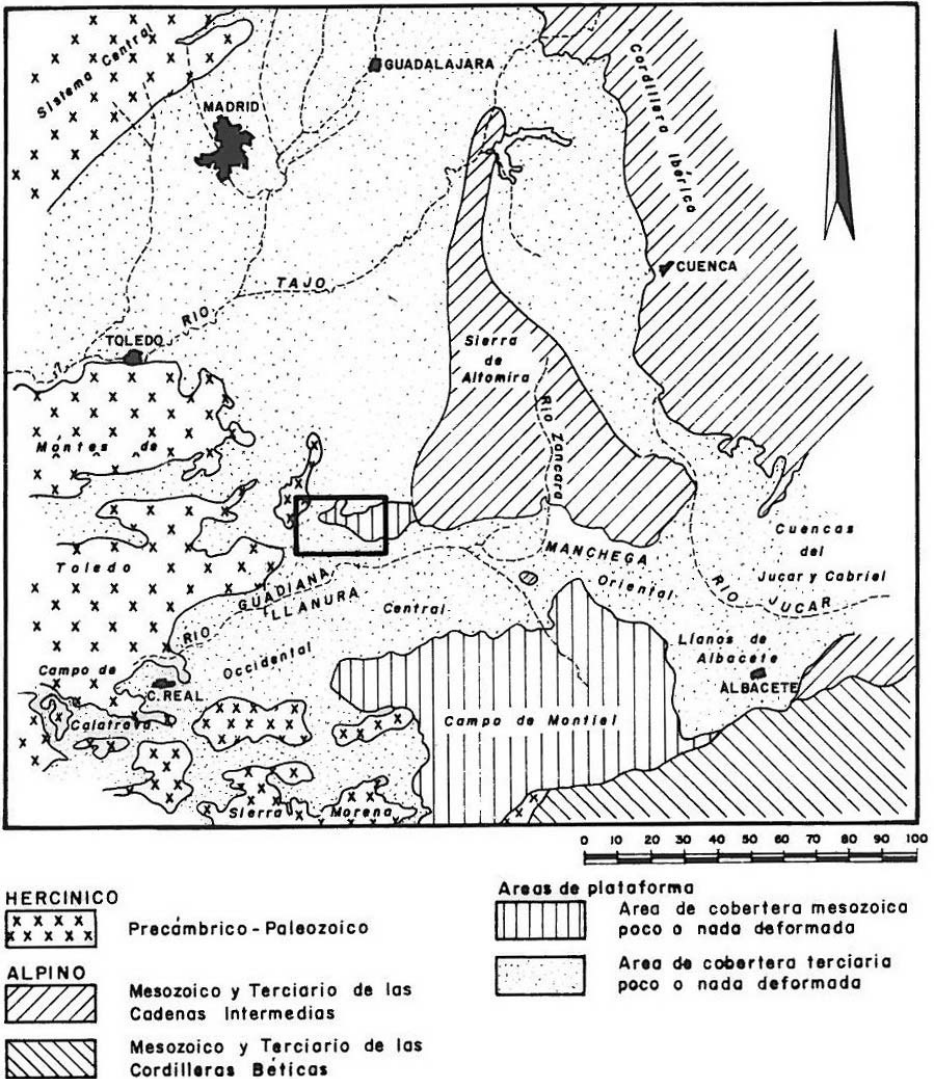


Fig. 1.- Situación del área estudiada dentro de la Submeseta Meridional. Esquema simplificado del de A. Pérez (1981).

La vía de comunicación más importante es la Carretera Nacional 420 que enlaza Alcázar de San Juan, al oeste de la Hoja, con Mota del Cuervo, en el ángulo noreste de la misma, pasando por las poblaciones más importantes del interior de la Hoja: Campo de Criptana y Pedro Muñoz. Desde estos dos últimos núcleos parten de forma radial las carreteras comarcales que enlazan los pequeños pueblos del entorno geográfico. La línea férrea Madrid-Alicante pasa por Campo de Criptana.

Se pueden apreciar tres áreas distintas: al noroeste, la denominada Plataforma de Criptana; en el centro-este los relieves estructurales de la Sierra de Altomira; en la mitad sur la llanura fluvial por la que discurre el río Záncara.

La población se agrupa en dos núcleos más importantes: Campo de Criptana, con más de 10.000 habitantes, y Pedro Muñoz, que supera los 5.000.

La economía se basa en la agricultura (vid y olivos fundamentalmente) a excepción de la localidad de Campo de Criptana, donde existe un notable desarrollo del sector servicios y de alguna industria de manufacturas, aunque sin alcanzar la importancia de la vecina localidad de Alcázar de San Juan. Igualmente, cabe mencionar la presencia de multitud de canteras y explotaciones para áridos, en su mayoría abandonadas en la actualidad, pero que en el pasado debieron de tener cierta importancia.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Campo de Criptana, encuadrada en la zona manchega, comprende parte de cuatro unidades morfoestructurales: la terminación suroccidental de la Sierra de Altomira, el borde norte de la Llanura Manchega en su parte central, la zona tabular de Campo de Criptana y la zona meridional de la Cuenca del Tajo.

Los materiales aflorantes pueden englobarse en cuatro grupos, según su edad:

- a) Los afloramientos paleozoicos más orientales de los Montes de Toledo.
- b) Sedimentos mesozoicos y paleógenos concordantes.
- c) Sedimentos terciarios sinorogénicos que orlan los pliegues de la Sierra de Altomira.
- d) Sedimentos postorogénicos de la Llanura Manchega y Cuenca del Tajo.

### 2.1. PALEOZOICO

#### 2.1.1. Ordovícico

Los primeros trabajos de carácter regional realizados por VIL y BARRANDE (1856) y PRADO (1856) determinaban como zócalo paleozóico de la Meseta los materiales cuarcíticos del Ordovícico.

LOTZE (1956) fue el primero en estudiar los tramos basales del Ordovícico, situados bajo la cuarcita Armoricana. Describió una serie detrítico-pelítica, alternante, de tonos rojizos muy característicos y con frecuente icnofauna, que denominó "capas intermedias". Posteriormente, esta serie ha recibido numerosos nombres (serie intermedia, serie púrpura, formación de base, "lie de vin") haciendo referencia tanto a su posición estratigráfica como a sus peculiares características que la hacen fácilmente reconocible y correlacionable en diferentes áreas.

Esta serie se apoya de forma discordante sobre los materiales cámbricos o precámbricos. Su potencia puede variar desde un máximo de 1.000 m hasta su completa desaparición, circunstancia que llevó a muchos autores a pensar en la existencia de otra discordancia entre la cuarcita Armoricana y la "serie púrpura", y en un episodio de deformación entre el depósito de ambas, designado por LOTZE (1956) como Fase Ibérica.

#### 2.1.1.1. Cuarcitas, areniscas y limolitas (1). Serie púrpura. Tremadociense-Arenigiense

Este afloramiento de materiales paleozoicos es el más oriental de los relieves que forman los Montes de Toledo. Se localiza en el margen occidental de la Hoja, en el punto geográfico conocido como San Antón (cota 730 m). Forma parte de un conjunto relativamente extenso de afloramientos paleozoicos que se adentran en la vecina Hoja de Alcázar de San Juan (713). Dada la reducida extensión de este afloramiento hemos de basarnos en las observaciones regionales y, concretamente en los datos obtenidos en la Hoja vecina, para poder dar una idea de las características geológicas de esta unidad.

Los materiales que forman esta serie son fundamentalmente cuarcitas, con frecuentes intercalaciones de metapelitas, metareniscas de grano muy fino y limolitas micáceas. El conjunto presenta un metamorfismo de grado muy bajo (clorita), con orientación preferente de las micas. Esto permite la observación de estructuras sedimentarias.

En la Hoja de Villarta de San Juan (738) se han podido medir hasta 200 m de esta unidad, habiéndose reconocido "*ripples*" de corriente, estratificaciones cruzadas y morfologías de barras, así como una abundante icnofauna de cruzianas, que permiten suponer para esta unidad un medio de sedimentación de plataforma somera en zona intermareales con desarrollo de barras y canales.

Las características litológicas, coloración, icnofauna, etc., permiten correlacionar estos materiales con la "serie púrpura" de los Montes de Toledo, a la cual se atribuye una edad Tremadociense-Arenigiense.

## 2.2. MESOZOICO

El Mesozoico está representado por materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico Superior, no habiéndose reconocido el Jurásico superior y el Cretácico Inferior. Sus afloramientos se concentran en la mitad septentrional de la Hoja.

### 2.2.1. Triásico

Los materiales triásicos de la Hoja afloran en el sector centro occidental de la misma, ocupando una posición estratigráfica y topográfica inferior a la del Jurásico de la mesa de Campo de Criptana.

Los afloramientos más próximos a esta Hoja estudiados anteriormente, se sitúan en la zona de Alcázar de San Juan. El primero en citar el Triásico en la Llanura Manchega occidental fue COR-TAZAR (1878). Posteriormente, apenas aparecen en la bibliografía breves referencias hasta el trabajo de YEBENES *et al.* (1977), los cuales realizan un detallado estudio litoestratigráfico y sedimentológico de la sucesión triásica de Alcázar de San Juan, dividiéndola en siete unidades en las que pueden reconocerse una facies Buntsandstein predominantemente detrítica, una facies Muschelkalk con intercalaciones dolomíticas y una facies Keuper con detríticos finos, carbo-

natados y evaporitas, aunque dichos autores no realizaron esta subdivisión, por considerar que este Triás presenta más afinidades con el Prebético que con la Cordillera Ibérica.

La potencia del Triásico oscila entre 135 y 180 m según dichos autores. En la región de Villanueva de la Fuente, (ÁLVARO *et al.*, 1977) y en las Lagunas de Ruidera (DEFALQUE, 1976), describen facies asimilables al Triás de Alcázar de San Juan.

#### 2.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos y limolitas rojas (2). Buntsandstein

Dentro de esta Hoja (sector centro occidental) sólo afloran los tramos más altos de la serie, cuyo espesor puede estimarse en unos 40 m. El espesor deducido de los cortes geológicos realizados en la contigua Hoja de Alcázar de San Juan oscila entre 80 y 100 m (YEBENES *et al.* 1977). Las facies atribuidas al Muschelkalk constituyen la unidad suprayacente.

Se reconocen tramos métricos de areniscas de grano grueso a fino, de color rojo intenso, con bases suavemente canalizadas, donde se observan "lags" de conglomerados y microconglomerados. Son abundantes las estratificaciones cruzadas en surco y planar, con una clara disminución del tamaño de grano hacia el techo. Entre los paleocanales detríticos, aparecen tramos casi siempre cubiertos de composición lutítica.

Estos depósitos se interpretan como sedimentados de un medio fluvial. No obstante, en áreas adyacentes se apunta a una evolución en la vertical a facies de llanura lutítica próxima a la costa. En este sentido, YEBENES *et al.* (*op. cit.*) citan el hallazgo de fragmentos de dientes y osteodermos de reptiles marinos de tipo de los placodontos, lo cual confirmaría la edad triásica que se atribuye a esta unidad.

#### 2.2.1.2. Areniscas y dolomías arenosas oscuras (3). Muschelkalk?

Se sitúa en concordancia con la unidad anterior y en el mismo ámbito de afloramiento. Al igual que los tramos de areniscas de la serie inferior, da lugar a pequeños resaltes en el terreno, con morfología de "cuestas".

Consiste en un conjunto de paleocanales amalgamados con bases erosivas tapizadas de conglomerados cuyo tamaño máximo alcanza los 5 cm. La composición de cantos es principalmente de cuarzo y cuarcita, aunque también se reconocen fragmentos de pizarras y esquistos. Los paleocanales poseen granoclasificación positiva y estratificación cruzada planar y en surco. Hacia techo de los paleocanales, la laminación paralela es la dominante, junto con una bioturbación muy penetrativa en forma de túbulos milimétricos. La matriz es calcárea, lo que ofrece al conjunto tonalidades grisáceas que favorece su localización entre las unidades principalmente rojizas que la limitan: Buntsandstein (2) y Keuper (4).

La unidad culmina con unas dolomías de tonalidad violácea, muy compactas y cristalinas con numerosos intraclastos, que se extienden por la superficie de los pequeños relieves en cuesta ya mencionados. El conjunto es interpretable como facies depositadas en un ambiente fluvial trenzado próximo al área fuente, que hacia techo pasa a facies de plataforma carbonatada, representada por las dolomías del techo de la unidad, lo cual viene a ser un ciclo transgresivo.

La atribución de los materiales de la unidad al Muschelkalk es dudosa, pues no se ha encontrado fauna que corrobore dicha datación. Tampoco las características litológicas son comparables a las facies típicas del Muschelkalk, las cuales son principalmente calcáreas y arcillo-

sas. Dicha atribución viene dada por su posición estratigráfica entre unidades cuya asignación parece más plausible por comparación con áreas adyacentes (Buntsandstein y Keuper).

#### 2.2.1.3. Arcillas rojas con yesos, areniscas y conglomerados (4). Keuper

Aflora de forma concordante sobre los materiales de la unidad anterior (Muscheskalk). Su litología blanda da lugar a un relieve prácticamente plano, en el que los cultivos dificultan su observación.

En esta unidad cartográfica se distinguen tres tramos. El primero está formado por lutitas de color rojo-vinoso con delgadas intercalaciones de limos y areniscas de grano fino, siendo estas más abundantes hacia el techo de la serie. En la parte superior de la unidad afloran unas dolomías tableadas de tonalidad amarilla, formadas por abundantes cristales romboidales de grano medio y una importante porosidad intersticial secundaria, posterior a la dolomitización. La potencia total deducida, no sobrepasa los 30 m.

Aunque no se ha podido realizar un análisis de facies detallado, la unidad se atribuye a un medio deposicional de llanura aluvial fangosa, donde dominaría la sedimentación lutítica, proveniente de los relieves paleozoicos occidentales arrasados. Dicha llanura se situaría próxima a la costa, como lo sugiere la intercalación dolomítica del tramo superior de la unidad.

Por sus características litológicas, posición estratigráfica y comparación con áreas adyacentes, la unidad se asimila a las facies Keuper y por tanto ocuparían la parte superior del Triásico.

La serie prosigue con un segundo tramo de areniscas y lutitas rojas. Las primeras forman un nivel de arenisca de tonalidad rojiza intensa, de unos 3 m de espesor. Tanto el techo como la base de este nivel son planos, e internamente poseen una estratificación cruzada planar y en surco muy marcada. Los surcos, indican direcciones de paleocorrientes hacia el E y SE principalmente. Hacia techo, la laminación se hace paralela y más difusa, aumentando asimismo la bioturbación.

Se interpretan como depósitos fluviales de cursos de agua no estables y episódicos, posiblemente relacionados con etapas de reactivación de los relieves paleozoicos occidentales. Su potencia, incluyendo las pelitas de techo, ronda los 15 m.

El resto de la serie (tercer tramo) presenta arcillas rojas con yesos, areniscas y conglomerados. Las primeras aparecen como arcillas de tonos rojos vinosos, con abundantes cristales especulares de yeso, incoloros a violáceos. Se interpretan como depósitos de "sebkha" o de llanura lutítica salina. Su espesor, que podría ser de un centenar de metros, está incrementado por engrosamiento halocinético.

En aparente concordancia, el tránsito a la serie jurásica lo constituyen 4 m de serie formada por carbonatos de aspecto oqueroso y mala estratificación, que al noreste de Alcázar de San Juan constituyen la culminación de pequeños promontorios. En otros puntos, este tramo de tránsito se caracteriza por sedimentos limolíticos, ocre-amarillentos (YEBENES, A. *et al.*, 1977).

Estos materiales se depositarían en un "lagoon" hipersalino dentro de un medio litoral muy restringido.

## 2.2.2. Jurásico

Los afloramientos jurásicos se encuentran ampliamente representados en la mitad septentrional de la Hoja, si bien se pueden dividir en dos grandes grupos claramente diferenciados. Por un lado los sedimentos jurásicos del cuadrante NO de la Hoja, pertenecientes al “dominio de Campo de Criptana” (ver apartado de Tectónica) y que se caracteriza por su escasa deformación. De otra parte, los materiales jurásicos de los núcleos de los pliegues de la Sierra de Altomira, que muestran edades relativamente más recientes que los del dominio de Campo de Criptana. Dentro de los primeros se engloban también los sedimentos carbonatados del Trias más alto.

Como antecedentes de los estudios del Jurásico de La Mancha hay que destacar los trabajos publicados por GAIBAR PUERTAS y GEYER (1969).

### 2.2.2.1. Carniolas, brechas dolomíticas y calizas. Fms. Dolomías tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña (5). Rethiense-Lias inferior

Los sedimentos que corresponden a la Fm. Dolomías tableadas de Imón afloran ampliamente al norte de Campo de Criptana. Están constituidos por dolomías de color beige, en ocasiones grises o rosadas, tableadas en bancos de unos 10-30 cm de espesor, muy duras, compactas y homogéneas.

El estudio petrológico revela que la dolomitización es secundaria, siendo en origen calizas de tipo packstone, muy rara vez de tipo “*grainstone*”, procedente de conglomerados de cantos de caliza, subredondeados. La textura actual es “*mudstone*”, con una porosidad <15%.

No se ha encontrado fauna clasificable, aunque son muy frecuentes los fantasmas de fósiles y las laminaciones de algas, que aparecen como microlineaciones de tonos oscuros.

Tampoco se han podido reconocer estructuras sedimentarias, aunque la existencia de laminaciones de algas y las texturas “*packstone*” y ocasionalmente “*grainstone*”, así como las características regionales de ésta Formación, nos hacen pensar en un medio sedimentario de plataforma somera carbonatada, con depósitos de alta energía (“*grainstone*”) que pueden corresponder a sistemas de barras, y depósitos intermareales (laminaciones de algas).

Sobre estos depósitos encontramos una litofacies compuesta por brechas dolomíticas, de cantos generalmente angulosos, a veces subredondeados que muestran diferentes colores y texturas, englobados en una matriz dolomítica. El conjunto no presenta estratificación reconocible, mostrando normalmente un aspecto oqueroso y masivo, de colores grises y rojizos. Aflora muy mal, en pequeñas manchas dispersas observables en el ángulo NO de la Hoja en contacto con las arenas de la Formación Utrillas del Cretácico superior. Dado su carácter brechoide y masivo ha sido imposible reconocer estructuras sedimentarias primarias.

Por correlación regional con otros depósitos similares de la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, parecen equivaler a la Formación Brechas dolomíticas de Cortes de Tajuña, a las que se atribuye un depósito original en ambientes de “*sebkha*”, bajo condiciones climáticas áridas, en las que se produjo una activa sedimentación de evaporitas y en menor proporción de carbonatos. La disolución de las evaporitas por circulación de agua dulce en etapas posteriores a su sedimentación, dio lugar al colapso de estos materiales, confiriéndoles su actual aspecto oqueroso, brechoide y masivo.

No se han podido reconocer fósiles que permitan la datación de estas unidades, aunque por criterios de correlación estratigráficos su edad ha de ser Liásico inferior. El conjunto de la unidad cartográfica abarcaría, por lo tanto, desde el Triásico superior al Liásico inferior.

#### 2.2.2.2. Calizas (6). Formación Calizas y dolomías de Cuevas Labradas. Lías

Esta unidad aflora en la zona centro-Norte de la Hoja, tanto en la Mesa de Campo de Criptana, donde apenas se encuentra deformada, como en el núcleo de los dos anticlinales más occidentales del dominio meridional de la Sierra de Altomira. Está constituida por calizas micríticas, "*mudstone*", de colores grises a beige. Ocasionalmente se pueden encontrar pequeños niveles de calizas "*packstone*" de "*pellets*". Se disponen muy bien estratificadas, en bancos decimétricos, Aunque las malas condiciones de afloramiento han impedido el reconocimiento de secuencias.

El corte más favorable para la observación de esta unidad se encuentra en km 7 de la carretera de Campo de Criptana a El Toboso, donde se han podido reconocer "*ripples*" de oscilación, laminaciones de algas y frecuentes rills bioclásticos. En estos últimos aparecen fragmentos de bivalvos y artejos de crinoides silicificados, que sobresalen en la superficie de la roca aflorante. Con cierta frecuencia se encuentran nódulos de sílex que no suelen superar los 3 cm de diámetro.

Un sondeo situado en las proximidades ha atravesado cerca de 120 m de estas calizas antes de llegar a las arcillas y areniscas triásicas.

Aunque no se han podido reconocer secuencias y son muy escasas las estructuras sedimentarias encontradas, en base a la información bibliográfica y regional, puede establecerse para estos depósitos un ambiente de sedimentación relacionado con una plataforma somera de carbonatos, posiblemente un "*lagoon*" protegido del oleaje, con sedimentación de fango micrítico carbonático ("*mudstone*"). Sólo en períodos de energía excepcionalmente alta (tormentas) se produciría la entrada de material bioclástico procedente de la isla-barrera ("*rills*"). La laminación algal correspondería a zonas intermareales.

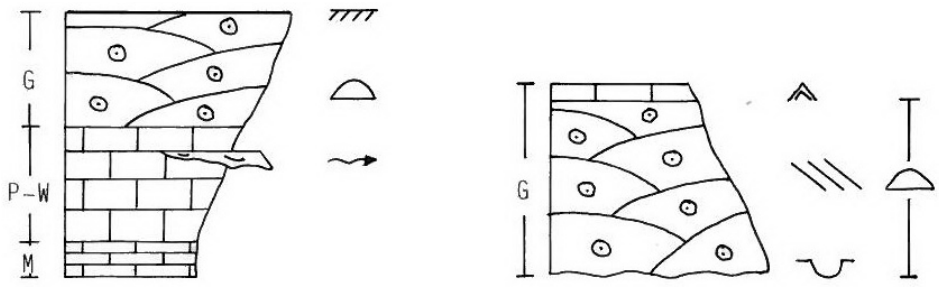
Dada la ausencia de fósiles que permitan una datación precisa de esta unidad, se la considera como Lías inferior, en función de su posición estratigráfica.

#### 2.2.2.3. Calizas oolíticas (7). Fm Carbonatada de Chelva. Dogger

Esta litofacies, que se encuentra en los núcleos de los anticlinales del NE de la Hoja, está compuesta por calizas "*grainstone*", oolíticas, con menor frecuencia "*packstone*", e intercalaciones de caliza micrítica "*mudstone*". Ocasionalmente aparecen niveles con pisolitos. Se presentan bien estratificadas, en bancos de 10 cm a 1 m de potencia, de color gris claro en los términos oolíticos y gris oscuro en los niveles "*mudstone*".

El mejor afloramiento se encuentra en una cantera situada en el km 120 de la carretera que une Mota del Cuervo con Pedro Muñoz. Los tramos oolíticos constituyen la casi totalidad de los afloramientos y en ellos se han podido reconocer estructuras sedimentarias de gran escala, tales como estratificaciones cruzadas de barras, y estructuras de pequeña escala, como son: estratificación lenticular, "*wavy*", y "*ripples*" de oleaje. Ocasionalmente se puede reconocer estratificación hummocky. En la figura 2 se representan las secuencias tipo más características.





LEYENDA





- |   |   |
|---|---|
|  Barras, dunas o megarripples.  |  Cuerpos canalizados |
|  Rills bioclásticos             | G Grainstone  |
|  Ripples de oscilación          | P Packstone   |
|  Estratificación cruzada planar | W Wackestone  |
|  Superficie ferruginosa         | M Mudstone  |

Fig. 2.- Secuencias tipo del Dogger.

Este grupo de facies oolíticas se depositaría en un medio de plataforma somera de alta energía, con influencia del oleaje, en un sistema de barras y canales progradantes. Las facies micríticas "mudstone" corresponderían a los sedimentos de los canales (zonas de menor energía); sobre ellos progradaron las barras oolíticas, generando secuencias granocrecientes. Los escasos niveles "mudstone" encontrados, indican que los depósitos de las barras oolíticas se encuentran amalgamados.

A pesar de no existir fauna datable, su similitud con otros sedimentos de la Sierra de Altomira y de la Cordillera Ibérica, así como su posición estratigráfica, permiten situar estos depósitos en el Jurásico medio (Dogger).

2.2.3. Cretácico

El Cretácico en la Hoja de Campo de Criptana queda representado por un conjunto de sedimentos, todos ellos de edad Cretácico superior, que se extienden ampliamente a lo largo de la mitad septentrional de la Hoja, y que responden a los afloramientos más meridionales de la Sierra de Altomira, a excepción de un pequeño afloramiento, aislado, que aparece en la esquina sureste de la Hoja.

Su estudio sobre el terreno tropieza con diversas dificultades: el acusado plegamiento de la serie, su desmantelamiento y peneplanización, así como dolomitización, recristalización y

brechificación intensas, todo lo cual enmascara las características litológicas y sedimentarias originales.

Los estudios sobre el Cretácico superior de la región se inician con MARTÍNEZ PEÑA (1956), GAIBAR PUERTAS (1962), ABRIL BAREA *et al.* (1967). Entre los trabajos más específicos sobre la Sierra de Altomira y la región manchega se encuentran los de MELÉNDEZ (1966), SÁNCHEZ SORIA (1974), RAMÍREZ *et al.* (1974), MELÉNDEZ *et al.* (1974, 1975), WIEDMAN (1974), GARCÍA ABAD (1975), FERNÁNDEZ CALVO (1978, 1979, 1980 a, b, c), GARCÍA Y FERNÁNDEZ CALVO (1980), VILAS *et al.* (1982), ALONSO *et al.* (1982, 1987, 1989), GARCÍA *et al.* (1985, 1987, 1989).

La descripción de las distintas Formaciones se basa en las realizadas por VILAS *et al.* (1982) en la Cordillera Ibérica suroccidental, adaptadas a las características descritas por SÁNCHEZ SORIA (1974) y FERNÁNDEZ CALVO (1981).

#### 2.2.3.1. Arenas y areniscas (8). Fm Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense

Constituyen los sedimentos más antiguos del Cretácico de la Hoja. Se apoyan en discordancia sobre los materiales jurásicos (Fms. Cuevas Labradas y Carniolas de Cortes de Tajuña).

La serie comienza con arenas y areniscas de color blanco, cuyos componentes fundamentales son el cuarzo y los feldespatos caolinizados, apareciendo como accesorios, la mica. Además de los tonos blanquecinos, se pueden encontrar leves tintes versicolores, ocres y rojizos. El cemento, variable, puede ser tanto calcáreo como ferruginoso. Entre las bandas de areniscas con estratificación más continua y regular pueden aparecer pequeños lentejones de arcillas pardo-rojizas. Las arenas muestran abundantes estratificaciones cruzadas y se pueden apreciar ocasionalmente niveles microconglomeráticos.

Estos materiales se depositaron en un medio continental fluvial, con influencias litorales a medida que nos desplazamos hacia el este.

No se ha encontrado fauna o flora dado el carácter terrígeno del depósito. Se les asigna una edad Albiense-Cenomaniense por correlación con los afloramientos próximos a Mota del Cuervo, ya fuera de la Hoja, pero mucho mejor conocidos.

#### 2.2.3.2. Dolomías, limos dolomíticos, margas y arenas (9). Fms. Margas de Chera, Dolomías de Alatoz, Dolomías de Villa de Ves, y Margas de Casamedina. Cenomaniense-Turonense

Sobre las arenas de la Formación Utrillas que conforman la base del Cretácico superior, aparece un conjunto de materiales de variada litología y difícil reconocimiento, no sólo por la mala calidad de los afloramientos, también por el reducido espesor con que se presentan en esta Hoja, en comparación con las formaciones que han sido descritas en otras áreas más septentrionales de la Sierra de Altomira.

Este conjunto de formaciones, agrupados bajo una misma unidad cartográfica, dada su reducida potencia, comienza con margas arenosas, con finas intercalaciones de dolomías, que rápidamente pasan a limolitas dolomíticas y dolomías bien estratificadas con laminación paralela muy marcada, de color beige y amarillento. También son frecuentes los niveles bioturbados.

No ha sido posible establecer ninguna ordenación secuencial, pero por correlación con áreas más septentrionales podemos suponer que se trata del equivalente a las Formaciones Margas de Chera y Dolomías de Alatoz. De ello deducimos que el medio de sedimentación corresponde a una plataforma interna - "lagoon", con decantación de material fino (margas) y pequeños episodios carbonatados (dolomías). Una tendencia a la somerización daría lugar a la aparición de medios intermareales en una llanura de marea, colonizados por tapices algales, lo que explicaría la clara laminación paralela en las dolomías-limolíticas superiores.

El techo, en ocasiones, suele mostrar una discontinuidad de orden menor, marcada por una superficie ferruginosa.

Sobre estos sedimentos, y destacando por un pequeño resalte en el relieve, se sitúa un conjunto de dolomías estratificadas, que en la proximidades de Mota del Cuervo (ángulo NE de la Hoja) presentan una potencia máxima de 10 m, reduciéndose hasta sólo 2 m hacia el SO.

En ocasiones es posible distinguir dos tramos: uno inferior, constituido por dolomías recristalizadas, estratificadas en gruesos bancos y con intensa bioturbación, con pistas horizontales y verticales; y otro superior, calcáreo y algo dolomitizado, con abundantes restos de bivalvos y rudistas.

Estos materiales son correlacionables con los equivalentes de las Hojas más septentrionales, que constituyen la Formación Dolomías de Villa de Ves, donde se interpretan como sedimentos de plataforma interna, submareal somera.

El conjunto parece mostrar una evolución hacia la somerización y una mayor energía del ambiente de depósito, posiblemente debido a una mayor comunicación con zonas externas de la plataforma. A techo se encuentra un "hard-ground" con frecuentes perforaciones.

Finalmente, el techo de esta unidad se encuentra representado por un conjunto de margas grises y verdosas, dolomíticas y con alguna delgada intercalación de calizas o dolomías (Formación Margas de Casamedina). Su potencia oscila entre 5 y 10 m, disminuyendo hacia el sur y el oeste., con malas condiciones de afloramiento, debidas en parte a las labores agrícolas realizadas sobre dichos materiales.

La fauna fósil es muy abundante, con equinodermos, bivalvos (sobre todo ostreidos, como *Exogyra*), colonias de briozoos, gasterópodos, etc. Se interpretan como sedimentos de plataforma submareal somera, comunicada con el mar abierto. La edad de esta unidad es Cenomaniense-Turonense.

#### 2.2.3.3. Dolomías, margas y calizas (10). Turoniense-Senoniense

Sobre las margas de la unidad anterior y mediante un cambio litológico acusado, aparece un conjunto de dolomías masivas, recristalizadas, de colores grises a rosados, sin estructuras sedimentarias apreciables y con una potencia no superior a los 8 m. A techo se encuentran áreas donde la dolomitización es menos intensa, con restos de gasterópodos y rudistas y numerosos nódulos de sílex.

Son correlacionables con la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada, depositadas durante el Turoniense, en un ambiente de plataforma somera de baja energía (patches de rudistas) y buena comunicación con el mar abierto.

Sobre las dolomías anteriores y mediante una superficie de discontinuidad poco visible, se sitúa un conjunto margoso, generalmente cubierto, de colores blanco-grisáceos, con frecuentes intercalaciones de delgados niveles dolomíticos con nódulos y concreciones calcáreas. Las malas condiciones de afloramiento y la ausencia de fauna hacen muy difíciles las observaciones de detalle, aunque las alteraciones de tipo edáfico hacen sospechar una génesis continental. Constituyen los depósitos de la Formación Margas de Alarcón.

Sobre las margas de la Fm. Alarcón, se encuentran unas calizas generalmente micríticas, "*mudstone*", a veces "*grainstone*", de color blanco a beige, bien estratificadas y con brechificación ocasional. Sus afloramientos son de muy mala calidad, por lo que ha sido imposible el reconocimiento de estructuras sedimentarias, aunque se ha podido reconocer microfauna formada por foraminíferos bentónicos (miliólidos, Lacazina).

Este conjunto se interpreta como depósitos de plataforma somera, en zonas protegidas, con abundante fauna bentónica y una edad Turoniense-Senoniense.

### 2.3. Terciario

El paso del Mesozoico al Cenozoico se produce en el seno de una serie concordante con las unidades infrayacentes, de carácter heterolítico, que comienza en medio sedimentario litoral y finaliza con facies continentales.

Los sedimentos posteriores depositados durante el intervalo Eoceno-Mioceno inferior, son fundamentalmente detríticos y continentales y están claramente marcados por el desarrollo de las estructuras alpinas, tanto por la distribución de sus facies como por las relaciones geométricas entre ellas y con la serie mesozoica. Dichas relaciones permiten extraer conclusiones sobre la evolución alpina.

A partir del Mioceno medio se generalizaron los sistemas lacustres que llegaron a rodear los relieves de La Sierra de Altomira, indicando una etapa de estabilidad tectónica (DE VICENTE *et al.*, 1996).

#### 2.3.1. Paleógeno

Los depósitos paleógenos de la Hoja de Campo de Criptana comprenden tres unidades cartográficas. La más antigua corresponde al paso Mesozoico-Cenozoico y es correlacionable con la Unidad Basal de la Depresión Intermedia (cuenca de Loranca). Las dos siguientes son equiparables a la Unidad Detrítica inferior y Unidad Detrítica Intermedia de la cuenca mencionada, y representan la instauración de condiciones continentales al final del Cretácico y la actuación de los primeros pulsos compresivos de la orogenia alpina. Estos producen una reactivación de los relieves antiguos del Macizo Hespérico y la formación de nuevas sierras en la cobertera mesozoica. Ambas unidades se disponen en discordancia angular sobre los materiales infrayacentes.

##### 2.3.1.1. Margas, arcillas y yesos (11). Maastrichtiense, Paleoceno y Eoceno inferior

Esta unidad de tránsito entre el Mesozoico y el Cenozoico, presenta malas condiciones de observación. Por su litología blanda ocupa áreas deprimidas y cultivadas, casi siempre cubiertas por depósitos cuaternarios.

Se inicia con un tramo de 5 a 10 m de espesor, de brechas calcáreas y dolomíticas con cantos de calizas de miliólidos de la unidad infrayacente. En la vertical la serie se hace progresivamente margosa. Presenta frecuentes alteraciones edáficas, recristalizaciones, huellas de raíces y moldes de yeso. En el anticlinal de Mota del Cuervo este tramo presenta intercalaciones de yesos y arcillas abigarrados.

El paso a la unidad suprayacente contiene arcillas, con niveles intercalados de margas y calizas margosas, areniscas y microconglomerados amarillentos, que presentan secuencias granodrecientes y estratificación cruzada. El espesor total de esta unidad alcanza los 90 m. Su medio sedimentario comenzó siendo litoral, incrementándose la influencia continental hacia techo.

No se han encontrado datos paleontológicos en esta unidad, pero debe situarse entre el Maastrichtiense y el Eoceno inferior, por su situación estratigráfica y por su correlación con la Unidad Basal descrita por DÍAZ MOLINA (1974) y DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ (1979), una unidad con materiales arcillosos y evaporíticos, en continuación con la facies "garum" del Cretácico superior y en transición entre medios marinos y continentales.

#### 2.3.1.2. Calizas rosáceas, areniscas y arenas blancas (12). Unidad detrítica inferior. Eoceno-Oligoceno inferior

Esta unidad tiene dos tramos separados por una neta discontinuidad sedimentaria. El inferior lo forman limos, margas y calizas rosas, y el superior limos, arenas y areniscas blancas, amarillentas y en ocasiones rosadas. Produce un resalte topográfico, estrecho pero muy continuo, que dibuja perfectamente los pliegues de la Sierra de Altomira.

Este tramo se dispone en discordancia sobre la unidad anterior, con una discontinuidad sedimentaria en su base. Sobre ésta se sitúa el tramo superior, tal como muestra el corte obtenido en los Corrales de Telés (<sup>508-4370</sup>), donde, ordenados de muro a techo y con un buzamiento de 45°, aparecen los siguientes niveles:

- Limos pardos con cantos perfectamente paralelepípedicos de caliza micrítica oquerosa, bandeada y con colores blancos y rosados (16 m)
- Arenas y limos amarillos sin consolidar (18 m)
- Areniscas cuarzosas, blanco-amarillentas, con cemento silíceo y estratificación cruzada en surco (2 m)
- Arenas amarillas sin consolidar y limos (15 m)
- Areniscas cuarzosas blanco-amarillentas, estrato y grano crecientes (9 m)

Las areniscas muestran estratificaciones cruzadas en surco, características de canales fluviales, y forman en el relieve dos resaltes alargados entre zonas deprimidas. También afloran en el anticlinal de Calaveras (<sup>504-4372</sup>), con su típico color amarillento y formando niveles muy continuos de 2 m de potencia.

Las calizas son biomicríticas con laminación algal, ostrácodos, "microboring" y granos de cuarzo incluidos en la estructura algal. Las areniscas tienen granos de cuarzo (70%), feldspato (25%) y otros (turmalina, etc.), con cemento silíceo.

El medio de sedimentación corresponde a abanicos aluviales y la potencia estimada para esta unidad varía entre 60 y 90 m.

La secuencia negativa y las discontinuidades internas indican un aumento de energía que podría estar relacionada con una leve actividad tectónica, al igual que los tramos basales de la Unidad Detrítica Inferior de DIAZ MOLINA (1974), con los que puede correlacionarse esta unidad.

### 2.3.1.3. Conglomerados cuarcíticos, arcillas y limos rojos (13). Unidad detrítica intermedia. Oligoceno-Ageniense

Esta unidad está constituida por arcillas rojas con limos, y arenas e intercalaciones de conglomerados con cantos redondeados de cuarcita y caliza (muy minoritarios). El corte más representativo de la misma se encuentra en la estructura anticlinal más meridional de la Sierra de Altomira, situada en el pk 9 de la carretera de Pedro Muñoz a Socuéllamos. En dicho lugar estos conglomerados cuarcíticos han sido interpretados anteriormente como terrazas fluviales del río Záncara, que en este lugar atraviesa el mencionado anticlinal.

Se apoyan casi siempre sobre las arenas y areniscas eocenas, aunque en ocasiones, llegan a cubrir tramos inferiores de la serie, debido a su discordancia cartográfica. Junto con la unidad anterior configuran una discordancia progresiva sobre la serie mesozoica. Son conglomerados cuarcíticos ("*mud supported*"), con abundante matriz de detríticos finos y carbonatos. En superficie afloran como canturrales de cantos sueltos de cuarcita, tras la disolución y lavado de su matriz carbonática y arcillosa. Su potencia oscila entre 50 y 80 m.

Se depositaron en un medio propio de abanicos aluviales de alta energía, con posible procedencia de los relieves cuarcíticos del Macizo Hespérico. Estos mismos conglomerados, que forman los canturrales que orlan los pliegues de la Sierra de Altomira, cubren el zócalo de la fosa manchega bajo su relleno mioceno, y se extienden en superficie al otro lado de la misma, jalonando el borde tectónico de Campo de Montiel. Por correlación con los mismos materiales de la Depresión Intermedia y de las Hojas situadas al norte de ésta, se les asigna una edad Oligoceno-Ageniense.

### 2.3.2. Neógeno

En esta Hoja se han distinguido seis unidades cartográficas neógenas, cinco del Mioceno y una del Plioceno. Las primeras muestran entre sí relaciones espaciales y genéticas evidentes, lo que en la bibliografía viene siendo denominado como Sistema Deposicional (ANADÓN *et al.*, 1989). Estos, a su vez, también forman conjuntos genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades, o por sus continuidades correlativas, conformando Secuencias Deposicionales, según la definición de los anteriores autores.

#### 2.3.2.1. Brechas y conglomerados calcáreos. (14). Unidad detrítica superior. Arcillas con fragmentos cuarcíticos (14a). Ageniense- Vallesiense

La unidad cartográfica 14 aflora en los núcleos sinclinales de la Sierra de Altomira y en los bordes septentrional y meridional de Campo de Criptana, con buzamientos poco pronunciados, que en parte pueden ser debidos a su pendiente deposicional. En torno a la superficie estructural y erosiva de Campo de Criptana, conservan, en parte, su morfología de abanicos coalescentes en sus porciones más distales, en tanto que sus ápices se elevan progresivamente hasta alcanzar cotas próximas a la mencionada superficie, contactando con ella en algunos casos. Su pendiente deposicional ha podido ser acentuada por el ascenso diapírico de la mencionada meseta.

Esta unidad está constituida por una alternancia de capas de conglomerado, areniscas y lutitas. Las primeras presentan espesores entre 2 y 5 m, con base erosiva. En general, los paleocanales se encuentran poco incididos, originando cuerpos laxos de longitud decamétrica. Internamente poseen cicatrices erosivas que representan un marcado relleno multiepisdico. El techo de estas capas, a veces está constituido por un tramo de arenisca de grano grueso a medio, con "*ripples*" de corriente y secuencias granodecrescentes. En otras ocasiones el techo de los paleocanales es plano y aparece cubierto por lutitas rojas. Los cantos presentan la variada composición carbonática de las formaciones mesozoicas, junto con algunos cuarcíticos con tonalidades blanquecinas y rojizas, siendo su tamaño medio de 5 a 7 cm. En los ápices de los abanicos que orlan Campo de Criptana, esta unidad muestra las características de un "*debris flow*", con bloques calizos de varios decímetros de diámetro.

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.

En el corte del camino de Mota del Cuervo a La Horma, a la altura de los Corrales de Telés (508-4370), se observa la siguiente sucesión, ordenada de muro a techo:

- Arcillas, limos y margas rojas con cantos y carbonataciones rojas (50 m).
- Alternancia de conglomerados con arcillas y margas naranjas. Los primeros son fundamentalmente calizos, a veces "*clast-supported*", con un tamaño medio de los cantos de 8 cm, y el centilo de 30 cm. Estos son subangulosos y están constituidos por calizas mesozoicas, con cemento carbonático rojo. Aparecen estratificados en bancos de 0.5 a 2 m. Las arcillas y margas naranjas son compactas, con una alta proporción de detríticos. Hacia techo disminuye la frecuencia de los bancos conglomeráticos, así como el tamaño de los cantos, pasando a un tramo fundamentalmente arcilloso de unos 60 m de espesor, con el que acaba esta serie.

El análisis de una muestra del cemento evidencia la textura micrítica del mismo y los siguientes porcentajes: un 15% de granos de cuarcita corroidos, 15% de cristales neoformados de calcita-esparita, 5% de "*terra-rosa*", 2% de fragmentos de roca y un 3% de caliches.

Otro corte de esta unidad se encuentra en el sinclinal situado al SO de Mota del Cuervo, en el camino paralelo y próximo a la carretera que lleva a Pedro Muñoz. Aquí también se produce una alternancia similar a la anterior, aunque los conglomerados son más polimícticos.

Estos materiales representarían una tectofacies depositada por un abanico aluvial de alta eficacia, como depósitos de cursos de agua trenzados con un régimen hidráulico de fuerte estacionalidad, como lo demuestran la arquitectura interna del depósito (cicatrices, fuertes incisiones, etc.). Los abanicos asimismo, muestran un alto gradiente con una acusada pendiente deposicional, atestiguado por sus rápidos cambios en la horizontal hacia facies más distales de lutitas y limos (15).

Esta unidad se correlaciona con la Unidad Detrítica Superior de DÍAZ MOLINA (op. cit.), y representaría la facies de borde de Altomira, tal como lo sugirieron SÁNCHEZ SORIA y PIGNATELLI (1967). Por su posición stratigráfica esta unidad se considera Mioceno inferior-medio (Ageniense-Vallesiense superior?).

La unidad 14a, es coetánea de la anterior y su sedimentación también aparece relacionada con relieves preexistentes, en este caso las elevaciones cuarcíticas, o relieves residuales, del Macizo Hespérico. En la contigua Hoja de Alcázar de San Juan, presentan una extensión notable. En ésta quedan restringidos a las laderas de los relieves residuales de Paleozoico (San Antón), situadas en el borde occidental de esta Hoja.

Son brechas cuarcíticas de cantos y bloques angulosos de 2 a 40 cm de diámetro, empastados en una matriz arcillosa de intenso color rojo. Las brechas presentan ligera ordenación por adaptación a la pendiente. Pueden llegar a tener una decena de metros de espesor. Se apoyan de forma discordante sobre los metasedimentos del Paleozoico, que aparece alterados con fuertes colocaciones vinosas. En su techo se desarrolla un caliche pulvurulento de color blanco, bajo el cual el depósito aparece lavado y las arcillas iluviadas y reducidas, pueden producir tonos verdes y amarillentos.

Se interpretan como coluviones antiguos, generados bajo condiciones áridas, procedentes de la denudación del manto de alteración del zócalo. Estos depósitos, en las Hojas de Villacañas y Alcázar de San Juan, pasan de forma lateral a facies dístales, detríticas finas y evaporíticas, que rellenaron pequeñas cuencas neógenas, en las que emergían los relieves cuarcíticos. Por correlación con los depósitos miocenos pre-páramo, su edad abarcaría el intervalo Ageniense-Vallesiense, aunque podría extenderse hasta el Plioceno. En otras Hojas del área (Los Yébenes, MORENO *et al.*, 1988), formaciones similares han sido consideradas de esta última edad. Por otra parte es difícil observar si existen varios episodios de coluvionamiento superpuestos o si pudo haber sedimentación continua hasta el final del Neógeno.

2.3.2.2. Arcillas, limos rojos con yesos, arenas y gravas (15). Depósitos fluviales y coluviones antiguos. (Ageniense-Vallesiense)

Aflora principalmente en la zona de enlace entre la meseta de Campo de Criptana y en el ángulo sureste de la Hoja.

Está compuesta por arcillas de color rojo intenso muy homogéneas en las que a veces se muestran intercalaciones de niveles arenosos decimétricos, de escasa continuidad. También presentan pequeños cristales de yeso acumulados en horizontes esporádicos. En las Hojas colindantes por el norte, esta unidad presenta horizontes edáficos y niveles de calizas de aspecto carniolar, muy recristalizadas y de color gris rojizo oscuro.

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 y en menor medida, dentro de esta Hoja, paleozoicos. La superposición de esta unidad arcillo-limosa sobre los depósitos conglomeráticos de la unidad 12, indica una retracción en dichos sistemas aluviales. Las lutitas con yesos representarían las facies de orla de lagos salinos ("*mud flat*" salino), en los que proliferarían la precipitación de yesos primarios entre las arcillas y lutitas detríticas marginales del lago (HARDIE *et al.*, 1979, in SANZ *et al.*, 1994). El depósito se produciría en episodios de sequedad más o menos prolongados pero bajo condiciones de aguas saturadas con nivel freático próximo a la superficie.

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



### 2.3.2.3. Calizas micríticas beige y calizas rojizas (16). Ageniense-Aragoniense

Afloran ampliamente en el sector central de la Hoja, donde por la mayor erosionabilidad de la unidad suprayacente, dan lugar a una superficies estructural o páramo inferior al de las calizas del Páramo (18), ampliamente extendido por la Cuenca de Madrid.

Está constituida por calizas micríticas compactas, de color beige, con porosidad fenestral, con intraclastos, restos de gasterópodos y caráceas. En algunos sectores bajo estas calizas afloran niveles brechoides de calizas rojo-anaranjadas, con limos intercalados, como los que aparecen en los alrededores de Pedro Muñoz, donde se observan pequeños cortes, de menos de 5 m de espesor, que de techo a muro presentan:

- 1.1 m: Conglomerado rojo. Aspecto brechoide, más patente hacia muro donde pasa a limos naranjas con cantos. Estratificaciones cruzadas.
- 0.4 m: Caliza brechoide blanca y gris muy karstificada.
- 0.5 m: Limos y margas naranjas con cantos de caliza blanca.
- 0.8 m: Limos y margas naranjas con huellas de raíces y fuertes encostramientos.
- 0.3 m: Calizas detríticas brechoides.
- 1.2 m: Margocaliza naranja.
- 0.7 m: Microconglomerado de caliza y cuarcita y cemento carbonático rojo.
- 0.8 m: Margas naranjas encostradas.

Esta unidad pasa lateralmente a la anterior (15), pero a diferencia de lo observado en las hojas situadas al norte de ésta (Quintanar de la Orden y Villacañas), no parece ser cubierta por ella, puesto que sobre la superficie estructural que configura, sólo se disponen los niveles de las unidades pertenecientes al Páramo (17 y 18), que se describen a continuación.

El ambiente de depósito de esta unidad, fue el de un lago somero, desarrollado en un episodio de retracción de las facies detríticas. Por su posición estratigráfica en esta Hoja, su edad corresponde al Mioceno medio (Aragoniense-Vallesiense).

### 2.3.2.4. Margas blancas, microconglomerados y areniscas cuarcíticas. Unidad Superior (17). Vallesiense-Turoliese

Esta unidad se sitúa bajo las calizas micríticas del Páramo (18), en el borde NO y en el tercio meridional de la Hoja. Aunque se halla casi siempre cubierta, en las pequeñas ladera que rodean al páramo mencionado, localmente pueden reconocerse en ella una alternancia de margas blancas y margocalizas, junto con margas verdes más blandas y deleznales. En las capas de margocalizas se aprecian moldes de cristales de yeso.

Estas facies se interpretan como depositadas en las zonas marginales de lagos someros y carbonatados, con cierta salinidad, donde la decantación del material más fino, junto con la precipitación de carbonato y sulfatos, originaría el depósito de las margas y los tramos yesíferos.

De forma lateral, se encuentran también sedimentos detríticos. Se trata de areniscas y microconglomerados con clastos de cuarcita y caliza, con abundante matriz arenosa cementados por carbonato. Las arenas están pobremente seleccionadas, con porcentajes muy irregulares de limo + arcilla. Los análisis de minerales pesados dan la asociación turmalina-circón, con estauroлита y rutilo como accesorios. En conjunto presentan tonalidades blanquecinas, amarillentas y rosadas en ocasiones. Son frecuentes las cicatrices erosivas, granoselección positiva y laminaciones cruzadas.

Estas litologías forman 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*"), de cuarzo (coloraciones 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 la composición de sus cantos. Este sistema fluvial se encuentra ampliamente distribuido en la cuenca de Madrid, y ha sido descrito por numerosos autores (CAPOTE y CARRO, 1968, ALIA, *et al.*, 1973, JUNCO y CALVO, 1983, SANZ, *et al.*, 1992, etc.).

Por su relación con las calizas micríticas la unidad suprayacente esta unidad se data como Mioceno medio-superior (Vallesiense superior-Turolense).

#### 2.3.2.5. Calizas micríticas y Calizas negras. Unidad Superior (18). Calizas de Páramo. Turolense

La unidad ocupa las mismas áreas de la Hoja ya indicadas para la anterior. Sobre ella se desarrolla una superficie estructural y erosiva (páramo), ampliamente extendida en la Cuenca de Madrid.

Esta unidad presenta cierta variabilidad litológica, con calizas micríticas, en bancos de 0,5 a 2 m, que de forma gradual y en sentido lateral pueden cambiar a dolomicritas. En ocasiones se observan cavidades de unos pocos centímetros, rellenas por lutitas rojas laminadas, probablemente debidas a una karstificación incipiente. En otros casos la intensa karstificación y recristalización las ha transformado en esparitas. Presentan bastante "*terra-rossa*", granos de cuarzo, caliches, oogonios, microcodinas y filamentos de algas.

Ocasionalmente, aparecen delgados niveles de calizas y lutitas negras, si bien éstas sólo se han reconocido como fragmentos en superficie y nunca en afloramiento. Esta facies, rica en materia orgánica, aparece en las inmediaciones de Pedro Muñoz y en diversas localidades de la contigua hoja de El Provencio.

En el ángulo sureste de la Hoja esta unidad reduce su potencia, al igual que en la contigua Hoja de El Provencio, donde también llegan a faltar los términos margosos de la unidad infrayacente (17) En el norte de la Hoja adquiere mayor espesor. Así, en el km 4.2 de la carretera Toboso-Campo de Criptana, alcanza 5 m. Un sondeo realizado entre la Laguna de Manjavacas y Pedro Muñoz, proporcionó la siguiente sucesión, ordenada de techo a muro:

- 3 m: Caliza blanca compacta.
- 0.5 m: Margas y margocalizas.
- 1 m: Caliza.
- 1.5 m: Arcillas y margas.
- 0.3 m: Caliza detrítica roja.
- 0.5 m: Margas y arcillas.
- 0.3 m: Caliza detrítica roja.  
Arcillas rojo-vinoso.

De techo a muro, la unidad 18 corresponde a los tres primeros niveles, el cuarto a la unidad 17 y los restantes a la unidad 16, cuya potencia aparece muy reducida, apoyándose sobre las arcillas de la unidad 15.

El aumento de espesor más espectacular se produce hacia el sur, de forma que en el centro del Surco Manchego (Hoja de Arenales de San Gregorio) algunos sondeos han llegado a cortar 50 m de calizas micríticas.

El paso a la unidad inferior es gradual y en muchos casos se produce merced a un incremento hacia techo, en la proporción de carbonato contenido en las arcillas y limos, tal como puede observarse en el Cerro del Aguila y al NE de la Laguna de Manjavacas, en el sector oriental de la Hoja.

Estas calizas se interpretan como depósitos de sistemas lacustres carbonatados, que estarían conectados entre sí mediante pequeños canales, rellenos de margas y margocalizas con esporádicas formas de construcción algal. La variedad de facies palustres que ofrece esta unidad, no solo evidencia el carácter somero de los lagos, también delatan la presencia de áreas lacustres con exposición subaérea durante periodos prolongados, que dieron lugar a horizontes de karstificación, o bien de brechificación-nodulización.

Los fósiles y moldes de gasterópodos encontrados no permiten la datación de esta unidad. Por correlación estratigráfica con unidades equivalentes del entorno, se le asigna la edad Mioceno superior (Turolense).

#### 2.3.2.6. Costras y brechas carbonatadas (19) Plioceno-Cuaternario

En relación con la superficie de erosión más alta o finimiocena (ver apartado de Geomorfología) se desarrolló un importante episodio de encostramiento, que todavía se conserva en algunas de las culminaciones de los interfluvios de la meseta de Campo de Criptana y en los anticlinales de la Sierra de Altomira, arrasados por dicha superficie.

Está constituida por carbonatos pulverulentos de color blanquecino, que en ocasiones son compactos y llegan a formar brechas calizas, que atestiguan la acción de escorrentia esporádica, coetánea al encostramiento.

En el ángulo noreste de la Hoja dicho encostramiento desaparece hacia el sur, donde la mencionada superficie pierde altura y debió quedar enterrada por los depósitos de la terraza más alta del río Záncara.

Por su posición en el relieve, se considera para estos materiales una edad indeterminada plio-cuaternaria.

### 2.4. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios de esta Hoja, y en general en la Llanura Manchega, ocupan una gran extensión, fruto del escaso encajamiento de la red fluvial, con un gran desarrollo de zonas endorréicas, una gran extensión de los abanicos aluviales y la presencia de mantos eólicos, cuya fuente es la llanura de inundación del río Záncara, hoy convertida en terraza, ya inactiva.

El resultado es una gran variedad de sedimentos, cuyas interrelaciones temporales han sido estudiadas por MOLINA (1974-75) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982).

#### 2.4.1. Gravas y arenas. Terraza fluvial (20). Pleistoceno inferior

Elevada 3 a 4 m. sobre la llanura aluvial de San Juan aparecen restos de una antigua terraza aluvial. Se localizan exclusivamente en el borde meridional de la hoja. El límite actual de dicha terraza aparece muy degradado, lo que imposibilita su observación y descripción detalladas. En ella predominan los cantos cuarcíticos sobre los calizos.

Su edad debe situarse en el Pleistoceno Inferior, por su posición elevada sobre la llanura aluvial de San Juan.

#### 2.4.2. Gravas, arenas, limos y cantos poligénicos. Llanura aluvial de San Juan o Terraza (21). Pleistoceno medio-superior

Unidad situada en el borde meridional de la Hoja. Los mejores afloramientos se encuentran en las numerosas canteras abiertas para la explotación de áridos, realizadas en la contigua Hoja de Arenales de San Gregorio, en cuya memoria pueden consultarse algunas descripciones detalladas de esta unidad.

Está formada por materiales detríticos: arenas, gravas y limos, con cantos de composición variable, que se disponen en canales y barras superpuestos, alcanzando un espesor de 8 m. La mayoría de los cantos tienen un tamaño comprendido entre 2 y 4 cm, dándose una polaridad en cuanto a la litología de los mismos. Hacia el oeste, la cuarcita es mayoritaria (62%) mientras al este lo es la caliza (hasta 98%). Los cantos de cuarzo y sílex son minoritarios. La forma de los cantos es subangulosa. Algunos de los cantos de cuarcita están encostrados, mientras que los de caliza apenas se muestran alterados. El cuarzo es el mineral más abundante (48-93%), seguido por los carbonatos (5-49%). Los feldespatos están prácticamente ausentes. Dentro de los minerales pesados domina la turmalina (75-85%), con estauroлита, circón, rutilo y granate como minoritarios (0-11%).

Los perfiles edáficos realizados en esta unidad constatan la existencia de varios suelos fósiles de pequeña extensión. Algunos de ellos corresponden a paleosuelos con rasgos hidromórficos, formados en pequeñas depresiones endorreicas, en momentos de estabilidad. Tras la sedimentación de esta unidad, en superficie se formó un suelo poco evolucionado, con un horizonte A gris y uno cálcico, con encostramientos y rizolitos reticulares.

Los materiales de esta unidad se depositaron, en la llanura aluvial de un río mucho mayor que el actual, durante el Pleistoceno medio-superior. Los yacimientos de industria lítica situados sobre estos sedimentos dan una edad Paleolítico superior.

#### 2.4.3. Arcillas y limos con cantos. Glacis (22). Pleistoceno medio-superior

En esta unidad cartográfica se han integrado rampas cubiertas de canturreal y detríticos finos (glacis), que descienden desde la meseta de Campo de Criptana hacia los cauces actuales, en el borde oriental de la misma, junto con otras rampas de menor pendiente, que enlazan la superficie del Páramo y la superficie estructural exhumada (páramo inferior) situada bajo aquel, con la llanura aluvial de San Juan.

No se han encontrado cortes o afloramientos que permitan una descripción detallada de esta unidad. Su composición viene dada por la de los sustratos calizo-margosos de los que procede. Se le asigna una edad Pleistoceno medio-superior, por enlazar con la llanura aluvial de San Juan, o bien quedar en una posición algo elevada sobre los cauces actuales en borde oriental de la meseta de Campo de Criptana.

#### 2.4.4. Limos y arcillas con cantos y bloques calizos. Coluvión (23). Pleistoceno medio-Holoceno

En esta unidad se integran diversos coluviones que cubren algunas de las ladera del borde de la meseta de Campo de Criptana, así como de los valles encajados en la superficie finimioceña, labrada en los pliegues de la Sierra de Altomira.

Son depósitos sin ordenación visible, formados por una matriz limo-arcillosa con cantos y bloques con la composición de las rocas mesozoicas de las que proceden. Su edad puede abarcar desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

#### 2.4.5. Arcillas, limos y arenas con cantos calizos. Aluvial-Coluvial (24). Pleistoceno medio-superior

Son sedimentos de origen mixto (aluvial-coluvial) que tapizan numerosas hondonadas o fondos de valle con forma de bañera, en los que no es posible diferenciar los depósitos de ladera de los estrictamente aluviales. Para ellos hay que pensar en un proceso híbrido entre la caída gravitacional y la escorrentía en lámina de agua o poco canalizada.

Están constituidos por arcillas y limos procedentes de los tramos arcillo-margosos, u otros detríticos, del sustrato, así como de la decalcificación de éste. Presentan cantos subangulosos de composición variable, preferentemente de caliza y dolomía.

Por su posición morfológica deben corresponder a una edad Pleistoceno medio-superior.

#### 2.4.6. Arenas, limos y gravas. Abanicos aluviales (25). Pleistoceno superior-Holoceno

Los abanicos aluviales correspondientes a esta unidad, presentan un pequeño desarrollo y número en esta Hoja, circunscribiéndose a las salidas de algunas de las vaguadas que descienden desde la meseta de Campo de Criptana, de los relieves de la Sierra de Altomira, del borde meridional del Páramo o de la superficie estructural situada por debajo de éste.

Por la litología de las áreas de procedencia, estos depósitos están constituidos por limos y arenas con cantos subredondeados de caliza y dolomía, cuyo tamaño crece hacia los ápices de los abanicos, los cuales pasan lateralmente a depósitos de fondo de valle. En función de esta última circunstancia se les asigna una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

#### 2.4.7. Arcillas y limos pardos con cantos calizos. Fondo de dolina (26). Pleistoceno superior-Holoceno

Sobre las superficies estructurales de las unidades 16 y 18 se han desarrollado diversas dolinas, que en algunos casos coalescen entre sí y adquieren la morfología de uvalas. Su fondo aparece cubierto con "*terra rossa*" de decalcificación y, en las más extensas, por limos oscuros, debido a su funcionamiento ocasional como áreas endorreicas.

#### 2.4.8. Limos negros, en ocasiones salinos. Fondo endorreico y terrazas salinas (27). Pleistoceno superior-Holoceno

El deficiente drenaje de la zona manchega propicia la formación de numerosas lagunas, en su mayoría estacionales. En esta unidad se integran, tanto los depósitos del fondo de dichas áreas encharcables, como las terrazas lacustres que los jalonan en ocasiones. Estos depósitos están constituidos por limos, arcillas y evaporitas y algunos carbonatos (dolomita y calcita). Las evaporitas son sulfatos (yeso, epsomita, hexahidrita, etc.) y cloruros (halita principalmente), que se concentran en los niveles superficiales.

PÉREZ GONZÁLEZ (1982) designó estas depresiones como playas equivalentes a "*Sebkhas*" continentales, o a estepas halo-gypsófilas. Recientemente han sido objeto de un nuevo trabajo en el que se les integra dentro de la evolución geomorfológica del área (RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A., 1999).

El mecanismo principal en su génesis es la inundación superficial, aunque también se han de considerar otros procesos como las subidas del nivel freático, que son especialmente importantes en el origen de las playas situadas en las partes distales de los abanicos aluviales o en las áreas interdunares. En esta Hoja la mayor parte de estas depresiones tienen un origen kárstico, en especial las situadas en relación con las superficies estructurales del Mioceno, en el sector oriental.

Las playas son asignables al Holoceno, aunque el endorreísmo que ha causado estos depósitos debe de haber actuado durante todo el Cuaternario, puesto que se han encontrado yesos intercalados en los depósitos de la Llanura Aluvial de San Juan).

#### 2.4.9. Limos y arenas. Manto eólico (28). Pleistoceno superior-Holoceno

Este tipo de depósitos fue estudiado por primera vez por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) en áreas próximas y posteriormente por el IGME (1988) en la vecina Hoja de Villarta de San Juan (738), documentos ambos a los que remitimos al lector que desee profundizar en el tema.

Están compuestos por arenas muy finas y bien clasificadas, limos y arcillas. Aparecen a lo largo del borde sur de la Hoja, siempre ligados a los depósitos aluviales del río Záncara. Aunque muy degradadas, en especial por las labores agrícolas, es posible reconocer en la fotografía aérea algunas morfologías dunares al sur de la localidad de Campo de Criptana y en el centro-Sur de la Hoja (ver mapa geomorfológico).

La edad atribuida por los autores antes mencionados para este tipo de depósitos es Pleistoceno superior-Holoceno.

#### 2.4.10. Arenas y limos con cantos. Fondo de valle (29). Pleistoceno superior-Holoceno

Son depósitos fluviales que cubren fondos planos de vaguadas, generados por arroyadas ocasionales. Están constituidos por arenas y limos con cantos de composición variable y dependiente de la litología del entorno. En el cauce del río Záncara son limos pardos, producidos por la acumulación de materia orgánica durante los periodos de encharcamiento de épocas pasadas.



En algunos de ellos se hicieron estudios litológicos y paleontológicos detallados, que pueden consultarse en la información complementaria que acompaña a esta Hoja.

- 1) 9 m: Gravas calcáreas angulosas con arcilla-marga roja. Plioceno-Cuaternario.  
4 m: Caliza rosada, roja y blanca. Paleógeno o Cretácico superior.  
61 m: Margas-arcillas rojas, marrones, grises, etc., con fragmentos de anhidrita-yeso. Mioceno.  
4 m: Caliza rosada, roja y blanca. Paleógeno o Cretácico superior.  
6 m: Marga marrón, roja y gris con oogonios de charáceas. Lacustre. Paleógeno o Cretácico.  
8 m: Caliza cristalina ocre-rojiza con arcilla-marga roja. Lias?  
73 m: Margas y arcillas marrones, grises y rojas con intercalaciones de yesos y calizas. Infralías?
- 2) 21 m: Margas y arcillas plásticas rojas, con intercalaciones de calizas lacustres.  
10 m: Calizas amarillentas con intercalaciones margosas. Cenomanense.  
2 m: Arcilla amarilla con dolomita romboédrica. Foraminíferos arenáceos: *Haplophragmoides* y *Ammobaculites*. Cenomanense.  
14 m: Caliza gris-rojiza con marga intercalada. Cenomanense.  
9 m: Margas y arcillas abigarradas con arena fina. Albense.  
102 m: Calizas dolomíticas rojizas, blancas y grises con intercalaciones de marga roja. Frecuente brechificación y recristalización de calcita. Lías.  
66 m: Calizas rosadas y blancas con intercalaciones de margas. Lías.  
36 m: Margas abigarradas con evaporitas y carbonatos a techo. Trías (Keuper).
- 3) 76 m: Margas y calizas rosas, con algún nivel de conglomerados margosos de cantos calizos. Terciario.  
60 m: Alternancia de areniscas margosas blancas a rosadas, y conglomerados margo-arenosos de cantos de caliza. Terciario.  
20 m: Areniscas calcáreas. Cretácico superior.  
6 m: Caliza margo-arenosa amarillenta. Cretácico superior.  
13 m: Arcillas margo-arenosas amarillentas y grisáceas. Albiense.  
20 m: Calizas y calizas margosas, grises y ocre. Cretácico inferior.  
83 m: Calizas rojas y rosas con algunas intercalaciones margosas. Jurásico.  
33 m: Margas, ocasionalmente arenosas y con frecuentes intercalaciones yesíferas. Jurásico.  
6 m: Calizas dolomíticas grises.  
Sorprende la gran profundidad a la que se encuentra el techo del Cretácico, así como la similitud litológica de muchos términos. El sondeo está situado en el contacto Sierra de Altomira-Campo de Criptana y no es arriesgado aventurar una tectónica suficientemente intensa como para falsear la potencia de sus tramos. Lo que en el informe del sondeo se interpretó como Cretácico superior, por su carácter detrítico, puede corresponder al Cenomanense. La caliza rosada, que corta el sondeo a 2-3 m de profundidad, aflora al lado del sondeo y corresponde al Paleógeno inferior.
- 4) 100 m: Calizas y carniolas. Lías.  
20 m: Calizas, dolomías, arcillas rojas y margas. Infralías.  
180 m: Yesos y margas abigarradas. Trías (Keuper).  
70 m: Arcillas rojas. Trías medio.



- 50 m: Areniscas, margas y arcillas rojas. Trías medio.  
 80 m: Areniscas mayoritarias y margas. Trías inferior.  
 Destaca el gran espesor de materiales triásicos (casi 400 m) en una zona supuestamente horizontal.
- 5) 3 m: Margas y limos. Suelo.  
 5 m: Calizas rojas con intercalaciones de margas.  
 116 m: Margas rojas con yesos, limos y niveles conglomeráticos.  
 19 m: Arcillas margosas rojas y azules, plásticas.  
 92 m: Alternancia de conglomerados, margas, arcillas, arenas y calizas, éstas más abundantes hacia la base. Cretácico superior-Paleoceno.  
 28 m: Calizas grises y blancas. Cretácico superior.  
 6 m: Conglomerados calizos y calizas con margas.  
 12 m: Margas grises plásticas.  
 3 m: Conglomerado cuarcítico.  
 6 m: Margas grises y arcillas.  
 Los últimos cuatro términos pertenecen al Albense-Cenomanense.
- 6) 10 m: Calizas con crinoides. Lías.  
 40 m: Calizas compactas y dolomías en la base.  
 100 m: Alternancia de margas y calizas margosas.  
 50 m: Calizas compactas. Infralías.  
 Ésta sucesión puede corresponder a la serie Liásica, con la Formación Cuevas Labradas a techo, (40 m) seguida de la Fm. Cortes de Tajuña (100 m) e Imón (50 m). Las potencias reales quizás sean menores, debido al probable buzamiento de la serie.
- 7) 14 m: Caliza beige bajo arcillas rojas. La caliza tiene abundante fauna del Santoniense superior.  
 16 m: Margas verdes. Cretácico superior.  
 30 m: Dolomías rojas. Cretácico superior.  
 Este sondeo se sitúa en un lugar donde la cobertera cenozoica es muy delgada y debajo de la cual se hallan los materiales cretácicos del Anticlinal de El Conejo, en su prolongación hacia el sur.
- 8) 8 m: Arcilla roja. Cuaternario.  
 10 m: Caliza roja. Mioceno? ¿Infralías?  
 9 m: Arcilla roja con yeso. Trías?
- 9) 70 m: Arcilla roja. Trías (Keuper).  
 110 m: Arenisca con intercalaciones de arcillas verdes-grises.  
 140 m: Arenisca. Trías inferior.  
 Otros 32 m (al menos) de Triásico.
- 10) 70 m: Arcilla roja con algo de caliza. Plioceno-Cuaternario.  
 10 m: Caliza compacta roja con arenas. Turolense.
- 11) 200 m: Arcillas blancas y rojas.  
 100 m: Arenas, arcillas y gravas. Trías.  
 Parte de los 200 primeros metros debe corresponder al Trías.

- 12) 12 m: Caliza compacta. Plioceno.  
73 m: Arcilla blanca y roja con capas de caliza. Mioceno.  
7 m: Arenas finas.  
9 m: Calizas.  
Quizás los últimos 16 m sean cretácicos.
- 13) 20 m: Calizas blancas detríticas, arenas y arcillas. Plioceno.  
21 m: Arcillas y areniscas con niveles conglomeráticos. Mioceno superior-Plioceno inferior.  
20 m: Brechas calcáreas, calizas margosas y margas grises. Mioceno inferior-medio o Cretácico superior-Paleógeno.
- 14) 25 m: Caliza blanca y gris. Plioceno.  
5 m: Arena fina con grava.  
30 m: Alternancia de caliza roja y arena.
- 15) 4 m: Arenas finas. Cuaternario.  
2.5 m: Arenas con gravas. Cuaternario: Llanura aluvial de San Juan.  
15 m: Calizas blancas oquerosas. Plioceno.  
89 m: Arcillas rojas con yesos, más abundantes en la base. Mioceno.  
En los últimos metros se alcanzan niveles yesíferos que podrían correlacionarse con los yesos del Mioceno que afloran al E, en la Hoja de El Provencio, y también con las evaporitas que aparecen en los sondeos de la Hoja de Arenales de San Gregorio.
- 16) 5 m: Tobas calcáreas arenosas y margas beigeas. Plioceno.  
40 m: Calcarenitas gravelosas y pisolíticas, con fragmentos de rudistas. Algún nivel de margas ferruginosas. Cretácico superior.  
120 m: Alternancia de arcillas negras carbonosas y yesíferas con brechas diagenéticas de calizas cristalinas.  
122 m: Brechas calcáreas intraformacionales de calcarenitas pisolíticas, microcristalinas y calizas grises.  
Este sondeo atraviesa un anticlinal oculto bajo un delgado (5 m) Plioceno. Los 282 m de los 3 grandes tramos inferiores han sido interpretados como correspondientes al Cretácico superior. Destaca este gran espesor en una zona donde el Cretácico es poco potente, lo que sugiere que el sondeo atraviesa el flanco del pliegue.

### 3.2. GEOFÍSICA

Los principales datos geofísicos proceden del estudio gravimétrico realizado por el IGME en 1987: "Gravimetría estructural 1/50.000 de las Hojas 714 (Campo de Criptana), 739 (Arenales de San Gregorio) y 762 (Tomelloso)". Dicho informe fue realizado específicamente para el proyecto MAGNA, y se encuentra disponible en la documentación complementaria.

La mitad oriental del mapa gravimétrico (figura 3) muestra anomalías con directrices submeridianas que se corresponden perfectamente con la distribución de los pliegues en los materiales mesozoicos. Esas anomalías no se amortiguan hacia el sur, lo que indica que los pliegues se prolongan bajo los sedimentos terciarios, más allá del límite meridional de la Hoja. La

forma de las anomalías también revela que la distribución y geometría de los pliegues ocultos sigue siendo similar la que se observa en superficie, con relevos y con giros en planta.

Los pliegues más destacables que se observan bajo la cobertera pliocuaternaria son:

- El correspondiente a la continuación hacia el sur del anticlinal de los Miélgares, hasta su conexión con los afloramientos mesozoicos de la zona donde el río Záncara es cruzado por la carretera de Pedro Muñoz a Socuéllamos. De hecho, en esa zona se debe producir la terminación periclinal del pliegue, tal como refleja la brusca desaparición de la anomalía gravimétrica mediante un giro hacia el este. La comprobación de la existencia de este anticlinal viene dada por el sondeo nº 16, que corta el Mesozoico a tan sólo 5 m de profundidad.
- También parece existir otro anticlinal oculto al sur del río Záncara y al oeste de la carretera de Pedro Muñoz a La Alameda de Cervera. Este anticlinal tiene una dirección NO-SE, se prolonga por la Hoja de Arenales de San Gregorio y probablemente representa el límite oriental de los pliegues de la Sierra de Altomira.
- El sinclinal situado entre los anticlinales de los Miélgares y el del Miralbueno también se prolonga unos 4 km hacia el sur, bajo el Plio-cuaternario. Este parece situarse en relevo con otro sinclinal oculto que va desde la Laguna de Pedro Muñoz, por debajo del trazado de la carretera a Socuéllamos, hasta el punto kilométrico 10, a poca distancia del río Záncara. Las isólinas de Bouguer están mucho más apretadas en el flanco occidental del sinclinal que en el oriental, debido a la posición más verticalizada del primero en comparación con el segundo, lo que implica una vergencia hacia el este.
- El anticlinal de El Conejo queda también reflejado en las anomalías gravimétricas, que indican su posible continuación hacia el SSE, a lo largo de 2 o 3 km.
- El sinclinal situado al este del anticlinal anterior también se prolonga hacia el sur, hasta las proximidades de la Laguna de Alcahozo.

La parte más oriental de la Hoja de Campo de Criptana fue objeto de otro estudio gravimétrico (IGME, 1985), en el cual se modelizó la posición del techo del Mesozoico, que en las zonas sinclinales, está situado a profundidades máximas que oscilan entre 200 y 300 metros.

La mitad occidental del mapa gravimétrico está caracterizada por la presencia de máximos y mínimos que dibujan formas circulares.

- Destaca el fuerte mínimo de la zona meridional (495-4357), debido a la presencia de materiales de baja densidad, posiblemente terciarios, que están rellenando una profunda cuenca terciaria. Los límites septentrional y oriental de dicha cuenca están indicados por un apretamiento de las isólinas, lo que puede ser debido a la presencia de fallas limitando la cuenca. La geometría de ésta ha sido precisada gracias a los datos eléctricos de S.E.V. (IGME-IRYDA, 1975). Es una cuenca asimétrica cuyos límites norte-noreste están muy verticalizados, y donde el mesozoico resistivo se sitúa a 400 metros de profundidad.
- Otro mínimo se halla al NO de la Hoja, que posiblemente esté relacionado con la presencia de materiales que rellenan otra cuenca terciaria que se extiende hacia el río Cigüela.

- El área de mayores valores se da en la parte nororiental de la Plataforma de Campo de Criptana y su conexión con el anticlinal de El Toboso. Sorprende que tampoco haya un límite gravimétrico entre ambas estructuras. Este área de máximo gravimétrico está limitada hacia el oeste por una zona de fuerte gradiente, orientada NO-SE, que coincide a grandes rasgos con el contacto entre las dos unidades cartográficas del Jurásico (4 y 5).

Esa zona podría continuarse hacia el sur de la Hoja, con la zona de fuerte gradiente que separa los pliegues más occidentales de Altomira de la cuenca terciaria que produce el mínimo gravimétrico meridional. El significado de este fuerte gradiente puede corresponder a un importante accidente situado en el límite entre la Sierra de Altomira y la Plataforma de Campo de Criptana, localizado a 4 o 5 km hacia occidente de su aparente situación en superficie, según se deduce de la cartografía. A este respecto, hay que tener en cuenta que la franja cretácica adosada por el este a la Plataforma de Campo de Criptana se acaba hacia el sur en la zona de las Colinas (496-4364), coincidiendo con la situación del fuerte gradiente.

- Finalmente, el mapa gravimétrico muestra otro máximo relativo en el borde occidental de la Hoja, causado por los materiales paleozoicos que llegan a aflorar en el Monte de San Antón. Este máximo, a falta de datos gravimétricos de la Hoja de Alcázar de San Juan, parece orientarse NNO-SSE, dirección paralela a la que muestran los pliegues mesozoicos y las anomalías gravimétricas que ellos generan.

#### 4. TECTÓNICA

Los afloramientos mesozoicos quedan restringidos a la mitad septentrional de la Hoja, donde aparecen dos sectores claramente diferenciados. La mitad occidental está ocupada por el relieve y estructura del Campo de Criptana. La mitad oriental corresponde a los pliegues más suroccidentales de la Sierra de Altomira.

Ambos sectores experimentaron una evolución preorogénica similar. En la evolución orogénica, se da una notable diferencia, ya que Campo de Criptana aparece como un área con escasa deformación, en tanto que las estribaciones meridionales de Altomira aparecen con un plegamiento bastante acusado.

En el borde occidental de la Hoja y en las inmediaciones de Alcázar de San Juan aflora un pequeño relieve residual constituido por cuarcita armoricana, correspondiente al afloramiento más oriental del Zócalo de la Mancha. Dichos materiales experimentaron la evolución preorogénica y orogénica propia del ciclo hercínico, la cual no será tratada en esta memoria, dada la escasa entidad del citado afloramiento (1) (ver memoria Hoja de Alcázar de San Juan).

Seguidamente se tratará por separado los datos y conclusiones relativas a la evolución orogénica en el Campo de Criptana y de las estribaciones meridionales de Altomira.

##### 4.1. PLATAFORMA DE CAMPO DE CRIPTANA

Como ya se ha indicado, corresponde a una mesa o relieve con estructura casi tabular, constituida por los tramos basales del Jurásico, bajo los cuales afloran, en posición subhorizontal, las arcillas y yesos triásicos, en facies Keuper. En las inmediaciones de Alcázar de San Juan, estos últimos materiales, sin deformación alguna, llegan a fosilizar el paleorelieve del zóca-

lo paleozoico, siendo cubiertos a su vez por el Neógeno y Cuaternario del Corredor Manchego.

En los afloramientos de los niveles yesíferos correspondientes al Keuper, se han tratado de localizar indicadores de movimientos asimilables a algún tipo de deformación, mediante la observación de las vetas de yeso fibroso que rellenan diversas grietas, confirmándose en todos los casos un crecimiento estático para las mismas. Las escasas deformaciones observadas solo pueden atribuirse a procesos de hidratación y aumento de volumen.

Por el contrario el tramo carbonatado del Jurásico ha puesto de manifiesto la existencia de pliegues con anchura hectométrica y decamétrica, con buzamientos máximos en torno a los 10° y una dirección E-O a ENE-OSO.

El rasgo estructural más destacable de este dominio, se localiza a lo largo del borde norte de dicha estructura tabular. Entre las carreteras de Alcázar de San Juan a Miguel Esteban y de Campo de Criptana a El Toboso, dicho borde presenta una dirección promedio E-O y a lo largo del mismo las capas pierden su horizontalidad, con buzamientos de 9° a 10° en el extremo oriental, y de 40° en la carretera a Miguel Esteban. A partir de este último lugar y hacia el oeste, dicho límite se incurva progresivamente, hasta adquirir una dirección ENE-OSO, a la par que las capas comprendidas en una banda de unos 50-100 m de anchura van incrementando su buzamiento, verticalizándose totalmente en la Cañada de la Cabra. En un corte N-S situado en esta Cañada, las capas del Jurásico buzaban 80° al norte, y las capas de areniscas cretácicas (facies Utrillas), situadas algo más al norte, están invertidas. Por otra parte en algunos de los pocos afloramientos existentes, pueden apreciarse superficies de cizallamiento, con buzamiento de unos 40° al sur, compatibles con un cabalgamiento vergente hacia el norte.

Se trata en definitiva de un importante accidente, que con dirección ENE-OSO a E-O, puede seguirse, desde el ángulo noroccidental del Campo de Criptana hacia el oeste, a lo largo de unos diez o doce kilómetros, hasta los afloramientos jurásicos más occidentales, situados ya en la Hoja contigua de Alcázar de San Juan, donde en superficie aparece como una falla vertical, que hunde el bloque septentrional (areniscas y conglomerados paleógenos) en relación al meridional (arcillas y yesos triásicos).

Los datos extraídos en la plataforma de Campo de Criptana ponen de manifiesto la ausencia de estructuras asimilables a la fase compresiva y principal de la Sierra de Altomira, situada a tan solo 2 km al este. Los escasos y suaves pliegues detectados en su extremo nororiental, podrían asimilarse, por su dirección, a la primera fase compresiva (con dirección NO-SE a NNO-SSE) descrita por diversos autores en otros sectores de la Ibérica (BRINKMANN, 1931; GÓMEZ y BABIN, 1973; ÁLVARO, 1975; VIALARD, 1973; GARCÍA ABAD, 1975; ÁLVARO *et al.*, 1979; MANERA BASSA, 1981; CAPOTE *et al.*, 1982; y SIMÓN GÓMEZ, 1984) (Fig. 4).

M. A. 65 50 35 30 23 20 15 10 5 2 1 0

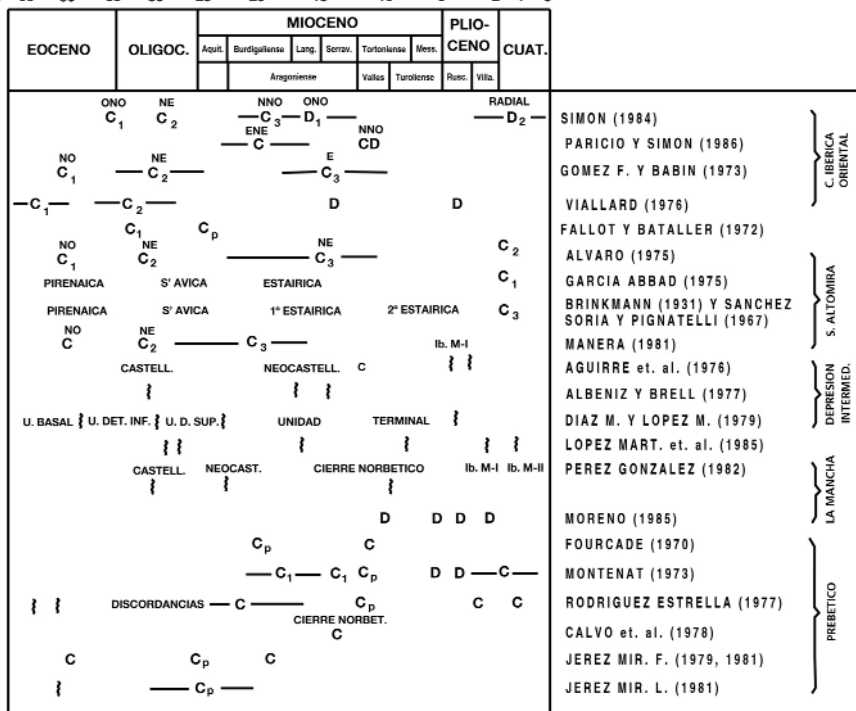


Fig. 4.- Cuadro de las fases tectónicas cenozoicas dadas por diferentes autores para la cadena Celtibérica, La Mancha y el Prebético. Las fases van indicadas con un nombre en mayúsculas o en signo.  $NEC_2$  = segunda compresión con  $\sigma_1 = NE$ ;  $ONOD$  = distensión con  $\sigma_3 = ONO$ . El tiempo abarcado por las fases está indicado por líneas horizontales; I = discordancia, con referencias a eventos o unidades sedimentarias. Ib.M-I = fase Iberomanchega I. (Elaborado por Barranco, 1988).

Esta primera fase, con edad preoligocena (Fase Pirenaica), o quizás preoligoceno medio (fase Castellana) en la Sierra de Altomira, no ha sido generadora de macroestructuras. Tan solo MANERA BASSA (1981), en el sector situado al este de Quintanar de la Orden, atribuye a la misma diversas superficies estilolíticas cortadas y desplazadas por otras posteriores.

En relación con la fractura correspondiente al límite noroccidental del Campo de Criptana, hay que señalar, que por su orientación, corresponde a la familia de accidentes del zócalo, transversos a la dirección de los pliegues de Altomira (MUÑOZ MARTÍN y DE VICENTE, 1998). Dicha fractura debe presentar un importante salto en la vertical con hundimiento del bloque norte y verticalización de las capas mesozoicas, y ha podido experimentar movimientos diversos a lo largo de la evolución alpina de la cordillera Ibérica. Este accidente queda cubierto por, al menos, las capas superiores de la unidad 14 (Mioceno-Plioceno?), indicando la ausencia de movimientos posteriores al depósito de ellas.

## 4.2. EXTREMO SUROCCIDENTAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA

En este dominio aparecen estructuras anticlinoriales, separadas por sinclinales ocupados en su núcleo por materiales neógenos.

Del oeste hacia el este cabe distinguir:

- Anticlinorio de El Toboso.
- Anticlinal de Miralbueno.
- Anticlinorio de Los Mielgares.
- Anticlinorio del Conejo.

El primero de ellos presenta un gran desarrollo longitudinal (más de 11 km en el interior de la Hoja), con una dirección NNE, en su extremo septentrional, ONO en su porción central y N-S a NNO-SSE en sus afloramientos meridionales. Por ello dicha estructura presenta en planta un acusado giro sinetral de su porción central. Por otra parte no muestra vergencia definida.

El anticlinal de Miralbueno es una estructura más simple que la anterior situándose en continuidad con la misma, pero mediando entre ambas una superficie de cabalgamiento paralela al pliegue, la cual ha podido reconocerse en unas excavaciones situadas a la altura del km 16 de la carretera de Pedro Muñoz a El Toboso. En dicho lugar aparece en posición vertical, con *esquistosidad milonítica* y numerosas estrías verticales afectando a los niveles margosos del Turoniense. Por otro lado, el pliegue anticlinal presenta una marcada vergencia con un flanco occidental de capas verticales, a veces invertidas, y donde los tramos menos competentes del Cretácico aparecen fuertemente estirados, como resultado del cabalgamiento mencionado. Ambas estructuras presentan una dirección constante NNO-SSE, con un desarrollo longitudinal de unos 5 km, bastante inferior al del resto de los pliegues comprendidos dentro de la Hoja.

Los otros dos anticlinorios quedan muy próximos entre sí, con una dirección NNO en el anticlinal de Mielgares, y NNO a N en el anticlinal de Conejo. Ambos presentan una marcada vergencia al oeste, con capas verticales en sus flancos occidentales. En el Anticlinorio del Conejo la vergencia, parece atenuarse de norte a sur. En los afloramientos más septentrionales, las capas Cretácicas de su flanco occidental aparecen volcadas, con buzamientos de 65° a 70° al este. En el mismo flanco inverso aparece una superficie de cabalgamiento que, con la misma vergencia repite los niveles competentes del Cenomanense, a lo largo de unos 2 km, atenuándose y desapareciendo hacia ambos extremos.

Por otra parte y al lado occidental de dicho flanco, aparece un sinclinal, afectando a las facies de borde conglomeráticas del Mioceno inferior (14), también con vergencia al oeste, con un buzamiento de unos 25° en su flanco oriental, y de 70° a 40° en el occidental, disminuyendo de norte a sur.

Resumiendo, de los cuatro grandes anticlinorios comprendidos dentro de la Hoja, el más occidental, presenta una geometría abierta y un acusado giro en planta. Sin embargo, los tres pliegues restantes muestran una acusada vergencia, con sus flancos occidentales afectados por cabalgamientos, a la par que su trazado es bastante rectilíneo. El conjunto corresponde a un acortamiento de la cobertera más acentuado que el detectado hacia oriente (Hoja geológica de El Provencio).

En relación con las microestructuras, apenas se han reunido datos de observación dignos de interés. Tan solo en las inmediaciones de la Ermita de Santa Ana se ha podido medir un sistema de diaclasas constituido por las familias 50, 90; y 100, 50 N, que podrían interpretarse como un sistema conjugado generado por una fase compresiva con dirección ENE-OSO.

Al igual que en la Hoja contigua de El Provencio, situada al este, se dan también aquí las siguientes situaciones:

- Los afloramientos más meridionales de los pliegues de Altomira aparecen recubiertos por las formaciones del Neógeno y Cuaternario y no coinciden con auténticos cierres periclinales con inmersión de sus ejes al sur, tal como proponía SÁNCHEZ SORIA y PIGNATELLI (1967) y SÁNCHEZ SORIA (1973). Dichos autores vinculaban las supuestas inmersiones a la actuación del accidente de San Clemente, con un hundimiento del bloque meridional. Dicho hundimiento debe de localizarse en sectores más meridionales en relación con dichos afloramientos, tal como se desprende también de los datos de geofísica ya expuestos más arriba.
- Del conjunto de estructuras anticlinales pueden distinguirse dos geometrías bien diferenciadas. Por un lado pliegues laxos, con giros en planta, izquierdos. Por otro, se dan pliegues con desarrollo longitudinal más recto, fuertemente vergentes y con superficies de cabalgamiento en sus flancos occidentales, o bien en relación con otros pliegues menores pertenecientes a la misma estructura.

En relación con el mecanismo de plegamiento en la Sierra de Altomira diversos autores habían propuesto el modelo de tectogénesis primaria y tectogénesis secundaria (FONTBOTÉ y RIBA, 1956; CAPOTE y CARBÓ, 1970; SÁNCHEZ SORIA, 1973), según el cual los movimientos en la vertical del zócalo a favor de accidentes longitudinales a la cadena, habrían introducido el despegue de la cobertera y los movimientos en la horizontal como generadores del plegamiento.

Posteriormente (ÁLVARO Y CAPOTE, 1973; ÁLVARO, 1975; Y MANERA BASSA, 1981), contemplan la deformación como el resultado de la transmisión de empujes horizontales a través de la cobertera, generadores de micro y macroestructuras a todas las escalas. Los dos últimos autores establecen tres fases compresivas principales para el área de Sigüenza y Quintanar de la Orden, respectivamente. La primera (preoligocena) presenta una dirección NO-SE, la segunda (intraoligocena) corresponde a la fase principal de la Ibérica (NE-SO), en tanto que la última (ENE-OSO) corresponde a la fase principal de Altomira (Mioceno inferior), cuya evolución y estructuras asociadas también fueron descritas por ALVARO y CAPOTE (1973) en las inmediaciones de Buendía.

Según MANERA BASSA (*op. cit.*) en la Sierra de Altomira las dos primeras fases mencionadas no habrían llegado a generar macroestructuras y solamente diferentes familias de superficies estilolíticas. Dicha circunstancia parece cumplirse igualmente en los sectores del dominio Altomira comprendidos dentro de la Hoja, si bien sólo se han detectado escasas microestructuras asimilables a las fases mencionadas. Dos han sido los pulsos tectónicos que afectaron claramente a los materiales y que produjeron marcadas discordancias angulares. El primero pliega el Mesozoico y este se empieza a erosionar generando los conglomerados calizos (unidad 14) (Mioceno inferior-medio). Posteriormente ocurre otro pulso que deforma estos materiales. El primero puede corresponder a la Fase Castellana (Oligoceno superior) y el segundo a la Neocastellana.



Por último, y como dato de gran interés relacionado con el mecanismo generador de los pliegues de Altomira, hay que tener en cuenta los datos de la geología del subsuelo aportados por HISPANOIL y reunidos, para este sector en un Corte Tectónico Generalizado (Cuencas de Madrid-Toledo-La Mancha). En dicho perfil se supone un despegue general, para el conjunto Sierra de Altomira, Depresión intermedia y Serranía de Cuenca, mediante cabalgamientos basales a nivel del Keuper, a partir del cual emergen diversas superficies de rampa o cabalgamientos asociados a los flancos occidentales de diversos anticlinales. Así pues, dicho modelo implica una aloctonía y traslación de la cobertera desde el este hacia el oeste.

Si tenemos en cuenta este último modelo junto con la circunstancia ya apuntada, relativa a la coexistencia de pliegues abiertos, sin vergencia y con cambios acusados en su dirección, junto con pliegues-falla, fuertemente vergentes y rectilíneos, pueden plantearse las siguiente hipótesis:

El plegamiento de la Sierra de Altomira dio lugar inicialmente a pliegues suaves y sin vergencia definida, los cuales deberían experimentar giros en planta como resultado de la actuación de accidentes de zócalo, con dirección la E-O a ENE-OSO, como desgarres sinestrales. Posteriormente el acortamiento de la cobertera pasó a resolverse mediante un despegue generalizado a nivel del Keuper y diversas superficies de rampas con los correspondientes pliegues de propagación de falla. Simultáneamente, el resto de los pliegues no asociados a dichos cabalgamientos perduraron con su geometría inicial aunque experimentaron un desplazamiento general hacia el oeste, de forma que su posición actual ya no puede utilizarse para situar los posibles accidentes de zócalo generadores de los giros de sus ejes.

#### 4.3. RELACIONES ENTRE LOS DOMINIOS CAMPO DE CRIPTANA Y SIERRA DE ALTOMIRA

Dentro de la Hoja dichos dominios aparecen muy próximos y separados por tan sólo una estrecha zona con materiales del Neógeno y Cuaternario, que debe cubrir algún accidente con dirección NNE-SSO, el cual ha debido de actuar como límite entre el dominio occidental (Campo de Criptana) con deformación escasa, y el oriental (Sierra de Altomira) caracterizado por un plegamiento con fuerte vergencia asociado a superficies de cabalgamiento.

Teniendo también en consideración los datos del subsuelo y a falta de más datos sobre su naturaleza real, dicho límite puede ser interpretado en función de los diferentes modelos tectónicos aplicables a la Sierra de Altomira. Por un lado podría considerarse como un accidente de zócalo delimitando un bloque occidental elevado de otro oriental hundido. En este último se habría producido un engrosamiento de la cobertera como resultado de su plegamiento e imbricación más o menos acentuada.

Por otra parte también podría interpretarse como la salida a la superficie de un cabalgamiento basal, suponiendo una aloctonía general para la totalidad de la Sierra de Altomira y con la aproximación de dos dominios estructurales bien diferenciados y originalmente más distanciados.

Entre ambas hipótesis (escalón en el zócalo o frente de cabalgamiento emergente) o como una suma de ambas, podría especularse con la existencia en profundidad de un cabalgamiento ciego finalizando bruscamente ("*tip line*") contra el escalón mencionado. En este caso los sectores más occidentales de Altomira habrían experimentado un escaso transporte tectónico el cual se habría incrementado progresivamente hacia oriente.

#### 4.4. FASES TECTÓNICAS Y CAMPOS DE ESFUERZOS EN LA CORDILLERA IBÉRICA Y ALTOMIRA

Hasta el final de los años ochenta la evolución alpina de la Cordillera Ibérica y sus aledaños, ha sido contemplada como una sucesión de fases o etapas tectónicas establecidas por diferentes autores en base al análisis macro y microestructural en diferentes sectores de la cadena y al registro estratigráfico. Las fases tectónicas que se han ido estableciendo no siempre dan cuenta de todos los datos estructurales y estratigráficos de los sedimentos coetáneos en las diferentes localidades.

SIMÓN GÓMEZ (1988, 1989 y 1990) desarrolló una nueva metodología basada en los campos de esfuerzos, para el estudio de la evolución tectónica de la Cordillera Ibérica. Con ello, no descarta la existencia de etapas álgidas en el diastrofismo, pero señala las mayores posibilidades de integración que presentan los campos de esfuerzos, en lo referente a edades y cinemática deducibles de estructuras en diferentes localidades, frente a la metodología basada en el establecimiento de sucesivas fases tectónicas.

Para ello, este autor llama la atención sobre las siguientes premisas:

- La cordillera Ibérica y áreas limítrofes han experimentado una evolución compleja, fruto de la propagación hacia el interior de la península de los esfuerzos diacrónicos debidos a la convergencia entre Europa y África.
- Los campos de esfuerzos provocados como consecuencia de lo anterior son inhomogéneos, ya que experimentan desviaciones e inversiones entre los esfuerzos principales, en relación con determinados accidentes.
- Campos de esfuerzos diferentes pueden actuar a la vez o al menos superponerse de forma alternativa en un mismo sector y para un determinado intervalo de tiempo geológico.

Seguidamente se expone la evolución alpina según el modelo clásico o anterior de fases tectónicas. Después se realiza un esbozo de los trabajos más recientes sobre campos de esfuerzos en el entorno del corredor manchego.

##### 4.4.1. Etapas tectónicas

A nivel regional, se ha establecido la siguiente sucesión de fases para el ciclo alpino (Fig. 4):

##### Fases preorogénicas:

Durante el Jurásico y el Cretácico tienen lugar las fases Neoquimérica y Aústrica, que provocan inestabilidad en el zócalo, mediante movimientos verticales (etapa de flexura del aulagógeno Celtibérico, ALVARO *et al.*, 1979).

Como consecuencia de lo anterior, se diferencian dos áreas durante el Cretácico y el Paleógeno: una meridional con tendencia al levantamiento (La Mancha-Campo de Montiel) y otra septentrional con tendencia al hundimiento (Depresión intermedia-Altomira).

##### Fases compresivas alpinas:

Durante el Terciario tiene lugar la Orogenia Alpina. La actuación de los dos márgenes activos de Iberia (Pirineo-Cantábrica y Bético- Balear) provocaría la deformación en el aulagógeno Celtibérico (ALVARO *et al.*, 1979) y en Campo de Montiel.

Se han descrito hasta 4 fases orogénicas para la Cadena Celtibérica situadas cronológicamente como sigue: Eoceno superior (Pirenaica) con compresión máxima en la dirección NO; Oligoceno superior (Sábrica o Castellana) compresión NE; Mioceno inferior-medio (Estábrica o Neocastellana) con compresión NNO y Mioceno medio-superior con compresión NNO.

Las fases principales en la zona manchega son la 2ª y la 3ª de las mencionadas, responsables de las deformaciones principales en el borde Sur de la Sierra de Altomira y en la Llanura Manchega oriental.

Por otra parte, en el Prebético parece existir una situación compresiva dirigida hacia el NO-NNO desde el Eoceno medio al Tortonense.

#### Fases postorogénicas:

La evolución post-orogénica ha sido estudiada en los sectores centrales y orientales en la Ibérica (VIALARD, 1973; CAPOTE *et al.*, 1982; SIMÓN GÓMEZ, 1984; OLIVE DARO *et al.*, 1985; PARICIO y SIMÓN GÓMEZ, 1986; etc.). Sin embargo, en la Sierra de Altomira, dicha evolución resulta menos conocida.

ALVARO y CAPOTE (1973) señalan la actuación con posterioridad al plegamiento, de un sistema de fallas normales conjugadas, con dirección E-O.

En el interior de la Hoja las fracturas paralelas a las capas localizadas en los anticlinorios de los Mielgares y del Conejo, parecen haber actuado tras la relajación de la compresión, como fallas normales, colaborando al hundimiento de las cuencas miocenas situadas entre los anticlinales.

Por otro lado, la desaparición de los afloramientos mesozoicos hacia el sur de la Hoja, debe estar producida por el juego de fracturas, con hundimiento progresivo del sustrato mesozoico en aquella dirección, de manera similar al mecanismo de hundimiento hacia el norte del mesozoico de Campo de Montiel bajo la Llanura Manchega.

Según el modelo clásico, la evolución postorogénica y global de la Cadena Ibérica, puede inscribirse dentro de un contexto distensivo generalizado que, durante el Neógeno, tuvo lugar en el borde oriental de la península, el cual enlazaría con el sistema de fases de Languedoc y del Valle del Rin (VEGAS *et al.*, 1979). A lo largo de dicho sistema la distensión se inició por el norte (Oligoceno terminal, en el Languedoc), progresando hacia el sur, de forma que la apertura y ampliación de las depresiones catalanas y cuenca norbaleares tuvo lugar en el Mioceno Inferior. Las cuencas del Maestrazgo y sistema Ibérico oriental se configuraron como tales en el Vindoboniense y en el Vallesiense. Según este modelo, a distensión habría alcanzado la zona manchega en el Vallesiense-Turolense, inmediatamente después del cierre del estrecho nordbético. En dicho momento se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y diversas cuencas intramontañosas del Prebético (CALVO *et al.*, 1978).

La evolución de la distensión tuvo lugar a través de diversas etapas o fases, estando en consonancia con las dos etapas reconocidas en el Mediterráneo occidental (ARMIJO *et al.*, 1977; BOUSQUET, 1977).

En la Cordillera Ibérica oriental SIMÓN (1984) y posteriormente APARICIO y SIMON (1986) reconocen dos etapas. La primera, de edad Vallesiense, produciría una extensión ONO, mien-

tras que la segunda actuaría, de forma radial y continúa, durante el Plioceno terminal y el Cuaternario.

En el Prebético MONTENAT (1973) propuso una distensión desde el Tortoniense al Plioceno, seguida por una compresión Cuaternaria y activa hoy día.

En la zona Manchega y Campo de Montiel, AGUIRRE *et al.* (1976) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982) establecieron varios procesos distensivos, a continuación de la fase compresiva del Tortoniense basal:

- Turolense inferior: apertura de las cuencas del Júcar y Cabriel e inicio de la creación del Surco Manchego. También genera desnivelaciones de las distintas superficies de erosión del Campo de Montiel y está relacionado con el vulcanismo ultrapotásico de Campos de Calatrava.
- Villafranquiense basal: fase Iberomanchega I. Se estructura definitivamente el corredor Manchego. En la Cuenca del Tajo llega a producir pliegues y fallas (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1978).
- Villafranquiense inferior-medio: fase Iberomanchega II. Deforma levemente los materiales recién depositados mediante un basculamiento hacia el SO comenzando ya en la anterior fase. Ambas fases Iberomanchegas se relacionan con el vulcanismo alcalino de Campos de Calatrava.

Durante el Pleistoceno inferior se produjeron los últimos movimientos detectados en la región. Entonces, las superficies y los niveles de terrazas manchegas experimentaron un basculamiento al S y SO, condicionando un umbral arqueado que motivó la salida del río Júcar hacia el Mediterráneo. La disposición arqueada y centrífuga hace pensar en la acción simultánea de las dos familias de accidentes NE y NO.

Es evidente que dicho modelo de evolución tectónica no da cuenta, por ejemplo, del giro del extremo meridional de La Sierra de Altomira, o de las edades asignadas a los diferentes depósitos neógenos, en la elaboración final de esta Hoja y otras contiguas. No obstante, se ha optado por la inclusión de dicho modelo en esta memoria, por ser innegable el alto grado de elaboración que alcanzó. Seguidamente se resumen las ideas más recientes que contemplan la evolución tectónica como una sucesión, a veces superposición espacio-temporal, de campos de esfuerzos.

#### 4.4.2. Campos de esfuerzos en la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira

Diversos trabajos de los años noventa aportan un nuevo enfoque para el estudio de la evolución tectónica de la Mancha y sus bordes montañosos. Así, la Sierra de Altomira es interpretada como el resultado de una primera actuación del *campo ibérico* ( $\sigma_1$  NE-SO), durante el Oligoceno, en la que se generarían las estructuras de su mitad meridional (dirección NO-SE) (MUÑOZ MARTÍN Y DE VICENTE, 1998 a). Posteriormente y según los mismos autores, durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, se produjo un solapamiento espacio-temporal del campo ibérico anterior y del *campo bético* ( $\sigma_1$  NNO). Esta superposición de campos, producida en el antepaís común a los orógenos pirenaico y bético, dio lugar al *campo Altomira* ( $\sigma_1$  N100 E), que estructuró la mitad septentrional de esta pequeña cadena, cuyos pliegues y cabalgamientos presentan una dirección N-S a N 20E en su extremo más septentrional.

De acuerdo con lo anterior, Altomira es interpretada como una estructura de escape hacia el oeste de una cobertera mesozoica que se acuña en el mismo sentido, y que se despega del basamento y tegumento triásico gracias al nivel del Keuper. En este proceso, los accidentes de zócalo jugaron un papel determinante en los procesos: nucleación de pliegues, formación de rampas de cabalgamiento o de transferencia y en la diferenciación de los sectores septentrional y meridional de la cadena (PERUCHA *et al.*, 1995; MUÑOZ MARTÍN, 1997 y MUÑOZ MARTÍN y DE VICENTE, 1998 b).

Desde el Mioceno medio se produjo la actuación del campo Guadarrama ( $\sigma_1$  NO-SE) (DE VICENTE, 1998 y CAPOTE *et al.*, 1990), que reactivó estructuras previas y generó otras nuevas en el extremo septentrional de Altomira y en la rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Ésta última actuó como una zona transpresiva dextrorsa, dando lugar a estructuras en flor (RODRÍGUEZ PASCUA *et al.*, 1994 y DE VICENTE *et al.*, 1996).

Desde el Mioceno superior hasta la actualidad, GINER, (1996), DE VICENTE (*op. cit.*) y MUÑOZ MARTÍN, (1997) señalan la coexistencia de este campo compresivo con el campo extensivo reciente (dirigido hacia el SE). En el centro-oeste de la Meseta sur, este campo compresivo es el causante de flexiones antiformales y sinformales en la corteza, con dirección NE-SO. Entre estas, serían antiformales o positivas el eje de Alcázar de San Juan (plataforma del Campo de Criptana) y el Campo de Montiel, en tanto que la llanura manchega habría continuado actuando como una zona subsidente (RINCÓN y VEGAS, 1996).

Estos últimos autores también relacionan dichas flexiones con la actuación del campo compresivo procedente del Arco de la Sierra de Alcaraz, desde el Neógeno superior a la actualidad. Simultáneamente accidentes con dirección NO-SE actuarían como desgarres dextrorsos, incidiendo en la aparición del vulcanismo del Campo de Calatrava y en el desarrollo de la red hidrográfica, como sería el caso del río Guadiana, en su recorrido desde las lagunas de Ruidera hasta su salida a la llanura manchega.

Estas flexiones corticales se distribuirían por gran parte de la península y en su formación jugarían un papel importante las discontinuidades previas, como la falla del borde sur del Sistema Central. Según MUÑOZ MARTÍN y DE VICENTE, (1998 a) entre el campo compresivo y distensivo se produciría "relaciones cronológicas sincrónicas y/o alternantes" (p 68. *op. cit.*). Por otro lado aparecen alteraciones en la dirección del eje de extensión máxima, provocadas por la existencia de accidentes previos, como el accidente del Záncara, o falla de San Clemente, que forma el límite meridional de la Sierra de Altomira.

## **5. GEOMORFOLOGÍA**

### **5.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO**

#### **5.1.1. Estudio morfoestructural**

La Hoja de Campo de Criptana, puede considerarse como la más representativa de la región, puesto que comprende cuatro dominios morfoestructurales:

- Zócalo del Macizo Hespérico, aunque éste ocupa una pequeña extensión en el extremo suroccidental de la Hoja, con dos relieves residuales sobre la superficie fundamental de dicho macizo y el tegumento triásico tapizando dicha superficie finipaleozoica.

- Plataforma de Campo de Criptana, en la que la cobertera mesozoica presenta una deformación escasa, aunque su borde septentrional es cabalgante.
- Haz de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira, debidos al despegue de la cobertera, al nivel del Keuper, y su traslación hacia el oeste sobre el tegumento triásico inferior.
- Borde septentrional del Surco Manchego, en el que destacan las superficies estructurales del techo de los depósitos miocenos y la gran llanura aluvial de San Juan.

## 5.1.2 Estudio del modelado

Las formas que componen la morfología de la Hoja de Campo de Criptana se agrupan, según su génesis, en las siguientes:

### 5.1.2.1 Formas estructurales

En el haz de pliegues de la Sierra de Altomira, pese a su erosión y nivelación por la superficie finimiocena, la incisión posterior de la red hidrográfica produce relieves positivos sobre las capas más duras. Por su moderado contraste en el relieve se han identificado como *líneas de capa con indicación de buzamiento*, o bien como *resalte de capas subverticales*. Éstas destacan con claridad y facilitan notablemente la fotointerpretación y las cartografías geológica y geomorfológica.

Las fracturas son reconocibles como *fallas* o *fallas supuestas*, dependiendo no de su expresión morfológica, si no de criterios geológicos, que en ocasiones permiten su tipificación como *fallas en dirección*, situadas en su mayoría a través de los pliegues de Altomira, o *fallas con indicación de bloque hundido*, detectadas en las superficies estructurales de las calizas miocenas y en la Plataforma de Campo de Criptana. En relación con esta última también se han identificado diversos *valles de fractura*, en especial el que coincide con el cabalgamiento de su borde septentrional.

Las *superficies y escarpes estructurales* son los rasgos morfoestructurales más característicos de la Hoja. Pueden reunirse en tres grupos:

- Las debidas a los pequeños relieves en cuesta o plataformas, labrados sobre las capas de areniscas, carbonatos y yesos del Trías de Campo de Criptana y sobre los pliegues de la Sierra de Altomira.
- Las *superficies estructurales degradadas* producidas por los conglomerados calcáreos de la unidad 14 y que rodean la Plataforma de Campo de Criptana, con pendientes deposicionales (¿acentuadas por el diapirismo?) en sentido centrípeto con relación a dicha plataforma.
- La extensa *superficie estructural exhumada* del “páramo inferior” (unidad 16) y la *superficie subestructural con retoques erosivos*, del Páramo o caliza finimiocena.

Sobre este último grupo se ha identificado un leve *basculamiento* hacia el sur.

Sobre las vallonadas excavadas en las arcillas y yesos del Keuper, contiguas a la Plataforma de Campo de Criptana, destacan diversos *cerros cónicos* cuya cima está constituida por carniolas y brechas calizo-dolomíticas del Infralías.

### 5.1.2.2. Formas de ladera

Se han identificado como *vertientes regularizadas* pequeñas pendientes que bordean algunas superficies estructurales producidas por capas más resistentes del Trías, en el borde occidental de la Hoja.

Los *coluviones* se desarrollan casi siempre en las laderas de los escarpes de la Plataforma de Campo de Criptana y de los relieves de la Sierra de Altomira. Los coluviones antiguos de los relieves residuales del Paleozoico han sido designados como *derrubios ordenados*, por existir en su seno diversos niveles o episodios de coluvionamiento.

### 5.1.2.3. Formas fluviales

La *incisión lineal en V* aparece más desarrollada, y presenta una distribución centripeta, en la Plataforma de campo de Criptana, desde donde se prolonga a través de las superficies estructurales correspondientes a los dos últimos grupos, de los descritos más arriba.

Las *líneas de drenaje difusas* se encuentran preferentemente sobre la llanura aluvial de San Juan y en diversas vaguadas de la Sierra de Altomira, dada la morfología en cuna que presentan algunas de ellas. En ambos casos también se han identificado diversos puntos con *pérdida de drenaje*. Sobre las mismas vaguadas mencionadas y en diversas hondonadas se han identificado *depósitos de arroyada* de origen mixto, *aluvial-coluvial*. Los valles con fondo plano aparecen cubiertos por acarreo fluvial de granulometría variable designados como *fondos de valle*, así como el cauce del río Záncara, en cuyo caso predominan los limos grises debidos al encharcamiento esporádico del mismo y al desarrollo de la vegetación. En el extremo SE de la Hoja el mismo cauce presenta un *meandro abandonado*.

En la actualidad, la capacidad de erosión y transporte del Záncara es casi nula y su perfil en el tramo que aparece en la Hoja tiene una pendiente inferior al 1‰.

Como consecuencia del escaso relieve y la poca incisión de la red actual, el río Záncara se desborda en épocas de crecida, produciéndose la amplia Llanura aluvial de San Juan, o *terrazza principal* situada a sólo 3 o 4 m sobre el cauce del Záncara. Sobre ésta sólo se conservan dos pequeños afloramientos de un nivel de terraza más elevado (6 a 7 m sobre el mismo cauce), que tiene mayor desarrollo en la contigua hoja de Campo de Criptana.

Los *abanicos aluviales* presentan un escaso desarrollo y en su mayoría se sitúan en la vertiente sur de la Plataforma de Campo de Criptana.

### 5.1.2.4. Formas eólicas

Alcanzan gran extensión en el borde meridional de la Hoja, donde se ha identificado un extenso *manto eólico*, junto con diversas *crestas dunares* y *cubetas de deflación*, todos ellos relacionados con la llanura aluvial de San Juan. Otros similares, pero menos extensos, cubren las superficies estructurales de las calizas finimiocenas, como resultado de la deflación de las áreas endorreicas contiguas.

Según las descripciones aportadas por PÉREZ GONZÁLEZ (1982), estos materiales son arenas de textura arcillo-limosa, con tamaño de grano de las arenas entre medio y muy fino, siendo este último el más abundante y con unas tonalidades amarillentas.

En la cartografía geomorfológica solamente se han señalado las crestas de las dunas, aunque se pueden diferenciar varios tipos de dunas. Las más corrientes son del tipo "*blowout*", de dimensiones y elevación reducidas; están presentes también formas "*bouclier*", en estrella, transversas y longitudinales. Junto a estas acumulaciones existen formas de deflación generadas conjuntamente con las dunas y otras formadas con posterioridad a las acumulaciones. En el primer caso tenemos los nichos o depresiones de deflación, que dan lugar a un aporte de arena a sotavento, con el que se genera un ribete arenoso, que da origen a las dunas parabólicas. En el segundo caso, las crestas de las dunas son erosionadas por el viento dando origen a nichos, surcos de deflación y cubetas de deflación (PÉREZ GONZÁLEZ, *op.cit.*).

En general, estas formas se encuentran actualmente muy degradadas, en especial por las labores agrícolas.

#### 5.1.2.5. Formas endorreicas

La mitad oriental de la Hoja aparece salpicada por numerosas *lagunas estacionales*, que en ocasiones aparecen transformadas en *áreas endorreicas* o en *áreas pantanosas*, debido a su colmatación y al descenso del nivel freático. En algunas de ellas, casi siempre las más extensas, puede identificarse un único nivel de *terrazza lacustre*, con el consiguiente *rebordo de terraza*, que configura un escalón de 2 o 3 m, y el *límite de cuenca endorreica* en su periferia.

Algunas de estas áreas han debido ser en su origen depresiones de origen kárstico en el seno de las superficies estructurales, correspondientes a la Plataforma de Campo de Criptana y, en la mayor parte de los casos, a las calizas del Mioceno superior.

#### 5.1.2.6. Formas de alteración

La karstificación, no sólo ha sido el origen de la mayor parte de las áreas endorreicas, también de diversas dolinas con fondo plano y de otras de borde difuso y menos evolucionadas. Se sitúan sobre las mesas estructurales del ángulo SE de la Hoja y en la Plataforma de Campo de Criptana o su entorno.

#### 5.1.2.7. Formas poligénicas

Lo más destacable es la presencia de una extensa *superficie de erosión degradada*, sobre el haz de pliegues de la Sierra de Altomira. En vías de desmantelamiento por la incisión fluvial actual, esta superficie se conserva sobre todo en los núcleos de los anticlinales. Los recintos de esta superficie representados en el mapa geomorfológico, en muchos casos resultan de la integración de resaltes de capas duras, separados por pequeñas vaguadas, puesto que todos ellos se sitúan a la misma cota.

En la Hoja de San Clemente (716) (IGME, 1998), esta misma superficie ha sido designada como finimiocena, y donde también se indica como los bordes de la misma llegan a enlazar, a la misma cota, con la superficie del Páramo correspondiente a las calizas Tuolienses. Sin embargo, en esta Hoja dicho enlace no es perfecto, puesto que casi siempre los afloramientos mesozoicos se sitúan una decena de metros sobre el páramo más próximo a ellos en cada lugar.

En el tercio oriental de la Hoja de Campo de Criptana, las cotas de la superficie finimiocena descienden de norte a sur y de este a oeste, estando comprendidas entre 730 m (ángulo NE), o



710 (borde centro septentrional), y 680 m en el ángulo SE. En este último lugar los conglomerados cuarcíticos del Oligoceno-Mioceno inferior forman un pequeño relieve residual, elevado unos tres o cuatro metros sobre la superficie del Páramo, que lo rodea de forma casi completa.

El descenso paulatino hacia el sur de esta superficie, puede interpretarse como el gradiente topográfico existente durante su elaboración, que fue marcado por el hundimiento paulatino del Surco Manchego; circunstancia que viene a ser corroborada por el leve basculamiento hacia el sur que presentan las superficies estructurales exhumadas de las calizas finimiocenas. Esto indica que el hundimiento de la fosa manchega ha debido prolongarse de forma atenuada, al menos durante el Plioceno (fases iberomanchegas). No obstante, dicho basculamiento es apenas perceptible, puesto que la superficie del Páramo (unidad 18) desciende tan solo una decena de metros a lo largo de 20 km, desde 680 m en el borde norte de la Hoja y 670 en el borde sur. A partir de este lugar se mantiene con esta última cota hasta el centro del Surco Manchego, donde fue designada por PÉREZ GONZÁLEZ, (1982) como Superficie Inferior de la Llanura Manchega.

La elaboración de la superficie finimiocena ha debido producirse en el Mioceno, tras las etapas de plegamiento y estructuración de la Sierra de Altomira, y ya en condiciones de cierta estabilidad tectónica. En este contexto los conglomerados y brechas calizas (unidad 14), o el resto de las unidades miocenas, con excepción de la 14a, vienen a ser los depósitos correlativos de dicha superficie.

En la plataforma de Campo de Criptana no se producen las mismas relaciones que se acaban de describir. Esta extensa unidad morfológica presenta en su ángulo noroccidental las características de superficie estructural exhumada (cuando la llanura se extiende sobre capas horizontales del Triás), o de superficie de erosión (cuando en el borde de la Plataforma la superficie trunca las capas inclinadas del Jurásico y Cretácico. En este último caso, enlaza a cota de 700 m con el Páramo alto (unidad 18), que llega casi a contactar con ella, enlace que no se produce de forma tan precisa en el entorno de la Sierra de Altomira, como ya se ha descrito.

Hacia el sur la Plataforma de Campo de Criptana se eleva progresivamente hasta alcanzar los 777 m, en los molinos de viento contiguos a Campo de Criptana, o los 770 m en Sierra. En los puntos más elevados de los interfluvios labrados en este relieve pueden identificarse restos de una superficie, con cierto encostramiento y caída general y dirigida hacia el norte y noeste, donde enlaza con lo que se ha representado como *glacis erosivos*, debido a las pendientes que presentan, siempre dirigidas hacia la periferia de la plataforma. Tanto estos *glacis* como las culminaciones de los interfluvios de esta plataforma pueden considerarse como componentes de una misma superficie de erosión deformada por diapirismo durante el Mioceno. A favor de esta posibilidad están los datos de los sondeos, que han registrado más de 400 m de arcillas y yesos (cifra superior al espesor de los tramos triásicos susceptibles de halocinesis).

En consecuencia, se ha optado por designar dicha superficie como *Superficie de erosión superior* de la Plataforma de Campo de Criptana, y que representaría una etapa en la evolución de la superficie finimiocena de la Sierra de Altomira, interrumpida y alterada por los movimientos diapíricos.

Resumiendo, la plataforma descrita presenta tres sectores:

- El más septentrional corresponde a la superficie de erosión finimiocena, que trunca las capas del Jurásico y Cretácico inclinadas a lo largo del accidente que delimita por el

norte dicha plataforma.

- En el borde occidental aparece como una superficie estructural sobre el Lías en posición horizontal.
- El resto de la plataforma aparece ocupado por la superficie de erosión superior que trunca la serie jurásica y que ha sido elevada y deformada por diapirismo.

Otras formas poligénicas de la Hoja son los *glacis de cobertera* que enlazan con los glacis erosivos que se acaban de mencionar, así como los glacis más extensos y con menor pendiente que enlazan las superficies estructurales de las calizas finimiocenas con la llanura aluvial de San Juan.

Sobre la superficie estructural del ángulo NO de la plataforma de Campo de Criptana, también se ha identificado un pequeño *monte isla con cima plana*.

#### 5.1.2.8. Formas antrópicas

Son destacables las *depresiones o huecos artificiales* creados para la extracción de áridos de machaqueo, en las calizas y dolomías del Lías o del Cretácico, que son de gran magnitud en las inmediaciones de Campo de Criptana.

Otras explotaciones menores son las realizadas sobre los tramos yesíferos situados cerca del borde occidental de la Hoja.

### 5.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El inicio de la morfogénesis del área comprendida en esta Hoja comenzó al final del Paleozoico, con el desarrollo de la superficie grabada o superficie fundamental del macizo Hespérico y la individualización de los relieves residuales, que todavía perduran como elevaciones de rocas cuarcíticas. Los materiales triásicos se depositaron entorno a estos relieves que debieron configurar islas rodeadas por la llanura fluvial y lacustre en la que se acumularon dichos materiales.

Tras el depósito del Mesozoico y parte de Paleógeno se produjo la estructuración de la Sierra de Altomira y de la Plataforma de Campo de Criptana. Ya iniciada la nucleación de los pliegues, estos fueron erosionados y cubiertos por los conglomerados cuarcíticos (Oligoceno-Mioceno inferior). Posteriormente a dicho episodio de sedimentación expansiva, los pliegues fueron reapretados a la par que prosiguió la elaboración de la superficie de erosión finimiocena., cuyos sedimentos correlativos (unidades miocenas) se acumularon en los surcos sinclinales, así como al norte y al sur (Surco Manchego) de Campo de Criptana y Sierra de Altomira.

Simultáneamente la Plataforma de Campo de Criptana debió experimentar un levantamiento y deformación, por diapirismo del Trías subyacente, que alteró la evolución de la mencionada superficie, salvo en su límite noroccidental, donde prosiguió su elaboración hasta el final del Mioceno, puesto que llega a enlazar con la superficie del Páramo. Los movimientos posteriores apenas son perceptibles, dada la escasa pendiente que dicho páramo presenta hacia el sur.

La incisión fluvial tiene su máximo exponente en el desarrollo de la gran llanura aluvial de San Juan, en la que sólo se detecta sobre ella un nivel de terraza, a sólo 3 m sobre ella. Circunstancia que ha sido interpretada por algunos autores como una continuación de la subsidencia en el Surco Manchego. No obstante, y teniendo en cuenta el escaso o nulo bas-

culamiento del Páramo, hay que pensar, que la Llanura Manchega corresponde a un sector, apenas capturado e incidido por la red hidrográfica con salida hacia el Atlántico.

El último rasgo destacable es la acción eólica que ha formado cubetas de deflación y campos de dunas.

### 5.3. PROCESOS ACTUALES

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

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos de la Hoja pertenecen al Ordovícico. Durante el Tremadociense y Arenigiense se produce la sedimentación de un ciclo de carácter transgresivo. La sedimentación se inicia con conglomerados (no aflorantes en la Hoja) que corresponden a abanicos deltaicos redistribuidos por corrientes litorales. La sedimentación continuó con depósitos de llanura de marea y barras litorales, finalizando con un complejo de barras litorales de gran tamaño, que tras su consolidación y metamorfismo han dado lugar a la cuarcita Armoricana.

En la evolución posterior a la orogénia hercínica se produjo la formación de fosas tectónicas, como resultado de una fase distensiva, con la acumulación de conglomerados y areniscas (abanicos y depósitos aluviales del Buntsandstein), seguidos de un episodio carbonatado de medio litoral restringido (Muschelkalk), muy poco desarrollado en esta Hoja. Seguidamente se desarrollaron "*sebkhas*" litorales representadas por las arcillas y yesos de la facies Keuper.

Durante el Jurásico inferior, se desarrolló una plataforma somera con evolución a "*lagoon*". El Dogger se caracteriza por un medio de plataforma somera de alta energía. Posteriormente, el área de estudio experimentó diversas etapas tectónicas responsables de la ausencia del Jurásico superior y Cretácico inferior, una tónica común en el Sistema Ibérico Meridional (MAS et al., 1982). El Cretácico inferior comienza con el depósito de sedimentos fluviales (facies Utrillas), poco desarrollados en el área. Con ellos se inicia el episodio transgresivo Cenomaniense, que da lugar a la instalación de una plataforma marina carbonatada somera, representada por los ciclos de somerización de las Fms. Alatoz y Villa de Ves. La progradación paulatina de la plataforma lleva a la interrupción sedimentaria puesta de manifiesto a techo de la secuencia.

En el Cenomaniense superior-Turonense tiene lugar un nuevo episodio transgresivo, con la aparición de un medio de plataforma interna de poca profundidad y una gran variedad de ambientes: montículos de rudistas, barras calcareníticas y áreas protegidas, que culminan con la colmatación de la plataforma y su emersión, produciéndose la discontinuidad sedimentaria correspondiente a un descenso del nivel del mar.

Entre el Turonense superior y el Coniacense existe una laguna estratigráfica, y este último

periodo queda representado por los depósitos correspondientes a la etapa progradacional de un medio continental. Finalmente, durante el Santoniense-Maastrichtiense, se produjo un nuevo episodio transgresivo-regresivo, que culminó con la retirada de la línea de costa, por progradación de los medios marginales y continentales.

Esta importante regresión finicretácica da paso a la sedimentación de los primeros depósitos terciarios, comenzando por la facies Gärums, de carácter mixto marino-continental, seguida de los depósitos de la Unidad Detrítica Inferior, ya netamente continentales.

Los estudios gravimétricos realizados en la zona muestran una "plataforma" en las isoanomalías, correspondiente a la zona de paso entre el dominio de las rocas metamórficas hercínicas y las cadenas mesozoicas-paleógenas plegadas en los movimientos alpinos. Los afloramientos triásico-jurásicos apenas plegados del NO de la Hoja, formarían parte de esta plataforma, que MARTÍN ESCORZA (1977) interpreta como una zona de umbral (Umbral de Los Molinos) constituida por el Anillo de Criptana y la intrusión plutónica de Madridejos (Hoja de Alcázar de San Juan, 713) y que correspondería al límite occidental a la sedimentación mesozoica y paleógena. Para este autor, la plataforma de Campo de Criptana se debería a la existencia en profundidad de una intrusión granítica asociada al plutón granítico de Madridejos.

Según datos regionales, las principales fases alpinas en la Submeseta Meridional, Prebético y Sistema Ibérico, tienen lugar en el Oligoceno superior, límite Mioceno inferior-medio y base del Mioceno superior (Castellana y Neocastellana), en las que juega un importante papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo. Se produce el plegamiento de los sedimentos paleógenos y el depósito de la Unidad Detrítica Superior, que se presenta claramente discordante sobre los anteriores.

Según trabajos recientes (ver capítulo sobre tectónica), el plegamiento de Altomira se produjo en dos etapas principales. La primera, durante el Oligoceno, fue debida a la actuación del campo de esfuerzos Ibérico (esfuerzo compresivo máximo NE-SO) al sur de la falla de Tarancón, generándose los pliegues con dirección NO-SE característicos de Altomira meridional. En una segunda etapa (Oligoceno-Mioceno inferior) se produjo la actuación del campo de esfuerzos Altomira (E-O) y la estructuración definitiva de toda la cadena.

En una última etapa (Mioceno medio a la actualidad) se ha producido la actuación simultánea de los campos Guadarrama y Reciente, ambos con direcciones de acortamiento y alargamiento respectivas coincidentes (NO-SE a NNO-SSE). El primero puede estar relacionado con el cabalgamiento del borde norte de la Plataforma de Campo de Criptana y con un diapirismo inducido en el Triás subyacente en dicha plataforma. Ambos pueden relacionarse con la formación de pequeñas fallas y leves basculamientos que afectan al Mioceno terminal (páramos), y en general con diversas "alteraciones locales", que en la bibliografía han sido relacionadas con las Fases Iberomanchegas I y II

El hundimiento de la fosa manchega, que se inició tras el depósito de los conglomerados cuarcíticos del Oligoceno-mioceno inferior (los cuales tapizan su fondo, según datos de sondeos), en su primera etapa pudo realizarse bajo la acción del campo Altomira, y por ello en un régimen transpresivo sinextroso, en relación con las fallas E-O a ESE-ONO, que hundieron los bloques centrales de esta fosa. No hay datos para determinar si la progresión de su hundimiento a lo largo del Mioceno ha sido debida a distensión o compresión, o a ambas. Tan sólo el estudio de los estilolitos desarrollados en las calizas mesozoicas de Campo de Montiel muestra como la última generación de los mismos corresponde siempre a una extensión N-S

(ver Hoja 762, Tomelloso).

El encajamiento de la red fluvial comienza en el Pleistoceno, con formación de secuencias de terrazas que en la Llanura Manchega son muy escasas y donde se han mantenido las condiciones de endorreísmo, que PÉREZ GONZÁLEZ (1981) atribuyó a la confluencia de una serie de factores interrelacionados (clima y evolución tectónica), pero que también pueden ser contempladas como una consecuencia de la captura tardía de la Llanura Manchega por la red fluvial del Guadiana.

Durante el Pleistoceno superior-Holoceno lo más característico en la Llanura Manchega es el desarrollo de un amplio manto eólico causado por los vientos dominantes del oeste, noroeste y suroeste.

## **7. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **7.1. MINERÍA Y CANTERAS**

No se han encontrado indicios de minerales metálicos dentro de la Hoja de Campo de Criptana, reduciéndose las actividades extractivas a la explotación de canteras para áridos. La mayoría de estas explotaciones se encuentran abandonadas en la actualidad.

Dos son los principales núcleos de producción: por un lado las calizas jurásicas del Dogger, y por otro las arenas cretácicas de la Formación Arenas de Utrillas.

### **7.2. HIDROGEOLOGÍA**

La Hoja de Campo de Criptana se enclava en una encrucijada de tres sistemas acuíferos, los números 19, 20 y 23 del Mapa Nacional de Síntesis de Sistemas Acuíferos del ITGE, todos ellos pertenecientes a la Cuenca Alta del Guadiana, siendo el 23 (Llanura Occidental Manchega) el que más extensión presenta dentro de la Hoja.

#### Sistema acuífero nº 19

Se presenta en forma de alineaciones estructurales mesozoicas de dirección Norte-Sur, única en la cuenca del Tajo, y varias paralelas cuyo número aumenta hacia el sur, en la del Guadiana, separadas entre sí por materiales terciarios prácticamente impermeables.

El sistema está constituido por una serie de niveles carbonatados (calizas y dolomías), de edad jurásica (hacia el extremo oriental, también de edad cretácica), separados por niveles de margas, margo-calizas y arcillas arenosas de idéntica edad. El muro del sistema lo constituye la facies arcillosa del Keuper. El conjunto se encuentra fuertemente plegado en estructuras N-S. Esta tectónica tiene importantes repercusiones hidrogeológicas, conectando o aislando los distintos tramos permeables entre sí.

El funcionamiento hidrogeológico es el siguiente: la recarga procede fundamentalmente de la infiltración de la lluvia y, en menor proporción, de la percolación del Terciario, de muy baja permeabilidad, existente tanto dentro del sistema como en su entorno.

La descarga se produce directamente a los ríos como aportación subterránea posterior al

Sistema 23.

### Sistema acuífero nº 20

Este sistema presenta una litología complicada y heterogénea ya que incluye pequeños afloramientos de calizas cámbricas, arenisca y conglomerados triásicos, y calizas, arenas y areniscas terciarias, separadas por niveles poco permeables de arcillas, margas y yesos. En la cuenca del Guadiana, el sistema es asimilable a un acuífero multicapa, en general poco transmisible. Las calizas terciarias no pertenecen al sistema anterior, al formar ellas mismas un acuífero libre y colgado, con características hidráulicas y de calidad totalmente diferentes.

### Sistema acuífero nº 23

Se trata de una depresión en la que sobre un sustrato formado por materiales del Paleozoico y Mesozoico se apoyan materiales más modernos del Terciario y Cuaternario. Los materiales infrayacentes son pizarras, cuarcitas, areniscas y arcillas, en la parte oeste, y calizas, dolomías y margas en el centro-este.

Los materiales de relleno son gravas, arenas, arcillas, yesos y calizas. Estos últimos y las calizas y dolomías mesozoicas constituyen excelentes acuíferos.

Existen pues en la llanura dos niveles acuíferos: uno superior, de gran extensión y formado por calizas y materiales detríticos, y otro inferior, que se extiende sobre la mitad oriental y está constituido por los niveles permeables del Jurásico y Cretácico. Entre ambos acuíferos y entre los niveles del acuífero inferior existen formaciones detríticas que actúan como acuitardos.

Las calizas miocenas funcionan como un acuífero libre en conexión hídrica con los ríos, mientras que los niveles carbonatados del Mesozoico lo hacen como un acuífero semiconfinado multicapa, cuyas aguas pasan al primero a través de los materiales semipermeables que las separan.



## 8. BIBLIOGRAFÍA

- ABRIL BAREA, J.; ABRIL HURTADO, J. Y SÁNCHEZ JIMÉNEZ, A. (1967). "Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SO de la provincia de Cuenca)." *Bol. Geol. Min.*, núm. 103-104, pp. 3-17.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. Y SALOMÓN, J. (1982). "El Cretácico de Cameros Castilla." *El Cretácico de España. Univ. Comp. Madrid*. pp. 345-454.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, N.; SALOMÓN, J. ET VADOT, J.P. (1987). "Modalités de la regression marine sur le detroit Iberique (Espagne) a la fin du Crétace." *Mem. Geol. Univ. Dijon*. Vol. 11, pp. 91-102.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. Y MELÉNDEZ, A. (1989). "Origin and evolution of an epeiric carbonate platform, upper Cretaceous. Spain." *XII Congr. Esp. Sedim. Bilbao*. Vol. II, Simposios. pp. 21-31.
- ÁLVARO, M. (1975). "Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica)." *Estud. Geol.* 31, 241-247.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. Y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica." *Acta Geológica Hispánica*. 14, 172-177.
- ÁLVARO, M. Y CAPOTE, R. (1973). "Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España)." *Estud. Geo.* 29. 467-478.
- ARMIJO, R. ET BENKHELIL, J. (1977). "L'Histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran." *Bull.Soc.Geol.France*. 29, 591-605
- BOUSQUET, J.C. (1977). "Contribution à l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la neotectonique dans l'Arc de Gibraltar." *Int.Synp.Struct.Hist.Mediterranean Basins*, Ed. Biju-Duval, Montadert (*Split-Yugoslavia*), 199-204.
- BRINKMANN, R. (1931). "Betikum und Keltiberikum in Südotspanien." *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys.*, kl.3, 1, pp. 749-851.
- CAPOTE, R. Y CARBÓ, S. (1970). "Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)." *Est. Geol.*, vol. XXVI, pp. 1-15. *IGME*.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GÓMEZ, J.J. ET AL. (1982). "Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica." *Temas Geol. Min.* 5, 1-290.
- CENTENO, L.D. (1983). "Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)." *Tesis de Licenciatura U.C.M.* 125pg. *Madrid*.
- CENTENO, J.D.; PEDRAZA, J. Y ORTEGA, L.I. (1983). "Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar," *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 81(3-4), 153-171, *Madrid*.



- 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.
- DÍAZ MOLINA, M. (1974). "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)." *Estud. Geol.* 30., 53-67.
- 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 Vilialba 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. 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.
- FERNANDEZ CALVO, F. (1981). "Sedimentología y diagénesis del Cretácico superior de La Mancha." *Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.* 300 pp.
- FONTBOTÉ, J. M. Y RIBA, O. (1956). "Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (provincia de Cuenca)." *Not. y Com. IGME.*, 44, 33-71, 2 fig. Madrid.
- GAIBAR PUERTAS, C. Y GEYER, O.F. (1969). "Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Bética." *Bol. Geol. Min.* 80, pp 44.
- GARCÍA, A.; GIMENEZ, R. Y SEGURA, M. (1985). "Un modelo para la etapa protoatlántica del Cretácico medio en la Cordillera Ibérica suroccidental." *Estudios Geol.* vol. 41., pp. 201-206.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, M. Y PÉREZ, Z.P. (1987). "Transgression, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le Crétace moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne)." *Mem. Geol. Univ. Dijon.* vol. 11, pp. 81-89.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CALONGE, A. Y CARENAS, B. (1989). "Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica." *Rev. Soc. Geol. España.* vol. 2, nº 3-4, pp. 303-333.

- GARCÍA ABAD, F.J. (1975). "Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)." *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Univ. Complutense*, 475 pp. Madrid.
- GARCÍA ABAD, F.J. (1978). "Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica." *Estud. Geol.* 34, pp., 215-229.
- GINER, J.L. (1996). "Análisis neotectónico y sidmotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo." *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 250 pp.
- GÓMEZ, J.J. Y BABÍN, R.B. (1973). "Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia)." *Est. Geol.*, 29. pp. 381-388. Madrid.
- I.G.M.E.-IRYDA (1975). "Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca Alta y Media del Guadiana." *Docum. int. ITGE*.
- I.G.M.E. (1985). "Proyecto para la actualización y ampliación del conocimiento de los sistemas acuíferos números 19 y 24, Sierra de Altomira y Campos de Montiel, y su relación con el Sistema 23, Mancha Occidental. Estudio estructural y gravimétrico." *Docum. int. ITGE*, 34 pp., 7 mapas.
- I.G.M.E. (1988). "Memoria MAGNA 1:50.000 Villarta de San Juan (738)."
- I.G.M.E. (en prensa). "Memoria MAGNA 1:50.000 Alcazar de San Juan (713)."
- I.G.M.E. (en prensa). "Memoria MAGNA 1:50.000 El Provencio (715)."
- I.T.G.E. (1998). "Hoja MAGNA 1:50.000 Belmonte (689)."
- I.T.G.E. (1998). "Hoja MAGNA 1:50.000 San Clemente (716)"
- LOTZE, F. (1956). "Über sardische Bewegungen un Spanien und ihre Beziehungen zur assyn-tischen Faltung." *Geotekt. Sympos.zu Ehren von H. Stille*, pp 128-139. Stuttgart.
- MANERA BASSA, A. (1981). "Determinación de cuatro fases de deformación en la Sierra de Altomira." *Estud. Geol.* 37, pp. 233-243.
- MAS, J.R.; ALONSO, A.; GARCÍA, A., *ET AL.* (1982). "Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne)." *9ª Reunión Anuelle du Sciences de la Terra. Hist. Sco. Geol. France.* pp. 417. Paris.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Estructuras anulares en el norte de La Mancha (Meseta Central española)." *Estud. Geol.*, 33, 447-457.
- MELÉNDEZ, F.; SÁNCHEZ, P.; VILLENA, J. *ET AL.* (1974). "Síntesis del Cretácico de la zona sur de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica." *Actas I Symposium Cretácico Cord. Ibérica. Cuenca.* pp. 241-252.
- 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.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1978). "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente." *Tesis Doctoral. Facc. CC. Geol. U.C.M.*, 525pg. Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo." *Tesis Doct. Ed. Univ. Comp. Madrid*. pp. 1-787.
- 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.
- RAMÍREZ, J.; DEL POZO, J.; PORTERO, J.M.; *ET AL.* (1974). "El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo. Correlación y cambios de facies." *I Symp. Cret. Cord. Ibérica. Cuenca*. pp. 189-206.
- REINECK, H.E. Y SINGH, I.B. (1975). "Depositional sedimentary environments." *Springer Verlag*. pp. 3-439.
- RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales." *Geogaceta*. 20 (4): 929-931.
- 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.
- RODRÍGUEZ PASCUA, M. A.; DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1994). "Cinámica y dinámica de las deformaciones en la zona del Alto Tajo (Guadalajara)." *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 19:163-174
- RUBIO, J.C. (1984). "La morfología glacial de la Sierra de La Nava (Macizo Central de Gredos)." *Tesis de Licenciatura U.C.M.* 182pg. Madrid.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)." *Tesis Facul. Cien. Univ. Comp. Madrid (inédito)*.
- SÁNCHEZ SORIA, P. (1974). "Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira." *I Simposio sobre el Cretác. Cord. Ibérica*, 155-167. Cuenca.
- SÁNCHEZ SORIA, P. Y PIGNATELLI, R. (1967). "Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca y Guadalajara)." *Bol. R. S. Esp. Hist. Nat.*, t. 65, núm. 3, pp. 231-240.
- SCHWENZNER, J.E. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes." (*Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, BOL. R. Soc. Esp. Hist. Nat* 41, 121-147, Madrid). *Geogr. Abhandlungen* 3, 10, Stuttgart.

- SIMÓN GÓMEZ, J.L. (1984). "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental." *Tesis doctoral. Inst. Estd. Turolenses.*
- SIMÓN GÓMEZ, J.L. (1990). "Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica." *Geogaceta*, 8:123-129.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. AND BANDA, E. (1979). "Widespread Neogene Rifting superimposed on alpine regions of the Iberian península." *Proceed. Symp. On evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas Europ. Geophys. Soc. Vienna. 14.9, 1979. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.* 109-128.
- VIALLARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale." *Thèse, Trav. Lab. Géol. Méditerranéenne Univ. Paul Sabatier*, 445 pp. Toulouse.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A. ET AL. (1982). "Ibérica Suroccidental." *Cretácico de España, Univ. Comp. Madrid.* pp. 457-514.
- WIEDMANN, J. (1974). "Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas celtibéricas." *Actas I Symposium Cretácico de España.* pp. 135-153.
- YÉBENES, A; MARFIL, R.; SORIANO, J. ET AL. (1977). "El Trias de Alcázar de San Juan (región de La Mancha)." *Cuad. Geol. Ibérica*, v.4, pp. 495-508.



MINISTERIO  
DE CIENCIA  
E INNOVACIÓN