



IGME

717

24-28

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

QUINTANAR DEL REY

Segunda serie-Primera edición

690 SANTA MARIA DEL CAMPO RUG 23-27	691 MOTILLA DEL PALANCAR 24-27	692 CAMPILLO DE ALTOBUEY 25-27
716 SAN CLEMENTE 23-28		718 INESTA 25-28
741 MINAYA 23-28	742 LA RODA 24-29	743 MADRIGUERAS 25-29



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000**

QUINTANAR DEL REY

Segunda serie-Primera edición

Tirada: Gráficas MAWIJO, S.A. Fuenlabrada (Madrid) D.L. - M-17513-1988
N.I.P.O. : 232-88-005-7

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA.

AUTORES Y COLABORADORES

CARTOGRAFIA

- P. Cabra Gil
- A. Díaz de Neira
- A. Enrile Albir
- F. López Olmedo

REDACCION DE MEMORIA

- P. Cabra Gil
- A. Díaz de Neira
- A. Enrile Albir
- C. Gallego Coiduras
- F. López Olmedo

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGIA

- P. Cabra Gil
- E. Molina Ballesteros

SEDIMENTOLOGIA

- J. Agueda Villar
- J. C. García Ramos
- J. J. Gómez Fernández
- J. González Lastra
- A. Maymo Ases

ESTUDIO DE MUESTRAS

- J. González Lastra
- C. Suárez de Centi
- M. Valenzuela Fernández

— **MICROPALEONTOLOGIA**

— L. Granados Granados

— **VERTEBRADOS**

— M. T. Alberdi
— A. V. Mazo
— J. Morales

— **MICROMAMIFEROS**

— J. Esteban
— N. López
— J. Martínez

— **PALINOLOGIA**

— M. T. Fernández Marrón

ESTUDIO DE MINERALES PESADOS

— R. Rincón Martínez

DIRECCION Y SUPERVISION DEL I.G.M.E.

— E. Elizaga Muñoz

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Mapa geomorfológico E = 1:50.000.
- Mapa de formaciones superficiales E = 1:50.000.
- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos y micropaleontológicos de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

INDICE

Página

1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. MESOZOICO	11
2.1.1. Jurásico	11
2.1.1. 1. Dolomías masivas. Calizas (1) Fm. «Carbonatada de Chelva»	11
2.1.2. Cretácico	12
2.1.2. 1. Areniscas, lutitas, margas, calizas pisolíticas, calizas y conglomerados (2). F. Weald. (Hauteriviense-Barremiense)	13
2.1.2. 2. Areniscas y arenas cuarzo-feldespáticas, caoliníferas, lutitas varioladas (3)	15
2.1.2. 3. Dolomías y arcillas dolomíticas verdes (4). Fms. «Margas de Chera», «Dolomías de Alatoz» y «Dolomías tableadas de Villa de Ves»	16
2.1.2. 4. Dolomias masivas, calizas y calizas dolomíticas son sílex (5). Fm. «Dolomías de la Ciudad Encantada» (Turoniense)	17

2.1.2. 5. Margas beiges. Calizas y dolomías (6). Fm. «Margas de Alarzón». (Coniaciense)	17
2.1.2. 6. Calizas, dolomías y brechas (7). Fm. «Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel» (Coniaciense Santoniense)	18
2.2. NEOGENO	19
2.2.1. Introducción	19
2.2.2. Antecedentes	19
2.2.3. Unidades litoestratigráficas. Equivalentes y ensayo de correlación	21
2.2.4. Bioestratigrafía. Edad de las formaciones	24
2.2.5. Unidades litoestratigráficas	26
2.2.5. 1. Brechas calcáreo-dolimíticas rojas (8). «Brechas de El Picazo» (Plioceno superior)	26
2.2.5. 2. Brechas, fangos y suelos calcimorfos (9). (Plioceno superior)	28
2.2.5. 3. Areniscas, conglomerados, suelos calcimorfos y arcillas pardo-rojas (10). Niveles de calizas margosas y margas (11). Niveles de arenas y conglomerados (12). Fm. «Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar». (Plioceno superior)	29
2.2.5. 4. Lutitas, arcillas edafizadas, suelos calcimorfos, arenas y conglomerados (13). Calizas limolítico-arenosas (suelos calcimorfos) (14). Fm. «Areniscas y arcillas de Villalgordo del Júcar». (Plioceno superior)	31
2.2.5. 5. Gravas y arenas con enconstramiento laminar carbonatado a techo (15). (Villafranquense)	32
2.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES	34
2.3.1. Características generales	34
2.3.1. 1. Gravas con arcillas rojas y cantos cuarcíticos y calcáreos (16). «Aluviones de Casas Ibáñez»	36
2.3.1. 2. Terrazas (+ 100-120 m; + 8-+ 100 m; + 50-60 m + 40-50 m; + 25m y + 7-10 m; (17, 18, 19, 20, 21, 22 y 23)	39
2.3.1. 3. Abanicos aluviales (25)	41
2.3.1. 4. Fondos de dolina (26)	42
2.3.1. 5. Glacis (27)	42
2.3.1. 6. Depósitos de fondo de valle (28)	42
2.3.1. 7. Depósitos eólicos (29)	43

2.3.1. 8. Conos aluviales y conos coalescentes (30 y 31)	43
2.3.1. 9. Coluviones (32)	44
2.3.1.10. Zonas encorreicas (33)	44
2.3.1.11. Cauces abandonados (24 y 34)	44
2.3.1.12. Llanura aluvial (35)	45
3. TECTONICA	45
3.1. EVOLUCION PREOROGENICA	45
3.2. EVOLUCION OROGENICA	47
3.3. ESTRUCTURAS DEL ZOCALO MESOZOICO	49
3.4. ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DE ZOCALO	50
3.5. EVOLUCION POSTOROGENICA. LA DISTENSION	50
4. GEOMORFOLOGIA	53
5. HISTORIA GEOLOGICA	57
6. GEOLOGIA ECONOMICA	66
6.1. MINERIA Y CANTERAS	66
6.2. HIDROGEOLOGIA	67
7. BIBLIOGRAFIA	68

1. INTRODUCCION

La Hoja de Quintanar del Rey se encuentra situada al sur de la provincia de Cuenca, entrando en su borde meridional en la de Albacete.

Desde el punto de vista orográfico se distinguen dos sectores bien diferenciados, uno en el cuadrante noroccidental correspondiente a los afloramientos mesozoicos de los alrededores de Tebar, con alturas comprendidas entre los 800 y 900 m y un segundo sector más deprimido que ocupa el resto de la Hoja y responde a una zona de topografía muy suave que desciende gradualmente desde los 830 m al norte hasta los 750 m al sur.

La red fluvial está constituida por el río Júcar y su tributario principal el Valdemembra, que con dirección norte sur y procedentes de la región de Alarcón inciden sobre la topografía dando lugar a amplios valles y a veces hoces donde se ubican los principales núcleos urbanos de la Hoja (Quintanar del Rey, Villanueva de la Jara y El Picazo). Además, el desarrollo de una red fluvial de tercer orden de escorrentía temporal y/o efímera ha dado lugar a pequeños valles que terminan de conferir el carácter topográfico de la Hoja.

Desde el punto de vista geológico se diferencian también dos dominios.

- 1º El mesozoico plegado y fracturado de la Plataforma de Tebar, ligado a las estribaciones más meridionales de la Sierra de Altomira y constituido por materiales jurásicos y cretácicos.**

- 2.^º La cuenca del Júcar, depresión terciaria de relleno complejo, de gran extensión regional, formada por materiales neogenos continentales, modelada posteriormente durante el Cuaternario por la acción de diferentes agentes.

Durante la ejecución de la Hoja se han realizado consultas de trabajos previos, tanto de ámbito local como regional entre los que destacan las Hojas editadas por el I.G.M.E. a escala 1:50.000 de García Rodríguez y Jorisseau, R (1969), 1:200.000 y 1:50.000 MAGNA, mapas del MOPU, tesis doctorales, comunicaciones de diversa índole y estudios hidrogeológicos, cuyas referencias se citan a lo largo de esta memoria o en el capítulo correspondiente a la Bibliografía.

Por último, se ha prestado una especial atención a los datos de los sondeos existentes en la región con objeto de intentar poder conocer mejor, por un lado la geometría de la cuenca y por otro la litología de los materiales que la llenan y sus variaciones laterales.

2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes más antiguos corresponden a una serie dolomítica jurásica que se localiza en el cuadrante noroccidental de la Hoja, en las proximidades de Tebar.

En clara discordancia sobre los materiales jurásicos aparece el Cretácico en el que se pueden diferenciar un Cretácico inferior detrítico, fundamentalmente representado por las facies Weald y Utrillas y con edades comprendidas entre el Haueriviense-Barremiense y el Albienense respectivamente y un Cretácico superior, dolomítico y margoso en su parte inferior (Cenomaniense), dolomítico en su tramo medio (Turoniano) y calizo-margoso en su parte más alta (Senonense).

Todo el conjunto se encuentra plegado y fracturado y se soterra bajo los depósitos neogenos que constituyen el relleno de este sector de la cuenca del Júcar. No obstante, existen algunos asomos como los afloramientos que ha dejado al descubierto el río Júcar en el límite meridional cerca de La Losa o el pequeño retazo que aflora en la parte oriental y cuya prolongación se extiende por la vecina Hoja de Iniesta para enlazar con la Cordillera Ibérica.

El Neogeno de este área aparece representado por materiales continentales detríticos, exclusivamente de edad pliocena (Villafranquiense) perfectamente datados y que se extienden tanto hacia el sur, a la región de Los Llanos de Albacete, como hacia el suroeste a la denominada Llanura manchega oriental o región de La Roda-Minaya.

El Cuaternario se encuentra muy bien representado ya que la gran cantidad de fenómenos acaecidos durante el mismo han dejado un variado e importante registro de sedimentos tanto en el tiempo como a nivel cartográfico. Algunos de

ellos adquieren rango de unidades morfoestratigráficas, tal es el caso de los «Aluviones de Casa Ibáñez» y el «Sistema aluvial del río Júcar».

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Jurásico

El Jurásico aflora exclusivamente en el anticlinorio de Tebar. Numerosos autores han estudiado los afloramientos jurásicos en la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira, en las que la sucesión estratigráfica, características litológicas y sedimentológicas son bien conocidas. No ocurre lo mismo con el Jurásico de la Llanura Manchega-Campos de Montiel. Las características, escasez de afloramientos y fauna dan lugar a una cierta imprecisión estratigráfica y de correlación con las series ibéricas.

Son de destacar los trabajos de GOY et al. (1976) y GOMEZ et al. (1979) sobre el Jurásico de la Cordillera Ibérica si bien las referencias más concretas sobre el Hoja y zonas próximas se deben a GARCIA ABBAD (195, 1978) quien describe numerosos asomos jurásicos en núcleos anticolinales, entre los que se encuentra el de Tebar. En todos estos, el Jurásico aparece constituido por calizas dolomíticas y dolomías recristalizadas, brechoides, blanco-amarillentas y rosadas. Según dicho autor la edad de estos materiales correspondería al Dogger siguiendo los criterios de VIALLARD (1973).

2.1.1.1. Dolomías masivas. Calizas (1) Fm. «Carbonatada de Chelva». (Dogger)

Afloran en el núcleo de anticlinario de Tebar, estando afectadas por una densa red de facturación. Dan lugar a topografías de lomas abruptas, en un valle complejo en el que el encajamiento de la red fluvial secundaria, tributaria del Júcar, origina localmente profundas hoces.

Esta unidad viene definida fundamentalmente por rocas carbonáticas recristalizadas, esparíticas, meso y macrocristalinas rosadas y blanquecinas, que pasan lateralmente y en la vertical a micritas (*mudstones*), ligeramente dolomitizadas, que contienen romboedros milimétricos de dolomía, en los que se puede observar el crecimiento de los cristales. Lateralmente aparecen calizas y calizas margosas (*mudstones* y *wackstones*) con algas y pisolitos.

El conjunto presenta una estratificación difusa más bien masiva y poco visible, en los niveles de rocas carbonáticas recristalizadas.

Las muestras estudiadas presentan una gran variedad de facies, así se encuentran rocas carbonatadas de tipo esparítico recristalizadas, micritas con romboedros de dolomía, dolomías romboédricas, mudstones dolomitizados y facies

de tipo salobre-restringido con algas y abundantes characeas y calizas pisolíticas.

Aunque la microfauna no es muy representativa es más abundante en los niveles que no han sufrido una dolomitización total y reflejan un ambiente de tipo restringido; así aparecen numerosos talos y gironitos de Charofitas, algas Clorofíceas, Cianofícos, Ostrácodos, Charáceas, Gasterópodos, Moluscos y Briozoos.

No obstante algunas de las muestras han proporcionado *Liranella*, *Macroporella*, *Clypeina*, *Campbelliella*, *Salpingoporella* y *Cylindroporella*.

En la zona resulta difícil levantar una columna estratigráfica detallada de conjunto, debido como ya se ha citado a la intensa fracturación del núcleo del anticlinal de Tebar. No obstante, las mejores observaciones litológicas y sedimentológicas se pueden realizar en las hoces del Barranco de las Semillas al oeste de la Zuribalda.

Esta unidad es semejante a las formaciones dolomíticas brechoides aflorantes en la Serranía de Cuenca («Brechas de Buenache») ya citadas y estudiadas por GARCIA ABBAD (1978), y a la formación Chorro, unidad diferenciada regionalmente en el Prebético.

La edad de la unidad es problemática debido a su situación bajo las series detríticas del Cretácico inferior, pero en base a criterios regionales, e incluso cartográficos fuera de la zona de estudio, debe correlacionarse con la Fm. «Carbonatada de Chelva» de GOY et al. (1976) y GOMEZ et al. (1979). Es decir representaría el Dogger. No obstante cerca de la zona prebética, al sur de Albacete, esta unidad presenta en los tramos no dolomitizados microfacies del Bathoniense, que confirma la edad establecida.

Se interpretan como facies restringidas, de tipo *lagoon* semicerrado, afectado por importantes procesos de dolomitación y dedolomitización. El cierre de este conjunto de facies se situaría hacia el oeste y estaría constituido por barras o *shoals* bioclasticos y oolíticos de margen de plataforma en el sector del valle del Alto Tajo (Montes Universales) y Embalse de Contreras.

2.1.2. Cretácico

El Cretácico aflorante en la hoja y zonas próximas es conocido desde el siglo pasado. Entre los trabajos más recientes cabe mencionar los de FONTBOTE y RIBA (1966), GARCIA ABBAD (1975, 1978, 1979), FERREIRO (1976), RUBIO NAVAS (1976) y VILAS et al. (1982).

GARCIA ABBAD (o.c.) atribuye a la «facies Weald» los sedimentos terrígeno-carbonatados que afloran en el anticlinal de Tebar, discordantes sobre el Dogger y a su vez recubiertos por discordancia «al menos erosiva», según dicho autor, por la Fm. Arenas de Utrillas. A estos materiales se les atribuye una edad Hauteriviense-Barremiense. Sobre la Fm. «Utrillas» se sitúa una alternancia margocalcareo-dolomítica de edad Cenomaniana a la que siguen calizas y calizas do-

lomíticas beiges, rosadas y rojizas, en Alarcón y bien estratificadas en la región de Tebar, donde contienen abundantes nódulos de sílex y en algunos bancos con abundantes Rudistas (Turoníense calcáreo). Siguen arcillas y margo calizas verdes y beiges con pisolitos y *Microcodium*, de poco espesor a las que se superponen «brechas intraformacionales» o calizas dolomíticas con *Lacazina* según otros autores, cuya edad es Conianciense-Santoníense.

VILAS et al. (1982) definen diferentes unidades litoestratigráficas facies, ciclos sedimentarios y episodios tecto sedimentarios del Cretácico de la región Ibérica suroccidental (Fig. 1), a la cual remitimos al lector como marco regional.

2.1.2.1. *Areniscas, lutitas, margas, calizas pisolíticas, calizas y conglomerados (2). F. Weald. (Hauteriviense-Barremiense)*

Afloran en el núcleo del anticlinorio de Tebar, discordante sobre el Jurásico. La Fm. Arenas de Utrillas se sitúa sobre ellas mediante clara discordancia angular, muy patente en la cartografía.

Desde el punto de vista litológico está constituida por areniscas silíceas ferruginosas con cemento dolomítico ankerítico, de tonos gris verdosos que se intercalan entre niveles de orden métrico de lutitas rojas y rojo verdosas. Siguen calizas pisolíticas y margas grises con niveles intercalados de paleocanales con clastos calcáreos, cuarcíticos y de oncolitos. La serie aflorante termina con ritmos de conglomerados o areniscas con estratificación cruzada, *lags* y *cut and fill*, que contienen localmente oncolitos, arcillas y/o calizas.

A microscopio se reconocen ostrácodos, equiníndos, gasterópodos, miliólidos, carofitas así como gironitos de *Atopochara trivolvus*.

En general los afloramientos no permiten observaciones continuas de las secuencias sedimentológicas ya que la tectónica (pliegues y fallas) enmascara o repite tramos lo que dificulta su estudio. Los mejores cortes se sitúan cerca de la localidad de Tebar.

Desde el punto de vista ambiental estos sedimentos se interpretan como facies de lagoon, estuarios y llanura costera lacustre a veces con influencia fluvial.

La edad de esta unidad cartográfica resulta difícil de precisar debido a las dificultades antes expuestas y a la ausencia de fauna característica que permita una datación más concreta. Sin embargo y siguiendo a VILAS et al. (1982) y MAS et al. (1982) esta unidad cartográfica podría ser identificable con las «Areniscas y arcillas del Collado» y las «Calizas de la Huerniga» por lo que la edad se situaría entre el Hauteriviense y el Barremiense, sin poder descartar una edad quizás algo más baja (Valanginiense) para los tramos inferiores.

No obstante y a falta de estudios regionales, es indudable que pertenece a uno de los ciclos sedimentarios existentes en la región durante el Cretácico inferior.

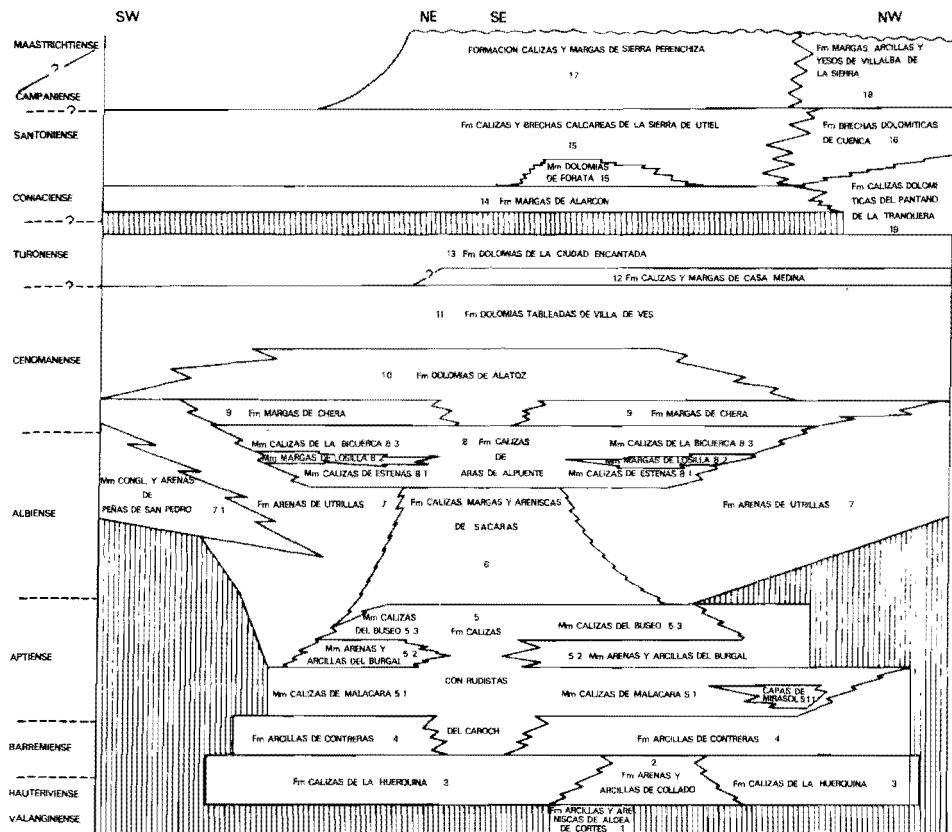


Fig. 1. Unidades litoestratigráficas del Cretácico de la Cordillera Ibérica suroccidental (según VILAS et al., 1982).

rior y que puede interpretarse desde un punto de vista más amplio como una de las unidades litoestratigráficas «Wealdenses».

2.1.2.2. *Areniscas y arenas cuarzo feldespáticas, caoliníferas, lutitas varioladas (3) Fm. Arenas de Utrillas*

Afloran en los flancos de la «Combe» morfológica definida por el anticlinorio de Tebar.

La Fm. «Utrillas» fue definida por AGUILAR et al. (1971) en la zona de Utrillas-Escucha (Teruel) y representa la base de un ciclo sedimentario perfectamente controlable en todo el dominio Ibérico (Maestrazgo, Cordillera Ibérica) y Prebético.

Más recientemente en VILAS et al. (1982), ELIZAGA define el miembro «Peñas de San Pedro» dentro de esta formación para designar a los conglomerados cuarcíticos asociados a las arenas en Facies Utrillas aflorantes en el Campo de Montiel y en la zona Prebética.

En esta Hoja no aparecen esos «canturrales» cuarcíticos, sino que las facies aflorantes son equivalentes a las de la Cordillera Ibérica.

Son arenas cuarzo-feldespáticas caoliníferas con estratificación cruzada tabular, lutitas varioladas con arena dispersa y abundantes costras ferruginosas. Son frecuentes las arcillas de neoformación con tonos violáceos y rojizos que recuerdan las alteraciones de tipo tropical.

En el techo de la formación se observan niveles decimétricos de arenas microconglomeráticas de morfología tabular con estratificación cruzada y secuencias *coarsening finning upwards*.

Pueden realizarse observaciones, aunque parciales, en numerosos puntos de flanco occidental del anticlinorio de Tebar, al sureste de dicha localidad.

El estudio de minerales pesados ha proporcionado una asociación de turmalina, circón, rutilo, estaurolita, anatasita, brokita, distena, titanita andalucita y monacita, que está de acuerdo en líneas generales con la distribución areal de las «facies» de minerales pesados propuestos por RINCON (1982) para la Cordillera Ibérica y en concreto para el surco ibérico suroccidental propuesto por VILAS et al. (1982).

Desde el punto de vista sedimentológico y a pesar de la calidad de los afloramientos estos depósitos parecen corresponder a un medio fluvial que en la vertical y en la parte alta, con la entrada de carbonatos, comienzan a manifestar influencia marina, pasando gradualmente a las facies limosas y carbonatadas del Cenomanense.

Aunque no se puede levantar una columna estratigráfica detallada de todo el conjunto de esta formación, puede estimarse para la misma un espesor máximo de 30 a 35 m.

Como es sabido la edad de este litosoma tan conocido en el dominio ibérico

es claramente diacrónica. No obstante, integrándola en el contexto regional se atribuye tentativamente al Albienense s.l. y a parte del Cenomaniano inferior a pesar de que no existen argumentos paleontológicos para infra y supra datarla.

2.1.2.3. *Dolomías y arcillas dolomíticas verdes (4) Fms. «Margas de Chera», «Dolomías de Alatoz» y «Dolomías tableadas de Villa de Ves»*

Aflora en los flancos del Anticlinal de Tebar y en el borde de la flexión meridional de la Plataforma del mismo nombre, entre la carretera de Tebar a Casas de Benítez y la localidad de Sisante, así como en las proximidades de dicha población.

Morfológicamente forma el escarpe de la citada plataforma de erosión, y de la cumbre del anticlinal. Localmente da lugar a pequeños núcleos de cumbre plana.

Se ha estudiado en el corte de Tebar y en los alrededores de Sisante y tiene un espesor total del orden de 40 metros.

Esta unidad cartográfica abarca las siguientes formaciones de las definidas por VILAS et al. (1982).

- Fm. Margas de Chera.
- Fm. Dolomías de Alatoz.
- Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves.

En la base afloran 5 m de arcillas y limos gris verdosos con intercalaciones centimétricas de arenas y secuencias somerizantes con estratificación lenticular (*flaser y linsen*) a las que siguen de 5 a 7 metros de arcillas calcáreo-dolomíticas verdosas (Fm. Margas de Chera) con nódulos y concresciones de carbonatos. A ellas se superponen 2 ó 3 m de «mudstones» dolomíticos, con alto contenido en arena, limo y restos de Lamelibranquios, que se presentan en bancos decimétricos.

La unidad está fundamentalmente formada por dolomías y bancos carbonáticos recristalizados en capas desde milimétricas a métricas. Las dolomías pueden ser arcillosas o estar recristalizadas (dolomicrosparitas, biomicritas dolomitizadas, micritas limosas, etc.).

Se interpretan estos depósitos como secuencias mareales de somerización en los tramos más inferiores que pasan rápidamente a sistemas de barras (secuencias T.C.U. que terminan en interrupciones marcadas por *ripples* y superficies de rubefacción). Todo el conjunto evoluciona a un sistema de barras más profundas, acumuladas en condiciones de déficit de detríticos (secuencias abortadas por profundización conservadora de morfología del techo de barra).

La dolomitización impide la obtención de buenas muestras para la datación

micropaleontológica; sin embargo, la correlación con las unidades definidas por VILAS et al. (1982) aparece clara, atribuyéndose al Cenomaniense Medio-superior.

2.1.2.4. *Dolomías masivas, calizas y calizas dolomíticas con sílex (5). Fm. «Dolomías de la Ciudad Encantada» (Turoniente)*

Afloran sobre la plataforma de Tebar, en las Hoces del río Júcar o en la zona de flexión meridional de la citada plataforma hacia la Llanura Manchega.

Es una unidad con frecuentes cambios de litofacies debido a los procesos de dolomitización-dedolomitización. Se ha estudiado en las proximidades de Sisante, y en el límite septentrional, cerca de Casas de la Barga.

Otros afloramientos de interés, aunque de difícil acceso se sitúan al norte en las gargantas del río Júcar o al sur cerca de la central eléctrica en el límite con la Hoja de La Roda.

Esta unidad está formada por capas decimétricas, algunas del orden del metro, de calizas dolomíticas que hacia la parte media de la unidad presentan frecuentes nódulos y placas de sílex y hacia el techo son *boundstones* de Rudistas y Ostreidos. En la zona del río Júcar están fuertemente dolomitizadas. Tienen un espesor en conjunto del orden de los 25-30 metros.

En la zona de Sisante y hacia la base, se reconocen secuencias que comienzan con *wackestones* de Lamelibranquios y terminan con laminación criptalgal en *mudstones* de Lamelibranquios y terminan con laminación criptalgal en *mudstones* dolomitizados, que se pueden interpretar como secuencias *shoaling upwards* de la zona intermareal de la plataforma y bien pueden equivaler a los términos transgresivos regionales de Turoniente inferior (Fm. «Calizas y Margas de Casa Medina»).

Los «*mudstones*», más o menos dolomitizados, con sílex deben corresponder a depósitos de *lagoon* cerrados por las barras biostrómicas de Rudistas y Ostreidos del techo de la unidad.

Como se ha indicado, hacia el oeste y en la zona del río Júcar y Pantano de Alarcón los procesos de dolomitización, enmascaran las características de la formación que adquiere el aspecto típico de la Formación «Dolomías de la Ciudad Encantada».

La edad de esta unidad debe establecerse mediante criterios regionales de correlación (VILAS et al. 1982) y se sitúa en el Turoniente.

2.1.2.5. *Margas beiges. Calizas y dolomías (6). Fm. «Margas de Alarcón». (Coniaciense)*

Esta unidad aflora en el núcleo sinclinal de la zona de flexión existente al sur del Tebar, en los alrededores de Casa de La Barba —vértice de los Arenales—

y en la margen izquierda de las hoces del río Júcar, tanto al norte como al sur de la Hoja. Da lugar a topografías de lomas suaves y a rupturas de pendiente poco acusadas, dado su carácter más erosinable que el de las unidades infra y suprayacentes.

Esta unidad ha sido definida formalmente como Formación «Margas de Alarcón» por VILAS et al. (1982), aunque es conocida desde antiguo y fue estudiada por GARCIA ABBAD (1975).

Se ha estudiado el corte al norte de Casas de la Barga. En ese punto y sobre las dolomías masivas de la Ciudad Encantada se desarrolla una alternancia de algo más de 15 m de calizas margosas (*dismicritas*) y margas con *Microcodium* además de abundantes Ostrácodos, *Thaumatoporella*, *Textularia*, *Conorbina marginata*, *Rotalina cayeuxi*, *Ammodiscus*, *Cyclogira*, Discórbidos y Gasterópodos.

En la zona de Sisante afloran de 25 a 30 metros de calizas ligeramente arcillosas, algo dolomitizadas (*mudstones-wackestones*), de aspecto brechoide o noduloso que contienen restos de Rudistas y Lamelibranquios. En la base de la unidad y sobre el banco con Rudistas y Ostreidos que limita el techo de la Fm. Ciudad Encantada pueden aparecer ferruginizaciones discontinuas de poca importancia. Son frecuentes los bancos lenticulares de 1 a 2 metros de espesor formados por *boundstones* de Rudistas.

En conjunto el aspecto de la unidad en Sisante recuerda bastante, en una primera apreciación, a las calizas nodulosas de la Fm. Margas de Casa de Ves del Turoniano inferior. Sin embargo, se correlacionan cartográficamente con la Fm. Margas de Alarcón.

En los alrededores del río Júcar (Arenales, Barga, etc...) aparecen 10-15 m de margas y arcillas más o menos dolomíticas beiges y verdosas, con ostrácodos y charáceas, con nódulos de carbonatos y costras milimétricas ferruginosas, entre las que se intercalan niveles decímetrjos de dolomías y calizas (*mudstone-wackestone*) con Miliolidos y Ostrácodos.

Representan depósitos de *lagoon* en una plataforma extensa, somera, restringida y compleja. En la zona oriental (río Júcar) se hace patente la influencia de terrígenos y entrada de aguas dulces del continente.

La edad de la unidad siguiendo los criterios de VILAS et al. (1982) resulta difícil de precisar debiendo estar comprendida entre el Turoniano superior y el Santoniano.

2.1.2.6. *Calizas, dolomías y brechas (7). Fm. «Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel» (Coniaciense-Santoniano)*

Esta unidad sólo aflora en las partes altas de la hoz del río Júcar. No da lugar a morfologías definidas por estar afectada por una superficie de erosión intraterciaria, exhumada, que se extiende ampliamente en la hoja y se conoce como Plataforma de Tebar. También afloran en el límite oriental y meridional de la Hoja.

Está constituida por calizas microcristalinas (*mudstones*) beiges y blancas, a veces rosadas, con Miliólidos que lateralmente se dolomitizan. Aparecen algunas intercalaciones margosas y también aparecen potentes bancos métricos discontinuos de brechas intraformacionales con clastos y bloques de calizas con Miliólidos y dolomías, que regionalmente se interpretan como colapso brechas por disolución de evaporitas.

En lámina delgada se reconocen Ostrácodos, Discórbidos, Miliólidos, Lituólidos, además de *Ataxophragmium*, *Ophtalmidium*, *Nummofallotia apula*, *Vidalina antigua*, *V. hispánica*, *Moncharmontina appenninica*, *Spiroplectonímina*, *Textularia*, *Ciclogira*, *Quinqueloculina* y *Conorbina*.

Tanto por la microfauna como por criterios regionales se le asigna a esta unidad una edad Coniaciense-Santoniana.

2.2. NEOGENO

2.2.1. Introducción

Los materiales terciarios aflorantes en la hoja pertenecen a la denominada Cuenca del Júcar. A su vez, ésta forma parte del amplio contexto de las cuencas internas continentales neogenas de la submeseta meridional «caracterizadas, desde el momento de su apertura y comienzo de la sedimentación, por su independencia y aislamiento, tanto con respecto a las cuencas internas valencianas, como con respecto a la Cuenca del Tajo y Depresión Intermedia» (PEREZ GONZALEZ y LOPEZ MARTINEZ (1983)).

Esta definición responde perfectamente a la historia evolutiva de la cuenca durante el Neogeno, si bien es a finales de estos tiempos y coincidiendo con una actividad tectónica sobresaliente y de carácter distensivo (Fase Iberomanchega I) cuando se produce una ampliación de las cubetas y/o depresiones que motiva una mayor expansión geográfica de los materiales durante el Plioceno.

Este hecho se evidencia claramente al examinar cualquier mapa geológico regional en los que se refleja la expansión de los depósitos neogenos y la intercomunicación de cuencas (Fig. 2).

Tanto las Cuencas del Júcar y Cabriel como los Llanos de Albacete y Llanura manchega orienta presenta unos límites difusos y aparecen de una u otra forma ligadas en el tiempo. Esta relación ha permitido establecer distintas secuencias de relleno en la vertical así como una estratigrafía y correlación de los materiales que las integran.

2.2.2. Antecedentes

Los trabajos más antiguos sobre la cuenca del Júcar datan de primeros de siglo MALLADA, 1911 y ROYO GOMEZ, 1922, si bien los primeros en intentar es-

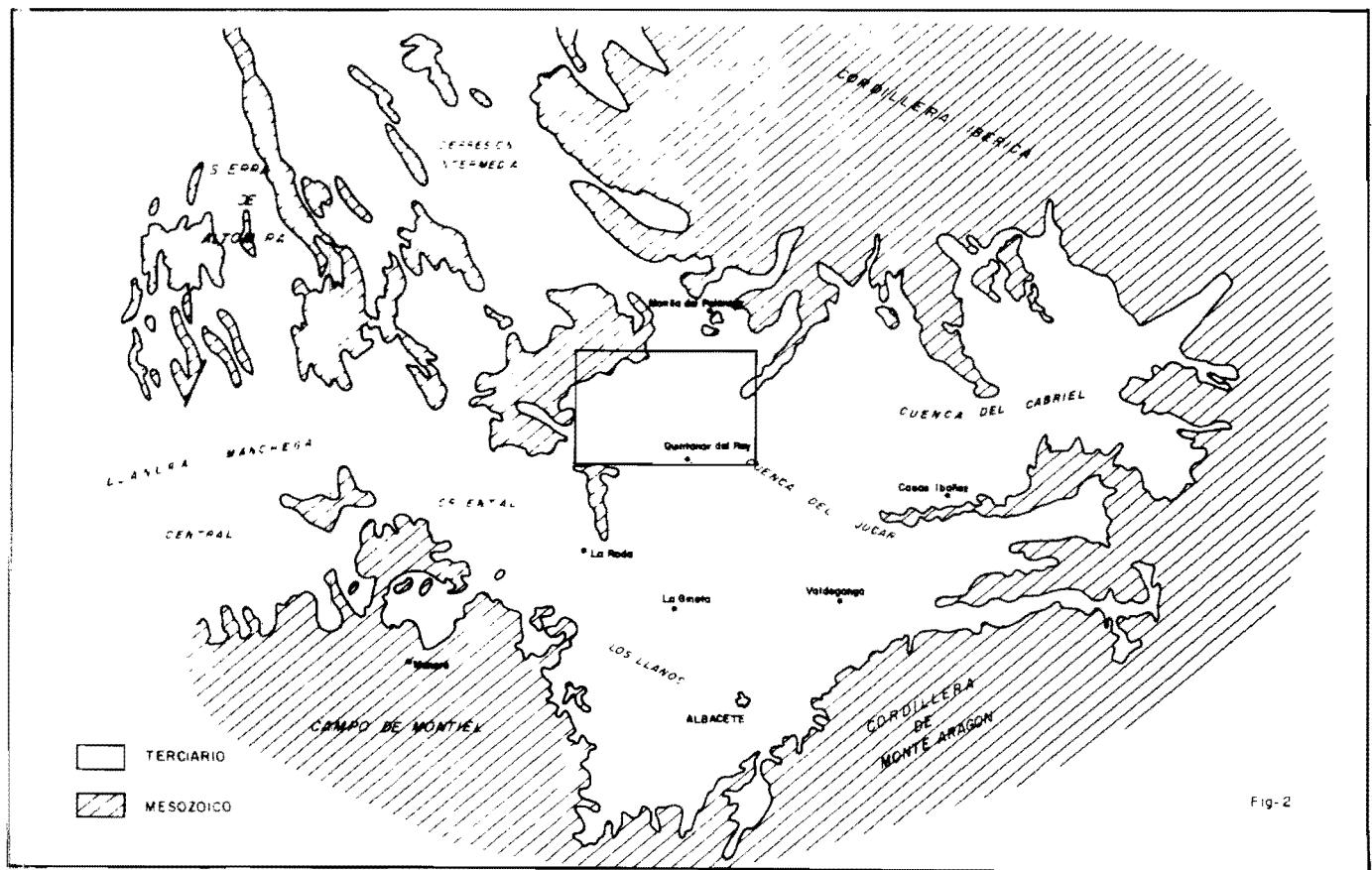


Fig- 2

tablcer una estratigrafía son BRINKMAN y GALLWITZ (1933), DUPUY DE LO-ME (1930-1933) y PLANCHUELO PORTALES (1948).

Es ya en la segunda mitad de siglo cuando comienzan las importantes aportaciones y conocimientos sobre los materiales de relleno de la depresión. Así, dentro del sector ocupado por la hoja y zonas colindantes destacan los trabajos de QUESADA, et al. (1967) ROBLES (1970), ORDOÑEZ et al. (1975), BASCONES et al. (1976, 1977), MEIN et al. (1978) PEREZ GONZALEZ (1982) y SANTOS (1983, 1984).

No hay que olvidar sin embargo la contribución de otros de trabajos ubicados en áreas próximas como los de DIAZ MOLINA (1974), HERMANDEZ URROZ et al. (1978), AGUIRRE et al. (1976), CALVO J. P. (1978), ALVARO et al. (1979), PEREZ GONZALEZ (1979), MORALES (1981) y LOPEZ MARTINEZ et al. (1985).

2.3.3. Unidades litoestratigráficas. Equivalentes y ensayo de correlación

Desde el punto de vista litológico la cuenca del Júcar en el sector a tratar y zonas limítrofes, siguiendo a PEREZ GONZALEZ (1982), aparece rellena por facies rojas cuyas características son observables en el sector entre el Picazo y El Rincón. Este conjunto detrítico conocido con el nombre de «Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar» pasa lateralmente hacia el sector de Valdeganga a facies carbonatadas «Margas y calizas de Valdeganga» (MEIN et al. 1978), al de La Ronda-Minaya a las «Calizas y margas de Minaya» (PEREZ GONZALEZ o.c.), y hacia Los Llanos de Albacete a las «Margas y calizas de Los Llanos».

Fuera de la-Hoja, al norte de Villalgord, en el río Júcar aflora por debajo de las series detríticas una unidad calizo-margosa («Calizas del río Júcar» PEREZ GONZALEZ o.c.) que constituye los tramos basales de la serie del Júcar en este sector y que se encuentra en clara ruptura sedimentaria con las series suprayacentes. Esta discontinuidad fue puesta ya de manifiesto por MEIN et al. (o.c.) en el conjunto carbonatado de Valdeganga mediante un estudio microfaunístico. Las características de esta unidad son observables al menos entre Villalgordo del Júcar y Alcalá del Júcar.

Dado que en los últimos años se han incrementado los trabajos se esquematizan en los cuadros adjuntos las unidades definidas por los distintos autores y sus equivalentes (Fig. 3 y 4).

Es importante destacar la existencia de una discordancia cartográfica que responde a una ruptura sedimentaria intravillafranquiente dentro del conjunto detrítico que define la unidad de Villalgordo, hasta ahora considerada en su conjunto, como una monótona formación detrítica compuesta de arenas, conglomerados y arcillas.

Así y dentro de la Unidad «Arenas y arcillas de Villalgordo del Júcar» se diferencian dos términos, uno inferior (areniscas y arcillas) correspondiente a un medio fluvial con facies meandriformes-anastosómadas, llanuras de inundación bien de-

AUTORES	DUPUY DE LOME E et al. (1932-1959)	QUESADA, A. et al. (1967)	ROBLES, F. et al. (1974)	ORDÓÑEZ, Z. S. et al. (1976-1978)	BASCONES, L. et al. (1978)	MEIN, P. (1978)	SANTOS, J. A. (1980)	PEREZ GONZALEZ, A. (1982)	SANTOS, J. A. (1983)	
UNIDADES	Niveles Detriticos piocenos	Conglomerados y brechas pliocenas	F. Fuensanta Aluviones de Casas Ibáñez F. Villalgordo	Complejo Inferior U. Fuensanta U. Villalgordo U. Casas del Conde	U. Superior M. Superior U. Yesares U. Alcalá del Júcar	U. Detritica sup. (Yesares) Calizas Rio Júcar U. Detritica inf. U. Detritica Rio Júcar Calizas Chattisen- Aquitanienses	Aluviones de Casas Ibáñez y F. Fuensanta Margas y calizas de Valdeganga Margas y calizas de Alcalá del Júcar Calizas Fuentebilbao	Complejo Superior U. Fuensanta U. Villalgordo U. Casas del Conde (U. Yesares) F. Punta Blanco	Sistema Aluvial del Rio Júcar Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar Calizas del Rio Júcar	UT.S-4 UT.S-3 UT.S-2 UT.S-1 U. Punta Blanco U. Carboneras U. Carboneras
	Calizas	M. Mirador	M. Superior	M. Superior	M. Superior	M. Superior	U. Fuentebilbao			
	Arcillas negras y margas (yesos de Valdeganga)	M. (Yesos)	U. Yesares	U. Yesares	U. Yesares	U. Yesares	(U. Yesares)	Calizas del Rio Júcar		
	Facies arcillosas basal	M. Casas del Cerro	M. Intermedio	M. Intermedio	M. Intermedio	M. Intermedio			UT.S-2	
		M. Alcalá de Júcar	M. Inferior	M. Inferior	M. Inferior	M. Inferior			UT.S-1	
		F. Punta Blanco	F. Punta Blanco	U. Punta	U. Punta	U. Punta	F. Punta Blanco	F. Punta Blanco	U. Punta Blanco U. Carboneras U. Carboneras	

Fig. 3

ESQUEMA DE CORRELACION Y EQUIVALENCIA ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES DEL NEOCENO SUPERIOR Y PLEISTOCENO EN EL VALLE DEL JUCAR (SECTOR EL PICAZO-LA MARMOTA)

PEREZ GONZALEZ, A	SANTOS, J. A.	AUTORES. HOJAS MAGNA 717, 742, 765 y 790	EDAD	M.A.
Sistema aluvial del Río Júcar.	UTS-4	Sistema aluvial del Río Júcar	INF-MEDIO PLEISTOCENO	1,8
		Aluviones de Casas Ibáñez		
Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar Villalgordo del Júcar	UTS-3	FLUVIAL SUPERIOR. Facies braided	VILLAFRANQUIENSE	2,5
		FLUVIAL INFERIOR Facies meandriformes y anastomosadas con Llanuras de inundación bien desarrolladas y suelos calcimorfo.		
Calizas del Río Júcar	UTS-2	Calizas del Río Júcar	TURO-1 RUSCILIANENSE INFERIOR SUP.	5

Figura 4

sarrolladas y suelos calciformos y otro superior también fluvial (gravas y arenas) de tipo *braided* con facies de relleno de canal (barras) y depósitos de *crevasses*.

Este hecho es observable en el valle del Júcar, donde la unidad superior se dispone sobre las facies carbonatadas de Casas del Rincón (Hoja de Valdeganga, equivalentes laterales de los términos inferiores de la unidad de Villalgordo).

2.2.4. Bioestratigrafía. Edad de las formaciones

El Neogeno de la región ha sido atribuido al Mioceno por numerosos autores. Los trabajos de MEIN et al. (1978) establecen una edad más precisa para las series neogenas mediante el estudio de macro y micromamíferos atribuyendo en la región de Valdeganga (Valdeganga I, II, III y IV), al Villafranquense (zonas NM 16a y b y 17) la serie de margas y calizas aflorantes por encima de un nivel rojo característico que marca la ruptura sedimentaria con la unidad carbonatada infrayacente del río Júcar atribuidas al Rusciniense y al Turoliense superior por los yacimientos de Abengibre, La Recueja, Alcalá y la Marmota.

Durante la elaboración de la Hoja del MAGNA de Valdeganga, BASCONES et al. (1977) encuentran en Casas del Rincón nuevos indicios de yacimientos, que proporcionan faunas que permiten correlacionar con Valdeganga y corroborar la edad Villafranquense (RINCON II y I, NM 16a y 16b) de los materiales allí aflorantes.

A lo largo de la realización de las Hojas geológicas de Quintanar del Rey, La Roda, La Gineta, Albacete y Munera se han encontrado nuevos yacimientos de micromamíferos que han contribuido a mejorar el conocimiento bioestratigráfico de los materiales de la cuenca del Júcar, y a poder establecer con mayor precisión la edad de la ruptura geológica (Fase Iberomanchega I) existente entre las calizas del río Júcar y las series suprayacentes de la Fm. Villalgordo.

Así, se han estudiado los de micromamíferos bautizados denominados La Marmota 1 (= La Gineta) y La Marmota 2, El Carrasco (Casa de Los Cucos) y Fuente del Fraile, todos ellos en las calizas del río Júcar y Cañada Real en la Fm. Villalgordo, equivalente a las unidades cartográficas 10 y 13. Las determinaciones faunísticas han sido llevadas a cabo por ESTEBAN, J. y MARTINEZ, J. encontrándose los micromamíferos que a continuación se especifican.

La Marmota 1 (=La Gineta). NM 16a

Mimomys aff. capettai, sensu VAN DER WEERD, 1976.

Glirido indet.

Murido indet.

La Marmota 2. NM 16a

Desmana inflata RÜMKE, 1985.

Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1976.

Prolagus sp.

Fuente del Fraile NM 16a

Desmana inflata RÜMKE, 1985.

Castillomys crusafonti crusafonti.

Stephanomys sp.

Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1976.

El Carrasco NM 16a

Desmana inflata RÜMKE, 1985.

Stephanomys sp.

Apodemus sp. dominans KRETZOI, 1959.

Castillomys crusafonti crusafonti MICHAUX, 1969.

Gliridae indet.

Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1976.

Prolagus sp.

Cañada Real NM 17

Insectivora indet.

Stephanomys sp.

Mimomys aff. medasensis sensu MEIN et al. 1978.

Apodemus dominans, KRETZOI, 1959.

Micromys aff. minutus, sensu MEIN et al. 1978.

Castillomys crusafonti ssp. *sensu* MEIN et al. 1978.

También en Villanueva de la Jara, dentro de la Hoja de Quintanar del Rey y en la unidad cartográfica 15, se han encontrado molares incompletos y restos de defensas de *Anancus arvernensis*, mastodonte bunodonto cuya distribución abarca desde el Turolense hasta finales del Villafranquiense y que por su posición estratigráfica con respecto al nuevo yacimiento de Cañada Real permite confirmar una edad Villafranquiense sup. Esta fauna ha sido identificada por ALCALA, MAZO y MORALES, cuyo informe bioestratigráfico junto con el de micromamíferos se adjunta en la documentación complementaria.

El hallazgo de nuevos yacimientos de macro y micromamíferos resulta una importante contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Cuenca del Júcar y zonas adyacentes. Así las «calizas del río Júcar», hasta ahora consideradas

como del Plioceno inf. (Ruscimiente) en este sector, quedan incluidas también en el Villafranquiense inf. (NM 16a) al estar presentes *Miomomys* aff. *cappetai* sensu VAN DER WEER, 1976 en los yacimientos de La Marmota 1 y 2; El Carrasco y Fuente del Fraile.

En la Fm. Villagordo no existía ningún yacimiento que permitiese una correlación con los de Valdeganga (I, II, III y IV) o el Rincón I y II. Con el hallazgo del yacimiento de Cañada Real que contiene ejemplares de *Miomomys* aff. *medasensis*, sensu MEIN et al. (1978) zona NM 17 se establece una clara correspondencia con Valdeganga III permitiendo incluir la unidad cartográfica 10 y 13 en el Villafranquiense superior y acotar inferiormente en el tiempo el yacimiento con *Anancus arvernensis* en Villanueva de la Jara.

Por último, se ha podido establecer de forma concreta el momento (Villafranquiense inferior, NM 16a) en el que se produce la ampliación de la cuenca en este sector (Fase Iberomanchega I). Este hecho está basado en la aparición de los mismos micromamíferos en Rincón II y La Marmota I y II por encima y debajo respectivamente de la ruptura sedimentaria observable en campo y correspondiente a esa fase distensiva (Fig. 5).

2.2.5. Unidades litoestratigráficas

2.2.5.1. Brechas calcáreo-dolomíticas rojizas (8). «Brechas de El Picazo». (Plioceno superior)

Afloran en el valle del río Júcar entre la salida de la angosta hoz de la Central Eléctrica y la localidad de El Picazo, observándose bajo coberturas de glacis con costra o terrazas.

Los mejores afloramientos se encuentran en los relieves adosados al Oeste de la Carretera de El Picazo a la Subcentral de Hidrola y en los desmontes del Canal del Trasvase Tajo-Segura en las proximidades de dicha subcentral. Dan lugar a cerros de cumbre planocónica (glacis) fuertemente disectados por una red de barrancos laterales al Júcar. Presentan buzamientos hacia el sureste entre 10° y 20°.

Son brechas con cantos y bloques de calizas y dolomías englobadas en un cemento calcáreo rojizo que contiene abundante arena dispersa y limo. Tienen un espesor máximo observado de unos 30 metros.

Se disponen en cuerpos tabulares de espesor variable entre unos pocos decímetros y 1-2 metros. Tienen geometría de *sheets* y en ocasiones de *debris flow*. En estos cuerpos dominan el transporte en masa y las corrientes de tipo *slurry* sobre las tractiveas.

Estos materiales se interpretan como brechas de talud al oeste de la Plataforma de Tebar, lugar donde tienen mayor espesor. No obstante, esta litofacies está casi siempre presente en el contacto entre el sustrato mesozoico y la Fm. de Vi-

MA PISOS EDADES CONT MEIN N M	C. CABRIEL	C JUCAR	INMIGRANTES	RUPTURAS GEOLOGICAS	C. MESETA MERIDIONAL
	BIHARIENSE	FUENSANTA EL PROVENCIO	HIPPOPOTAMUS	VALVERDE DE CALAT. 1	
PLEISTOCENO					
1.8					
17		CANADA REAL VALDEGANGA 3-4		IBEROMANCHEGA ?	
16b		VALDEGANGA 1-2 EL RINCON 1	EQUUS + MAMMUTHUS	VALVERDE DE CALAT. 2	
16a		EL RINCON 2 FUENTE DEL FRAILE EL CARRASCO LA MARMOTA 1-2		LAS HIGUERUELAS PUEBLA DE ALMORADIER	
PLIOCENO	VILLAFRANQUIENSE	ABENGIBRE LA RECUAJA ALCALA	MIMOMYS	? VILLARRUBIA DE LOS OJOS	
15					
14					
5					
MIOCENO	VENTIENSE	VENTA DEL MORO LA PORTERA	PARAETHOMYS HEXAPROTODON		
TUROLIENSE		TOLOSA			
13					
12	FUENTE PODRIDA				

Villagordo del Júcar llegando a veces a formar una película que puede variar desde unos pocos decímetros a metros. Aflora también en manchas discontinuas sobre el Plataforma de Tebar, en la hoja colindante al norte (Motilla del Palancar 681) y han sido atribuidas al Paleogeno por los autores de la Hoja.

Las litofacies pueden asociarse a fenómenos de Karstificación sobre el sustrato mesozoico seguidos de una etapa de deformación tectónica que las acumula al pie de las flexiones anticlinales y en las depresiones sinclinales. En este sentido bien podrían tener un significado genético semejante al de las *costras bréchicas* o salmón bréchicas de PEREZ GONZALEZ (1979, 1981) existentes en todo el ámbito de la submeseta meridional (mesa de Ocaña, etc...) y que dicho autor relaciona con los movimientos de la Fase Iberomanchega I.

Por otro lado, la existencia de un relieve enérgico durante el relleno de la depresión, motivaría aportes laterales de poca extensión, mal organizados y de granulometría heterogénea, empastados en una matriz arenoso-arcillosa y depositados en coladas de alta energía (*debris y sheets-flow*).

La edad de todo este conjunto, teniendo en cuenta las consideraciones anteriores sería Villafranquiense inferior, quedando planteada para los tramos más basales la hipótesis de una edad más antigua, contemporánea con los procesos sedimentarios acaecidos durante el Rusciniense y principios del Villafranquiense inferior.

2.2.5.2. Brechas, fangos y suelos calcimorfos (9). (Plioceno superior)

Afloran al norte de El Picazo dando lugar a zonas alomadas disectadas por barrancos. Pasan lateralmente a las Brechas de El Picazo y a la parte inferior y media de la Fm. «Villagordo del Júcar» por lo que su edad sería también Villafranquiense inferior.

Están formadas por ritmos métricos (1-3 m) de brechas calcáreas y dolomíticas, similares a las de El Picazo aunque menos cementadas, a los que siguen los fangos rojos carbonatados con nodulaciones de carbonatos de origen edáfico e incluso auténticos suelos calcimorfos.

Representan las facies más distales de las zonas de acumulación de brechas del pie de la flexión (unidad 8) situada al norte de El Picazo. A lo largo de los cortes artificiales del Trasvase Tajo-Segura al noroeste de El Picazo, están otros puntos donde pueden observarse.

2.2.5.3. Areniscas, conglomerados, suelos calcimorfos y arcillas pardorojizas (10). Niveles de calizas margosas y margas (11). Niveles de areniscas y conglomerados (12). Fm. «Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar». (Plioceno superior)

Afloran en el valle del río Júcar dando lugar a terrenos fuertemente disectados por barrancos y cárcavas en su margen izquierda y a laderas más suavizadas aunque también surcadas por numerosos barrancos en su margen derecha.

Esta unidad es descrita por SANTOS (UTS=3, 1983) y PEREZ GONZALEZ (1982) y estudiada en el corte de la Ribera de San Benito en donde se reconocen 70 metros de serie de la Formación de Villalgordo (SANTOS 1974, ROBLES et al. 1974 o Unidad Villagordo de ORDOÑEZ et al. 1975). Se han levantado series en las Casas del Concejo situado 2 km al sur de la Ribera de San Benito en la margen izquierda del Júcar, con espesores de 50-55 metros. También se han levantado cortes parciales en las proximidades de la Central Eléctrica de La Losa y se han tomado medidas de paleocorrientes a lo largo de los valles del Júcar y Valdemambra.

Las «Areniscas y Arcillas de Villalgordo de Júcar» se disponen en clara ruptura sedimentaria sobre la Formación Calizas del río Júcar o Formación del río Júcar de QUESADA et al. (1967). PEREZ GONZALEZ (o.c.) distingue ya en esta unidad dos ritmos sedimentarios separados por uno de carácter *coarsening-fining upwardas*. El ritmo superior representaría la unidad cartográfica 15.

Según dicho autor las series detriticas de Villalgordo del Júcar están compuestas por ritmos granodecrecientes de grano grueso fino con hiladas o lentejones de cantos poligénicos en tamaños finos y que presentan estratificación cruzada. Estos cuerpos alternan con arcillas margosas pardo rojizas con nódulos de carbonatos finalizando a veces con calizas margosas y arenosas de aspecto ruiniforme que equivalen a suelos calcimorfos en el sentido de FREYTET (1973).

En el corte del Concejo, se reconocen secuencias de espesor métrico formadas por paleocanales, depósitos de llanura de inundación, facies de desbordamiento, paleosuelos carbonatados y paleosuelos rojos de tipo ferialítico.

Los paleocanales tienen un espesor comprendido entre 4 y 6 metros y están llenos de arena media o gruesa y gravas que se disponen tapizando cicatrizes internas o en los «sets» de la estratificación cruzada. Están formados por cuarzo y cuarcita dominante con alguna caliza/dolomía con un tamaño máximo de 5 cms. A veces las arenas están ligeramente cementadas. Es frecuente la presencia de estratificación cruzada planar o festoneada que indica direcciones de corriente comprendidas entre 160° y 230° hacia el Sur. Suelen ser canales pequeños, a veces tubulares, poco sinuosos, si bien más al norte entre El Picazo y la Ribera de San Benito presentan espectaculares facies de *point-bar*.

El estudio de minerales pesados realizado en estos cuerpos arenosos ha dado la siguiente asociación mineralógica expresada en % y correspondiente a la media de todos los estudios; turmalina 60%, circón 10%, granate 1,5%, rutilo

5,5%, anatasa 6,5%, estaurolita 13%, distena 2,5%. Es de destacar el alto contenido en turmalina, la relativa abundancia de estaurolita y circón respecto al resto de los minerales asociados y la presencia a veces esporádica de andalucita. También es de destacar la ausencia de brokita que aparece en los niveles detriticos superiores correspondientes ya a otra unidad cartográfica.

Las facies de llanura de inundación pasan lateralmente a los paleocanales y están definidas por una alternancia de arenas o areniscas limolíticas y fangos pardo-rojizos edafizados en capas decimétricas entre las que se intercalan conglomerados finos lenticulares de base erosiva. Se disponen en conjuntos cuyo espesor puede llegar a los 7 metros. Las areniscas son masivas y presentan *ripples* o secuencias de desaceleración de corrientes tractivas con laminación paralela y *ripples*. A veces aparecen pequeñas barras. Se observan tapices de algas que colonizan la arena fina-limo en los top-sets de *ripples* o el techo de pequeñas barras.

Dentro de estas facies de inundación son muy frecuentes facies de desboradamiento que alternan con los depósitos lutíticos. El mismo significado pueden tener algunos niveles desorganizados de arena fangosa y gran asimilables a coladas, aunque no hay que descartar la posibilidad de obliteración de estructuras sedimentarias debido a la iluviaciación de arcillas durante los procesos de edafogénesis intercalados en la serie.

Los paleosuelos se desarrollan sobre los fangos pardo-rojizos que culminan las facies de llanura de inundación. Pueden tener espesores de hasta 3 metros y se reconoce un término inferior con carbonatos nodulares e incluso auténticos suelos calcimorfos, a los que siguen paleosuelos rojos ferialíticos en los que es patente la iluviaciación de arcilla. Son frecuentes en toda la serie los tonos marmorizados por alteración en etapas alternantes de encharcamiento-desecación, que se aproximan a paleosuelos de tipo pseudogley.

Un punto interesante de observación lo constituye el potente paleocanal («point bar») situado al pie de la Ermita de San Benito en el que se apilan sets de potencia métrica con relleno de arena gruesa y gravilla que incluye fragmentos de caliches o costras carbonatadas.

Se han diferenciado en la cartografía (exagerando su escala), algunos niveles de arenas y conglomerados (unidad 12). Al pie del vértice de la Vidala aparecen niveles de margas blancas y grises y calizas palustres-lacustres (unidad 11) de 2-3 metros de espesor y escasa continuidad lateral que también se han intentando representar.

Las «Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar» pasan lateralmente a las «margas y calizas de Valdeganga» y a las «calizas y margas de Minaya» de PEREZ GONZALEZ (o.c.) por lo que les corresponde una edad Villafranquiense inferior.

El paso se realiza de forma insensible y gradual y en muy poco espacio como se puede observar en la Hoja de La Roda. Además, el hecho de haber encontrado durante la realización de los trabajos y en esta unidad un nuevo yaci-

miento de micromamíferos de Villafranquiense superior (NM 17) con *Mimormys aff medasensis* sensu MEIN et al. (1972) permite, por un lado su datación y correlación con las series de Valdeganga (Valdeganga III) y por otro, el establecer en el tiempo de forma precisa la ruptura sedimentaria (Fase Iberomenchega I) de esta unidad con las series pliocenas infrayacentes («calizas y margas del río Júcar») acotada definitivamente en la base del Villafranquiense inferior.

2.2.5.4. *Lutitas, arcillas edafizadas, suelos calciformos, areniscas y conglomerados* (13). *Calizas limolítico-arenosas (suelos calcimorfos)* (14). *Fm. «Areniscas y arcillas de Villalgordo del Júcar».* (Plioceno superior)

Afloran en ambas márgenes del río Valdemembra, dando lugar a laderas tapizadas por glacis coluviales y resaltes estructurales debidos a suelos calcimorfos, afectadas por incisiones, que localmente son intensas y que motivan una morfología de barrancos y cárcavas.

Se ha levantado el corte de Aguililla en el que se han medido unos 40 metros de serie.

Se trata de una sucesión en la que dominan los fangos pardo-rojizos con arena dispersa, más o menos edafizados que presentan abundantes nódulos y concreciones de carbonatos.

Destaca la presencia de niveles de calizas limolítico-arenosas pardo rojizas de aspecto nodular y/o ruiniforme, que son asimilables a suelos calcimorfos en el sentido de FREYTET (1973). Pueden alcanzar un espesor próximo a los tres metros y gran continuidad lateral. Algunos de ellos se han diferenciado en la cartografía exagerándose su escala (unidad 14). A veces presentan señales de paleokarstificación.

Son frecuentes los niveles centi-decímetros de gravillas de base erosiva, a veces con auténticos surcos erosivos locales que contienen gravas de hasta 2 cms de cuarzo, cuarcita, calizas, dolomías y fragmentos de costras o suelos calcimorfos e incluso Jacintos de Compostela. Los surcos pueden estar tapizados por algas, interpretándose como «rills» erosivos posteriormente llenados.

Los canales a veces son de tipo tubular y las paleocorrientes pueden presentar direcciones anómalas, (70° N) frente a las generales del sistema en esta zona 180° N-190° N.

También aparecen facies de llanura de inundación semejantes a las del corte de Concejo que lateralmente pasan a canales de 1 a 2 metros de espesor y escasa anchura, llenos de arena gruesa y grava.

Esta unidad corresponde a las facies laterales o distales de los sistemas fluviales de la Fm. Villalgordo (unidad 10) del valle del Júcar pasando lateralmente a las «calizas y margas de Valdeganga».

Todo el conjunto inferior de las «Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del

Júcar» (unidades 10 a 14) corresponde a un ambiente fluvial relacionado probablemente con un sistema de abanicos aluviales de tipo árido, instalado al norte, en la región de Alarcón (Depresión Intermedia y Cordillera Ibérica) con aportes claramente direccionales hacia la cuenca del Júcar.

Su edad, Villafranquense, queda justificada en razón a los criterios de correlación anteriormente expuestos.

2.2.5.5. Gravas y arenas con encostramiento laminar carbonatado a techo (15) (Villafranquense)

Esta unidad constituye los términos detriticos superiores de la Formación «Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar» o UTS-3 de SANTOS (1983).

Su base se encuentra en clara ruptura sedimentaria con los términos detriticos infayacentes (unidades 10 y 13) de la misma formación. El techo por lo general aparece fosilizado por un encostramiento laminar muy maduro, generalmente bandeado, semejante a la «costra laminar bandeadada y multiacintada» de PEREZ GONZALEZ (1982) próximos al límite Pliopleistoceno.

Todos estos depósitos constituyen y definen un sediplano de morfología muy característica que intenta penetrar hacia la Llanura manchega, fuera ya de la hoja. Dicha caída se realiza mediante pendiente muy suave con cotas comprendidas entre 830 m al norte y 760 m al sur.

Esta superficie, construida a partir de la colmatación de la cuenca y ligada a procesos erosivos con desarrollo de encostramientos laminares relacionados con la Fase Iberomanchega II, es disectada posteriormente por una compleja y primitiva red fluvial ya a principios del Cuaternario.

Los procesos de erosión motivan que en ocasiones el encostramiento laminar que sella y pone fin a la sedimentación pliocena pueda no estar, llegando incluso a faltar algunos de los términos más altos de esta unidad detritica.

Litológicamente está formada por gravas de cantes cuarcíticos así como de caliza y dolomías. Las arenas de colores claros y sin cementar también son muy frecuentes con estructuras de tipo estratificación cruzada a media escala (*festoon*) muy características. Ocasionalmente aparecen limos y arcillas.

Esta unidad es fácilmente identificable tanto por su posición estratigráfica como por su litología. Su distribución sobrepasa los límites de la Hoja, extendiéndose por las colindantes de tal modo que puede seguirse incluso hasta los Llanos de Albacete.

Aparece muy bien representada en los cortes levantados en Casa del Concejo, Casa de Benítez, La Losa, en los taludes artificiales del trasvase Tajo-Segura y en las numerosas canteras que se han abierto con motivo de dicha obra. En la parte oriental de la hoja (Aguililla) no existe esta unidad observándose una clara discordancia cartográfica que a nivel puntual sólo es denunciable por un brusco cambio litológico, así como de su ambiente deposicional.

En el corte de Granja, uno de los puntos donde mejor se encuentra representada esta unidad, sobre los fangos pardo rojizos y suelos calcimorfos de los términos inferiores de la Fm. Villalgordo, se reconocen 28 metros de serie, formados por paleocanales con netas secuencias granodecrecientes de gravas de cañones calizo-dolomíticos y cuarcíticos con un tamaño medio de 2 cm y máximo de 6-7 cm, con estructuras de cut and fill, barras de arena gruesa y gravas, estratificación cruzada de surco y amalgamaciones a las que siguen arenas finas a medianas, ócreas amarillentas, con cicatrices internas tapizadas por gravilla, y estratificación cruzada planar. Su aspecto a veces es muy parecido al de las terrazas altas y medianas del Júcar. Las palocorrientes medidas en este área oscilan entre 160° N y 210° N.

También aparecen facies de llanura de inundación alternando con areniscas limolíticas, fangos pardo rojizos y suelos y paleosuelos con concreciones carbonatadas, y paleosuelos rojos. Las facies de inundación del canal superior tienen tonos dominantes ocres.

Hacia el techo aparecen 2 m de arenas finas ocres con encostramientos carbonatados nodulares, algo laminares a techo y restos de raíces carbonatadas. Por encima existe 1 metro de gravas muy cementadas con una costra laminar de gran consistencia a techo. Este encostramiento no tiene representación cartográfica en el mapa geológico pero sí se ha reflejado en el geomorfológico.

En las canteras situadas alrededor del Kilómetro 55 en Villanueva de la Jara en la Carretera de Motilla del Palancar a Albacete, en las proximidades de la Hoyuela del Calderero, se diferencian dos secuencias de paleocanales, de 3 metros aflorantes la inferior y 1,5 metros la inferior, separadas por 20-30 cms de encostramiento carbonatado nodular extremadamente duro. Están formadas por arenas gruesas a medianas y grava-gravilla de cuarcita, cuarzo, caliza, dolomía y caliches con tamaño máximo de 3,5 cm y medio de 0,4-0,5 cm que presentan cicatrices tapizadas por gravas, estratificación cruzada se surco, barras de arena gruesa y grava, y *cut and fill*. Los cosets tienen un espesor entre 15 y 30 cm, con un máximo 50 cm. Son frecuentes los niveles en que los óxidos de manganeso tapizan los granos.

En la parte meridional de la cantera aparece un encostramiento carbonatado, enraizado en las arenas y gravas superiores que tiene un espesor de 1 metro. En la base es masivo y hacia el techo tiene una estructura laminar muy neta. Sobre él se sitúan 20-30 cm de gravas con matriz arenó-arcillosa roja de la unidad suprayacente. En el fondo o parte norte de la cantera el encostramiento abarca el nivel superior de gravas e incluso la costra que separa los niveles detriticos.

El estudio de los minerales pesados ha dado la siguiente asociación mineralógica expresada en % y correspondientes a la media de todos los estudios: turmalina 65%, circón 11,5%, granate 2,5%, rutilo 2%, anatasa 2%, brokita 1%, estaurolita 13%, distena 2,5% y andalucita por debajo del 1%.

La asociación mineralógica es muy similar a la de la unidad 10. Destaca igualmente el alto contenido en turmalina; el circón y la estaurolita son relativamente

abundantes, el granate y la distena son minerales siempre constantes mientras que el rutilo y la anatasa, son variables. La andalucita aparece ocasionalmente así como brookita.

Desde el punto de vista sedimentológico todo el conjunto de gravas y arenas están relacionados con un medio de sedimentación fluvial de canales tipo braided, con desarrollo de barras y de facies asociadas a este medio.

Las paleocorrientes tanto dentro de la Hoja como a nivel regional presentan una distribución que apunta según dos direcciones: una hacia el S SW y otra hacia el S-SE es decir hacia el sector de La Roda-Minaya y Valdeganga.

El hallazgo durante la ejecución de la Hoja de un nuevo yacimiento paleontológico de vertebrados en Villanueva de la Jara ha proporcionado dos molares incompletos y una posible defensa de *Anancus arvernensis* clasificado por AL-CALA, MAZO, A. y MORALES J. Dicho ejemplar último representante europeo de los mastodontes bunodontos tiene su mayor expansión durante el Rusciniense y Villafranquienense y puede aparecer asociado a los primeros *Mammuthus*. Sin embargo, el hecho de encontrarse en los términos más altos de la Fm. Villalgora así como por encima del yacimiento de micromamíferos del Villafranquienense sup. (NM 17) de Cañada Real en la Hoja de La Roda, acota y sitúa claramente esta unidad en el Villafranquienense superior.

2.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

2.3.1. Características Generales

El final del ciclo de sedimentación Plioceno coincide, desde el punto de vista tectónico con el inicio de la fase Iberomanchega II (AGUIRRE et al. 1971 y PEREZ GONZALEZ, 1979-1982). Desde un punto de vista morfoestratigráfico PEREZ GONZALEZ (o.c.) señala la unidad de la costra laminar bandeada y multiacintada, como el final de la colmatación de las cuencas castellanas de la subcuenca meridional, situando este momento en los 2,5 m.a. A partir de entonces se inician una serie de procesos de carácter erosivo que destacan sobre los de sedimentación.

Sin embargo, el límite Plio-Pleistoceno establecido formalmente se sitúa en 1,6-1,8 m.a., a techo del suceso de Olduvai y dentro de la polaridad inversa de Matuyama. Esta edad según el mismo autor podría corresponder con las Superficies penetrativas de la Llanura Manchega, atribuyendo una edad algo más antigua a los depósitos de la Raña que estarían alrededor de los 2 m.a.

Los primeros sedimentos consecuencia de la fase Iberomanchega II concretamente para la cuenca del Júcar, son los «Aluviones de Casas Ibáñez», contemporáneos con la «Raña» y con unas características litológicas, textuales y edáficas, ligeramente diferentes. Este depósito, que superficialmente da un extenso «canturral», erosiona a la «costra laminar bandeada y multiacintada» siendo a partir

de entonces, cuando comienza el encajamiento del río Júcar dejando a su paso los primeros niveles de terrazas.

Por otra parte, hay que señalar que en este apartado se ensamblan las Formaciones Superficiales con el Cuaternario, debido a que la edad de las mismas es, en general, cuaternaria. No obstante debido al carácter epitelial de los «Aluviones de Casa Ibáñez» (Plio-Cuaternario) y a su similitud textual con depósitos de edad más reciente, han sido considerados también como formaciones superficiales.

En la Hoja de Quintanar del Rey, los depósitos cuaternarios ocupan un gran superficie, destacando fundamentalmente los asociados a los procesos fluvial, eólico y kárstico y con menor representatividad los de gravedad y lacustres.

Aunque son numerosas las definiciones existentes sobre las Formaciones Superficiales, según los especialistas que las hayan realizado, en este trabajo, se entienden como tales todos aquellos materiales coherentes o no que han podido sufrir una consolidación posterior y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad. Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PEREZ GONZALEZ, PORTERO y ZAZO (1980). El rasgo principal es que se trata de unidades catografiables, caracterizadas por una serie de atributos imprescindibles como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y eventualmente, la cronología. La superposición de estos componentes da origen al Mapa de Formaciones Superficiales, mapa derivado del geológico convencional (ver documentación complementaria).

El Mapa de Formaciones Superficiales de la Hoja de Quintanar está representado a escala 1:50.000 y se ha ejecutado según la siguiente normativa:

El sustrato, en blanco, lleva una letra mayúscula que corresponde a su génesis, en este caso una S por tratarse de rocas sedimentarias. A su vez se han diferenciado cinco tipos a los que se ha asignado un índice numérico (S_1 , S_2 , S_3 , S_4 y S_5) que indica el tamaño de grano, variando desde detrítico grosero (brechas calcáreas - S_1).

La representación de las distintas Formaciones Superficiales se ha realizado atendiendo fundamentalmente a la textura y a la génesis, de tal forma que el carácter textual viene indicado por los símbolos litológicos (normativa MAGNA) con posibilidad de combinaciones cuando ello fuera necesario.

La génesis de los depósitos viene expresada con uno o dos caracteres alfabéticos que representan los diferentes tipos. En este caso: fluvial (F), kárstico (K), eólico (E), lacustre (L), gravedad (GR) y poligénico (MP), con un subíndice numérico que indica el orden de aparición de más moderno (F_1), a más antiguo (F_3) y una letra minúscula para la cronología: p (Plioceno), i (Pleistoceno inferior), m (Pleistoceno medio), S (Pleistoceno superior) y h (Holoceno).

La leyenda consiste en un cuadro de doble entrada, en el que por un lado están las Formaciones superficiales según su génesis, y por el otro, según su textura. El orden de aparición se hace con relación al carácter textural, apareciendo en primer lugar aquéllos que lleven un símbolo litológico simple y a conti-

nución combinado, siempre que el tamaño de grano del conjunto vaya de más fino a más grueso.

Los espesores vienen representados puntualmente con un dato numérico en metros, cuando se trata de espesor visto (2,3). Si está sobre otra formación superficial o bien directamente sobre el sustrato, se pondrá un denominador con la sigla correspondiente a dicho sustrato (2,0/S₃).

El mapa lleva como complemento una serie de signos que representan los yacimientos de industrias prehistóricas e históricas, si las hubiese, de explotaciones y de obras humanas.

Por último, se adjunta un «Cuadro de Propiedades Selectas» en que se consideran: espesor, textura, medio sedimentario, consolidación, topografía drenaje y erosionabilidad, riesgos, cronología, usos y observaciones.

2.3.1.1. *Gravas con arcillas rojas y cantos cuarcíticos y calcáreos (16). «Aluviones de Casas Ibáñez»*

Se trata de una unidad morfoestratigráfica de amplia representación superficial tanto dentro de la Hoja como a nivel regional. Su determinación areal como se puede observar queda limitada en parte por el río Júcar, extendiéndose por las Hojas vecinas de Madrigueras, Iniesta, Valdeganga y Casas Ibáñez (Fig. 6).

Estos materiales constituyen una plataforma muy característica de «canturrall» que desciende suavemente hacia el SE, y a la que se ha denominado Plataforma de Casasimarro.

Sus afloramientos en corte son muy escasos, siendo la forma más frecuente de presentarse la de un «canturrall» constituido por gravas silíceas, ocasionalmente calcáreas, redondeadas y empastadas en una matriz arcillo-arenosa de tonalidades rojizas. Sin embargo y cuando por fortuna pueden observarse en corte, las características cambian y se ve como estas gravas se apoyan sobre el sustrato infrayacente (unidades 13 ó 15) e incluso sobre la costra laminar que cierra el ciclo de sedimentación pliocena. En estos casos suelen estar cementadas observándose estructuras de corrientes tractivas (*festoon*), barras, cicatrices erosivas y estructuras de erosión y relleno (*cuto and fill*).

Sobre esta unidad aparecen unos suelos rojizos (10 R) con cantos de cuarcita y caliza, desapareciendo, éstos hacia el techo de la unidad. Son suelos fersialíticos con cantos sueltos y cutanes espesos y continuos que a veces presentan estructuras prismáticas o poliédricas en agregados gruesos de 2 a 7 cm. También son muy frecuentes los embolsamientos de arcillas sobre la unidad infrayacente, generalmente la costra carbonatada.

Tales características son observables en el corte de la carretera de Casasimarro a Pozoseco 2 km antes de llegar a esta última población. Otros puntos interesantes se encuentran al norte de Villalgordo del Júcar en la carretera a Ca-

Fig. 6. Esquema de distribución de los «Aluviones de Casas Ibáñez»

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE LOS "ALUVIONES DE CASAS IBÁÑEZ"

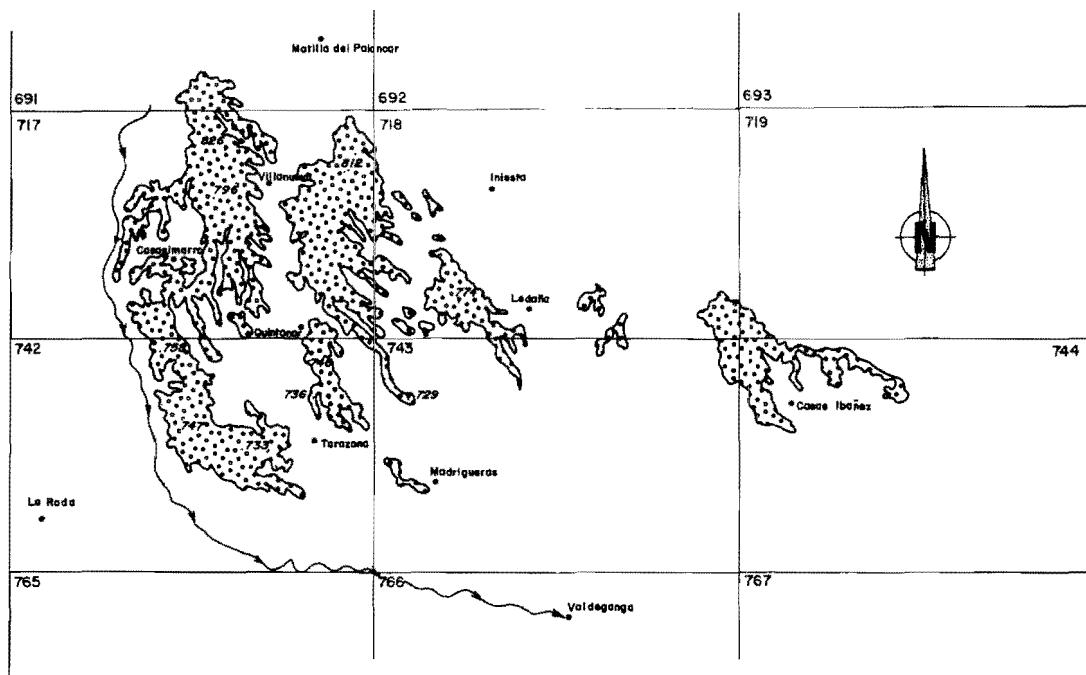


Fig-6

Escala: 1 / 400.000 ≈

sasimarro cerca del límite sur de la Hoja o en la carretera de Villagarcía del Llano a Iniesta en la Hoja 1:50.000 del mismo nombre.

Los espesores de esta unidad son muy irregulares aunque en el mejor de los casos no sobrepasa los 5 m; correspondiendo entonces a materiales canalizados. Donde sólo existe desarrollo de suelos, y ha sido borrada cualquier tipo de estructura original alcanza valores de alrededor de 1 m.

Desde el punto de vista sedimentológico estos depósitos corresponden a un medio fluvial complejo, con distribución areal que recuerda a la del tipo de los abanicos, y con procesos de excavación y relleno, que finalmente determinan una superficie de erosión y sedimentación.

La edad hay que establecerla por criterios morfológicos y estratigráficos, así como por los procesos generales acaecidos a finales del Plioceno y principios del Pleistoceno.

BASCONES et al. (1976, 1977) en las Hojas de Madrigueras, Iniesta y Valdeganga diferencian esta unidad, aunque en algunas zonas la identifican con los depósitos de la Fuensanta, terraza alta del Júcar, más moderna y encajada perfectamente en la superficie construida por esta unidad. MEIN et al. (1978) denominan a estos depósitos «Aluviones de Casas Ibáñez» atribuyéndolos al Villafranquiense y haciéndolos equivalentes a la Formación Fuensanta.

Posteriormente, PEREZ GONZALEZ (1982) establece la edad de la (F.) Fuensanta como Pleistoceno medio y demuestra la no relación espacial de esta terraza del Júcar con la unidad descrita por MEIN.

A juicio de los autores de este trabajo y coincidiendo en parte con BASCONES et al. (o.c.) la edad de estos depósitos sería Plioceno superior-Pleistoceno inferior para lo cual se basan en las siguientes argumentaciones:

Estos materiales se depositan sobre una superficie que culmina al Plioceno superior, cuyo último episodio es la formación de la costra laminar blandeada y multiacintada de PEREZ GONZALEZ (o.c.) y que da paso a los procesos de erosión y acumulación del Cuaternario y al contravertido límite Plio-Pleistoceno.

Esta unidad, queda limitada en el techo por la Superficie inferior de la Llanura Manchega (Pleistoceno inferior) superficie encajada sobre estos depósitos y parcialmente fosilizados por el «Sistema aluvial del río Júcar» (Fm. Fuensanta) de edad Pleistoceno medio basal.

Corresponden a un sistema fluvial que desde el norte se distribuye aparentemente según dirección sur y sureste.

Constituye el nivel topográficamente más alto a partir del cual se lleva a cabo el encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

A nivel regional coincide en el tiempo con la denominada «Raña» en otras regiones (MOLINA, 1985), si bien aquí las características litológicas y pedogenéticas que definen a estos depósitos son algo diferentes. Son de destacar los suelos de tipo fersialítico que se desarrollan sobre ella y que recuerdan más a los

de las terrazas altas que a los de la propia «Raña» así como la presencia de cantos de caliza y dolomía ausentes en esa formación.

De todo ello se deduce que la edad de esta unidad o «Aluviones de Casas Ibáñez» queda acotada entre finales del Plioceno superior y el Pleistoceno inferior.

2.3.1.2. Terrazas (+ 100-120 m; + 80-100 m; + 50-60 m; + 40-50 m; + 25 m y + 7-10 m) (17, 18, 19, 20, 21, 22 y 23)

Se han incluido dentro de este apartado las unidades cartográficas que aparecen con los números 17, 18, 19, 20, 21, 22 y 23. Todas ellas forman parte del sistema de terrazas del río Júcar, curso de agua que atraviesa la Hoja de norte a sur introduciéndose también en la Hoja de La Roda y que ha sido estudiado recientemente por PEREZ GONZALEZ (1982).

A continuación se describen más detalladamente estas unidades de las muchas de cuyos datos (litoestratigráficos, mineralógicos, etc.) han sido tomados de la monografía realizada por ese autor.

Terraza alta (+ 100-120 m) (17)

Se localiza al oeste de la casa de la Barga y en algunos replanos existentes entre las localidades de Rubielos Altos y Rubielos Bajos, con cotas comprendidas entre + 100-120 m sobre el nivel del Júcar.

Litológicamente está constituida por gravas calizo dolomíticas fundamentalmente (64-67%), cuarcíticas (26-28%) y cuarzos (9%) con un tamaño medio entre 2-4 cm y un centílo que puede alcanzar los 14 cm. Contiene algunas intercalaciones arenosas, pero escasas y siempre en tamaños de arena media. Estos materiales presentan geometrías y estructuras fluviales, características de depósito tipo «braided». Entre los minerales pesados destaca la turmalina (60-70%) con presencia, también, de estaurolita y círcón.

En cuanto a los suelos, se puede reconocer un horizonte A, pedregoso, de espesor variable, que cubre a un B_t (0,40-0,50 m) arcilloso con estructura poliédrica o prismática y con cutanes continuos y moderadamente espesos. Se trata de un suelo rojo (10 R 4/8-4/6, 1,5 YR 4/8) al que sigue un horizonte C_{ca} (1-1,5 m) de estructura laminar que en profundidad se pierde y que enraíza con las gravas fluviales.

Terraza de + 80-100 m (18). Sistema aluvial del río Júcar (20)

Esta terraza constituye la unidad 1 denominada Sistema aluvial del Júcar por PEREZ GONZALEZ (o.c.).

Aparece formando una amplia banda paralela al río Júcar en su margen derecha, extendiéndose hacia el oeste hasta penetrar en la Llanura Manchega y enrasar con el nivel de terrazas de + 10-15 m del río Guadiana. Dicho autor, piensa que durante la formación de esta unidad, es decir en el Pleistoceno medio basal, el río Júcar desaguada en el Atlántico a través del canal del Guadiana.

Las mejores observaciones pueden realizarse siguiendo el canal del Trasvase Tajo-Segura, gracias a los desmontes de esta obra y sobre todo en las canteras abiertas entre los km 17 y 28 de la carretera de El Picazo a Sisante.

Esta terraza se desdobra en dos niveles en los alrededores de la casa de la Barga, con cotas que oscilan entre los 60 y 80 m. Aguas abajo, pierde altura, llegando a cotas sobre el nivel del río de + 55 m en la base y + 65-70 a techo. Esta diferencia de alturas, el apilamiento de material al sur de la plataforma del Tebar y el desdoblamiento en dos niveles, al norte de la Hoja, hacen pensar que en la margen izquierda los niveles de + 50-60 m y + 80-100 m (18 y 19), se corresponden en el tiempo, con el Sistema aluvial del Júcar.

PEREZ GONZALEZ (o.c.) realiza varios perfiles en este complejo aluvial, pero quizás el más representativo sea el de la Fuensanta. En él, reconoce al menos 8 m de una serie fluvial compuesta por varios ciclos granodecrecientes que finalizan con delgados niveles de limos y arcillas micáceas.

La composición litológica es semejante a la terraza alta con gravas de caliza y dolomía fundamentalmente (50-64%), cuarcita (24-39%) y cuarzo (4-18%). Los tamaños medios se agrupan en la clase de 2-4 cm y el centílo es de 9 cm.

Entre las barras de gravas se intercalan niveles arenosos del orden de 0,50 m de arenas finas a medias. Entre los minerales pesados que aparecen, destaca la turmalina (57-58%) y secundariamente la estaurolita y el circón.

A techo se encuentra una costra laminar muy gruesa de unos 0,60 m de espesor a la que se superpone un suelo rojo con un horizonte B_t arcilloso, de estructura en bloque medianos, duro y con cutanes moderadamente espesos y continuos de color rojo (10 YR 48), puede tener hasta 0,60 m, y sobre él yace un horizonte A pedregoso, de unos 0,30 m de espesor.

La edad de esta unidad ha podido ser establecida gracias a la presencia de *Cervus cf. elaphus* y *Mammuthus*, intermedio entre *M. meridionalis* y *M. arménacus* que indican un Pleistoceno medio basal (citado por PEREZ GONZALEZ, o.c.). Más recientemente se ha identificado un canino superior de *Hippopotamus major*, lo que permite corroborar la edad anteriormente señalada para los depósitos de la Fuensanta e incluirlos dentro del grupo de faunas clásicamente consideradas como Cromosienses.

Durante la ejecución de este trabajo han aparecido nuevos fragmentos de molares que han sido clasificados por MORALES como: *Mamuthus meridionalis*.

Terrazas de + 50-60 m, + 40-50 m, + 25 y + 7 + 10 m (19,21,22,23)

Las dos superiores corresponden, en cartografía, a las unidades definidas como 19 y 21. Se localizan en la margen izquierda del Júcar, y en la mitad norte de la Hoja. La diferenciación no es fácil debido a retoques posteriores de los glaciares coluviales.

PEREZ GONZALEZ (o.c.), describe en las canteras del Llano de la Calera un perfil con 7-8 m de barras de cantos con estratificación cruzada planar. Los cantos son de caliza y dolomía (76%), cuarcita (19%) y cuarzo (5%), con un tamaño medio entre 2-4 cm y un centílo de 12 cm. Aparecen niveles de arena media a fina con turmalina como mineral pesado más abundante (73%) y presencia de estaurolita y círcón. A techo existe una costra laminar muy gruesa y un suelo rojo (10 R 4/8) con cutanes espesos y discontinuos.

La terraza de + 25 (22), se encuentra muy bien conservada al este de El Picazo y en algunos retazos en la margen derecha del río. Pierde cota relativa aguas abajo, alcanzando + 18-20 m fuera de la Hoja.

Sus características litológicas son muy semejantes a las de las terrazas descritas con anterioridad, pero presentan a techo de las barras de cantos, canales de dimensiones métricas, llenos de limos y arcillas bandeadas. De la misma manera, posee a techo una costra laminar y un horizonte B_t rojo de color 2,5 YR 5/8.

Por último, la terraza más baja, de + 7-10 m (23), está excelentemente representada al norte y sur de El Picazo. Se compone de cantos de caliza-dolomía (73-80%), cuarcita (13-17%) y cuarzo (6-9%) con presencia de sílex. A techo tiene una costra laminar que enraiza sobre lentejones arenosos y a la que sigue un horizonte B_r rojo (2,5 YR) con cutanes discontinuos y delgados. El espesor máximo visto de la terraza, es de 2,5-3 m.

En la cartografía se han diferenciado encima de este nivel, al este de El Picazo, una serie de canales abandonados que corresponden a la unidad 24.

2.3.1.3. Abanicos aluviales (25)

Corresponden a la unidad 25 y se sitúan en el borde noroccidental de la Hoja, al pie de la Plataforma de Tebar.

Tienen una gran extensión superficial, son de morfología muy plana y reposan sobre los materiales detriticos del Terciario. Están formados por gravas y cantos angulosos de calizas, dolomías y sílex, con un tamaño máximo de hasta 20 cm y geometrías canalizadas en sus raíces. La matriz es cuarzo arenosa y existen niveles de fangos carbonatados pardos y pardo rojizos con arenas, limos y cantos.

Los únicos cortes que se observan en las zonas de canal se encuentran fuera de la Hoja, al este de la Casa del Castillo, donde se miden espesores de 4-5 m.

La edad atribuida a estos depósitos es Pleistoceno.

2.3.1.4. Fondos de dolina (26)

Son muy frecuentes en toda la Hoja, originándose principalmente por disolución de los niveles de costra. La litología que tapiza sus fondos es de carácter arcillo-limoso, a veces arenoso y con aparición ocasional de gravas, gravillas y fragmentos de costras provenientes de la parte superior del borde de la dolina.

La evolución de estas dolinas no siempre es la misma. Así, cuando su drenaje es deficiente, da lugar a zonas endorreicas donde se forman suelos de carácter vertical.

Otras veces se unen muchas de ellas, dando lugar a una especie de valles de fondo muy amplio y plano que se llenan total o parcialmente con sedimentos posteriores a su primitiva formación y que ya no tienen nada que ver con los productos de decalcificación.

2.3.1.5. Glacis (27)

Dentro de este apartado podemos distinguir tres tipos de depósito de glacis.

En primer lugar los glacis de acumulación, enlace de las plataformas con las terrazas altas y algunas de las terrazas entre sí. Se conservan, aunque muy disseñados por la red fluvial, dando lugar a replanos suavemente inclinados que se localizan al este de Tebar en la margen izquierda del Júcar. Su espesor es de 1 ó 2 m y su litología muy similar a la de las terrazas altas, considerándose iguales en el Mapa de Formaciones superficiales.

El segundo grupo corresponde a una serie de glacis coluviales, muy frecuentes a lo largo del arroyo de Valdemembra y que enlazan la plataforma de Casasimarro, con los replanos debidos a resaltes estructurales de los suelos calcimorfos o con el nivel de base de los arroyos locales. Todos estos son de carácter pelicular y están formados por gravas cuarcíticas y en menor proporción calcodolomíticas, con una matriz de arena, limo y arcilla.

Por último, se considera en este apartado el glacis existente al sur de la Plataforma de Tebar y que enlaza la misma con el Sistema aluvial de Júcar. Aunque no se descarta la posibilidad de un modelado de tipo glacis, pudiera pensarse también, en una deformación tectónica, pero la ausencia de cortes no permite ver la relación directa entre el sistema aluvial del Júcar y dicho glacis. A techo tiene una costra laminar gruesa que supera 0,50 cm.

2.3.1.6. Depósitos de fondo de valle (18)

La Hoja está surcada por numerosos arroyos y vaguadas que presentan en su fondo depósitos cuya naturaleza está influida por la alimentación lateral de

las vertientes. Las diferencias litológicas, al no ser acusadas, ha obligado a agruparlos dentro de la misma clase en el Mapa de Formaciones Superficiales.

En conjunto pueden definirse litológicamente como gravas y cantes de cuarcita, caliza, dolomía y cuarzo, con una matriz abundante limo-arenosa con arcilla. La proporción de gravas y cantes puede variar y presentarse en hiladas o lentejones, aumentando, en estos casos, el porcentaje de finos.

2.3.1.7. *Depósitos eólicos (29)*

Los afloramientos de arenas eólicas son frecuentes en la Hoja situándose los de mayor interés al este de Rubielos Bajos, al suroeste de Quintanar del Rey y en la zona de Casas de Benítez, sobre el Sistema aluvial del Júcar.

El origen de estas arenas es local y muy próximo a las zonas donde se han depositado. La Superficie del Sistema aluvial del Júcar y la Plataforma de Casasimarro («Aluviones de Casas Ibáñez»), han sufrido y sufren actualmente intensos procesos de deflación, dando lugar a extensos «canturrales» sin matriz.

Existen además, sobre estas superficies, otros materiales eólicos que dan lugar a acumulaciones no cartografiadas, pues se trata de mantos de arena de escaso espesor, que han sido removidos y mezclados con las gravas por acción antrópica.

PEREZ GONZALEZ (o.c.) señala la existencia de hasta tres fases de acumulación en los grandes cordones dunares de Casas de Benítez, citando la presencia de dunas parabólicas, dunas elongadas elipsoidales y cordones arenosos filiformes.

Al este de Rubielos Bajos, los pequeños cordones dunares deben formar parte de ramas de dunas parabólicas con orientación NNO-SSE.

La granulometría de las arenas en el sector que abarca la Hoja corresponde a arenas medias, bien calibradas, con una proporción de limo más arcilla inferior al 6%. Los granos son mayoritariamente subredondeados mates y subangulosos brillantes; los redondeados mates y subredondeados brillantes pueden alcanzar porcentajes significativos. Entre los minerales pesados destaca la turmalina, seguida del circón y la estaurolita.

Hay que señalar además la existencia de numerosas formas de deflación en la Plataforma de Casasimarro. Se trata de suaves depresiones, abiertas a sotavento, con ejes y direcciones variables. En algunas ocasiones, el origen de estas depresiones es mixto, pudiendo entrar a formar parte de su génesis los procesos kársticos.

2.3.1.8. *Conos aluviales y conos coalescentes (30 y 31)*

Son muy numerosos en los Valles del Júcar y Valdemembra. Presentan dimensiones reducidas, de carácter hectométrico.

Al igual que los glacis podrían dividirse en varios tipos, dependiendo del material que los origina, pero la confluencia de facies dentro de la Hoja es acusada y las diferencias serían mínimas, sobre todo textualmente.

En general son depósitos heredados de materiales pliocenos y, en parte, de los diferentes niveles de terrazas. Están formados por limos y arenas con arcilla de color pardo rojiza y numerosos niveles de gravas y cantos poligénicos. Los espesores pueden ser de hasta 8-10 m en las partes proximales del cono, aunque a veces pueden aumentar esta potencia al superponerse varios de ellos, y dar lugar a grandes acumulaciones como sucede en algunas zonas, al pie de las vertientes del Júcar.

Existe un solo cono formado por arenas eólicas y es el que se encuentra al este de Rubielos Bajos. Es de pequeñas dimensiones y está formado por arenas con cantos de cuarcita derivados del «canturral» de la Plataforma de Casasimarro.

La edad atribuida a estos depósitos es Holoceno.

2.3.1.9. *Coluviones* (32)

También de edad holocena, los depósitos coluvionales pueden dividirse en dos tipos: los derivados de los materiales villafranquenses y localmente de las terrazas y los que tapizan las vertientes de las depresiones endorreicas, dolinas y cubetas de deflación.

Las características litológicas son muy similares que las de los conos de desecación anteriormente descritos. La diferencia es que los primeros, es decir los que aparecen en los valles del Júcar y Valdemembra pueden alcanzar varios metros de espesor, mientras que los segundos constituyen una delgada película; no obstante, su inclusión dentro del mismo grupo textual en el Mapa de Formaciones superficiales, es obvia.

2.3.1.10. *Zonas endorreicas* (33)

En el seno de las cubetas de deflación y depresiones kársticas, se originan pequeños fondos en los que se embalsan las aguas de lluvia. La dimensión de los mismos es decamétrica o hectométrica con formas circulares u ovoides. Se alimentan a partir de la escorrentía de sus vertientes, acumulándose en el fondo materiales limo-arcillosos, algo de materia orgánica y cantos dispersos en superficie. Es frecuente el desarrollo de suelos de carácter vérico. En las depresiones de origen kárstico, pueden aparecer depósitos de terra rossa.

2.3.1.11. *Cauxes abandonados* (24 y 34)

Se ha diferenciado en la cartografía una serie de canales abandonados formados en épocas diferentes. Los más antiguos corresponden a los situados en

la terraza de 7-10 m, por lo tanto, su edad puede ser Pleistócenio superior; a los más recientes, ubicados en la llanura aluvial del Júcar se les han atribuido una edad holocena. El relleno es similar al de los materiales donde se encuentran, aunque es muy probable que los pleistocenos contengan una mayor proporción de limo y arcilla que la terraza.

2.3.1.12. Llanura aluvial (35)

Se han incluido en este apartado las de los ríos Júcar y Valdermembra.

La llanura aluvial del río Júcar se sitúa a cotas comprendidas entre los 2-5 m sobre el nivel actual del río. Está formada por arenas limosas (68% de arenas) con algunos cantos dispersos. Las arenas están mal calibradas y algo carbonatadas y aparecen limos de suaves colores pardo-amarillentos (10 YR 6/4). Los máximos espesores vistos no superan los 5 metros.

PEREZ GONZALEZ (o.c.) señala además que en el cauce actual aparecen barras longitudinales y lechos arenosos de dimensiones decamétricas. Estas arenas son de tamaño medio a grueso y la mineralogía de las arenas y litología de las gravas, son muy similares a la de las terrazas.

3. TECTONICA

3.1. EVOLUCION PREOROGENICA

La evolución preorogénica y orogénica del Sistema Ibérico fue ampliamente documentada por ALVARO et al. (1979) de acuerdo con un modelo geotectónico: el aulacógeno ibérico. En este caso y con carácter más restringido se analiza la historia preorogénica de los sectores suroccidentales de dicho aulacógeno.

La primera de las fases preorogénicas, la Neoquimérica, ha sido descrita por diversos autores (MELENDEZ HEVIA, F., 1971; SANCHEZ SORIA, 1973 y VIA-LLARD, 1976).

En los afloramientos comprendidos dentro del área de estudio (Mesa de Sisante-Anticlinal de Tebar) existe una laguna de erosión o no deposición, que incluye el Malm, siendo el resultado de movimientos ascendentes.

Según GARCIA ABBAD (1979) la deformación resultante de esta fase afectó a una delgada cobertura equivalente al Triás y Jurásico incompleto, la cual reflejaría de forma muy directa la fracturación del basamento hercínico. El mismo autor atribuye a esta fase la génesis de las fracturas submeridionanas localizadas en el núcleo Jurásico del anticlinal de Tebar. Dichas fracturas, al parecer, no afectan al resto de la serie cretacica y habrían delimitado una zona deprimida que condicionó la sedimentación de las facies Weald aflorantes en dicho anticlinal.

MELENDEZ HEVIA, F. (1971) atribuye a la fase Austriaca los movimientos en

la vertical responsables de la emersión, casi general, de estos sectores durante el Cretácico inferior. Según GARCIA ABBAD (o.c. p. 316) «la acción combinada de las fases Neoquímérica y Austriaca llevó a la emersión generalizada del dominio Celtibérico y a la regulación de su topografía, que es posteriormente invadida por la cuenca transgresiva del Cretácico superior».

Dentro de la evolución preorogénica también hay que incluir los movimientos finicretácicos que llevaron a la configuración inicial de la Depresión Intermedia al norte, mediante la elevación temprana de la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca.

Por otra parte, SANCHEZ SORIA (1973) indica la existencia de una zona elevada en el borde meridional de Altomira, la cual debió extenderse hacia el sur, en el área ocupada actualmente por la Cuenca del Júcar, Corredor manchego y Llanos de Albacete. Con ello trata de explicar la ausencia del Cretácico terminal en dicho borde.

En la Depresión Intermedia y Sierra de Altomira la primera de las discordancias, situada bajo la Unidad Basal, correspondería, según GARCIA ABBAD (o.c.), a la fase Paleolarámica (Campaniense-Maastrichtiense), en tanto que la discordancia de la Unidad Detritica inferior sobre la Unidad Basal podría ser el resultado de una fase Pirenaica, dado que la primera unidad mencionada presenta una edad eo-oligocena. Esta etapa de inestabilidad es correlacionable con la primera fase orogénica (preoligoceno) definida por diferentes autores (ALVARO, 1975; GOMEZ y BABIN, 1973) y por tanto asimilable ya a la evolución orogénica.

Más al sur en el Campo de Montiel no es posible reconstruir una evolución preorogénica con el mismo detalle, ya que se encuentra desprovisto de la cubierta paleógena, al igual que el zócalo mesozoico correspondiente a la Depresión de Albacete, tal como atestiguan los diferentes datos de sondeos existentes en dicha depresión. Asimismo la prolongada erosión de dichos sectores llevó al desmantelamiento de la serie cretácica, de forma que la estructura pseudotabular del Campo de Montiel aparece constituida casi exclusivamente por materiales jurásicos.

No obstante y en virtud de la proximidad y conexión de las áreas septentrionales correspondientes a la Sierra de Altomira, es posible suponer y reconstruir, a grandes rasgos, una evolución preorogénica similar a la de esta última. Las fases Neoquímérica y Austriaca habrían actuado también de forma combinada provocando la ausencia del Jurásico superior y parte del Cretácico inferior. Posteriormente, al final del Cretácico (Fase Paleolarámica) y durante el Paleogeno dicho sector habría presentado una tendencia al levantamiento, sufriendo una importante denudación que habría llevado a la desaparición de las series correspondientes al Cretácico superior.

De esta manera, estos movimientos tempranos en la vertical habría delimitado, durante el Cretácico terminal y Paleogeno, dos áreas claramente diferenciadas: una meridional con tendencia al levantamiento, que abarcaría desde el extremo sur de Altomira y Corredor de Alarcón hasta el Campo de Montiel y Llanos

de Albacete y otra zona septentrional, con tendencia al hundimiento, correspondiente a la Depresión Intermedia, enmarcada a su vez por las incipientes Sierra de Altomira y Serranía de Cuenca.

La articulación entre ambos sectores debió producirse mediante la actuación de determinados accidentes, cuya orientación y posición precisa no ha sido tratada en la bibliografía existente. Presumiblemente, dichos accidentes de zócalo podrían haber sido los mismos que en la actualidad delimitan el extremo meridional de Altomira, con dirección NE-SW a E-W, de la Cuenca del Júcar y Corredor manchego.

Por el momento no es posible reconstruir la actuación temprana de dichos accidentes debidos a la estructuración posterior de los diferentes sectores durante la evolución orogénica y postorogénica.

3.2. EVOLUCION OROGENICA

Identificable en el área de estudio tan sólo por la existencia de dos direcciones de pliegues presentes en las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira y en el Campo de Montiel. En las Caderas Celtibéricas diversos autores han llegado al establecimiento de tres etapas comprensivas principales (GOMEZ y BABIN, 1973; ALVARO, 1975; ALVARO et al. 1979 y SIMON GOMEZ, 1983 y 1984).

Dichos períodos corresponden a las siguientes fases:

- F₁ con dirección de acortamiento NW a WNW. Eo-oligocena.
- F₂ con dirección de acortamiento NE. Stampiense superior.
- F₃ con dirección de acortamiento EW a SSE. Burdigaliense-Vindoboniense.

Por otra parte, en la zona prebética, la primera fase de plegamiento importante en este sector, datada como Burdigaliense es asimilable a la tercera y última fase de plegamiento de la Ibérica, tanto por su edad como por la dirección de sus estructuras (pliegues con dirección E-W). La edad de las fases tectónicas señaladas fue establecida merced a la datación de las discordancias existentes en el seno de las series molásicas que rellenan las cuencas sinorogénicas.

La Depresión intermedia, situada entre la Rama Castellana de la Ibérica y la sierra de Altomira, presenta un registro estratigráfico bastante completo que ha permitido la datación de diversas superficies de discordancia, especialmente en lo referente a las unidades terminales.

En la figura 7 se reúnen las edades correspondientes a cada unidad así como las fases tectónicas definidas por los diferentes autores en relación con las discordancias existentes entre algunas de ellas.

UNIDADES (FORMACIONES) Y FASES TECTONICAS EN LA DEPRESION INTERMEDIA

UNIDADES Y DISCORDANCIAS	FASES TECTONICAS	EDADES
U. Postpáramo	Distensión	Turoliense-Rusciniense
U. Páramo	Cierre del estrecho nordbético (Calvo et al 1978)	Vallesiense
U. Terminal	Fase Neocastellana (Aguirre y otros, 1976) Fase Estairica (Garcia Abbad, 1975)	Aragoníense
U. Detritica superior	Fase Castellana (Pérez G. y otros, 1971) Fase Sávica (Garcia Abbad, 1975)	Ageniense - Arveniense inferior
U. Detritica inferior	Fase Pirenaica (García Abbad, 1975)	Arveniense
U. Basal	Terciario inferior	Eocene superior Cretácico

Figura nº 7

3.3. ESTRUCTURAS DEL ZOCALO MESOZOICO

Los afloramientos mesozoicos existentes quedan restringidos al límite norte de la Hoja (estribaciones de la Sierra de Altomira).

En las estribaciones de la Sierra de Altomira comprendidas en la zona de estudio, ya anteriormente GARCIA ABBAD (1975) definió las siguientes estructuras, de NE a SW:

- Anticinal de Tebar.
- Mesa de Sisante.
- Sinclinal de Vara del Rey-Sisante.
- Sinclinal de Pozomargo.
- Anticinal de Casasimarro.

El Anticinal de Tebar presenta una forma arqueada de su traza axial, pasando de una dirección EW en su extremo septentrional a una dirección NNW en el meridional. Los restantes pliegues también presentan un trazado ligeramente arqueado en el mismo sentido con direcciones comprendidas entre WNW y NW.

El conjunto de estas estructuras fue considerado por PEREZ GONZALEZ (1982) como una unidad morfoestructural, denominada Plataforma de Tebar, la cual queda separada de la Cuenca del Júcar por una importante flexión del basamento con dirección NE-SW. Efectivamente, las estructuras finalizan bruscamente en dicha flexión, con importantes inmersiones de los ejes de los pliegues, la cual fue considerada por GARCIA ABBAD (o.c.) como el accidente de Pozoamargo.

Por otro lado, al analizar el esquema cartográfico de este mismo autor, correspondiente a un sector más amplio (fig. 80, p. 286 o.c.) se puede apreciar como la totalidad de los pliegues de las estribaciones meridionales de la Sierra Altomira presentan una virgación que podría asimilarse a un giro izquierdo en planta. En el centro de dicha virgación se sitúan los pliegues, con dirección E-W, de Villar de Cantos y Vara del Rey. Dicha geometría y a título de hipótesis de trabajo, puede interpretarse como el resultado de la actuación de un accidente de zócalo, con dirección aproximada NE-SW como desgarre izquierdo, después de la segunda fase de comprensión (NW-SE) generadora del plegamiento principal. Dicho movimiento sería compatible con una dirección de acortamiento N-S, asimilable a la tercera y última fase de deformación mencionada en el apartado anterior. De esta manera el accidente de Pozoamargo sería una falla asociada a esta zona de desgarre, que posteriormente ha actuado con movimientos en la vertical.

Al sur del accidente de Pozoamargo y dentro de las Hojas de Quintanar del Rey y La Roda, aparecen sendos umbrales mesozoicos (Villalgordo del Júcar y La Roda, respectivamente) que corresponden a dos anticlinorios con dirección NNW a NS, lo cual podría representar la recuperación de las direcciones propias

de la Sierra de Altomira en el lado meridional de la hipotética zona de desgarre y del citado accidente.

El conjunto de los pliegues mencionados presenta una vergencia al SW, dando que los flancos meridionales de algunos anticlinales poseen una posición más verticalizada, siendo acompañados de una fracturación más intensa.

3.4. ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DE ZOCALO

Tal como se ha señalado en los apartados anteriores, la evolución preorogénica y orogénica de la Cordillera Ibérica y de la Zona Prebética aparece vinculada, en algunos casos, a la actuación de ciertos accidentes de zócalo que deben corresponder a fracturas heredadas del ciclo hercínico, con direcciones NW-SE a WNW-ESE y NE-SW a ENE-WSW. Así el accidente de Hellín (NW-SE) marca un cambio en la sedimentación de la serie mesozoica de la Zona Prebética (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977). Por otra parte el accidente de Pozoamargo, seguramente en combinación con algún otro de la misma familia delimitó uno zona meridional con tendencia al levantamiento, dando lugar a una laguna del Cretácico superior, más acusada en las inmediaciones de dicho accidente (SANCHEZ SORIA, 1973).

Durante la evolución orogénica y especialmente durante sus últimas fases (tercera fase de la Cordillera Ibérica o primera fase de plegamiento en la Zona Prebética) las fracturas con direcciones NE-SW pudieron actuar como desgarres sinistrales. Así, las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira presentan evidencias de dichos desplazamientos, vinculadas posiblemente al accidente de Pozoamargo. Durante esta misma fase y posteriormente durante la etapa de imbricación y cabalgamientos de la zona prebética, diversos accidentes con dirección NW-SE actuaron como desgarres dextrales, desplazando los frentes de cabalgamiento de Prebético.

3.5. EVOLUCION POSTOROGENICA. LA DISTENSION

La evolución y subsidencia diferencial de las cuencas de este sector de la submeseta meridional ha podido establecerse merced a los estudios morfológicos y estratigráficos llevados a cabo en dicha zona (CALVO, et al. 1978; BASCONES et al. 1979; PEREZ GONZALEZ, 1982; SANTOS, 1983; ROBLES, 1984). Así, el conocimiento de la estratigrafía, junto con datos de sondeos, ocurrencia de episodios volcánicos en áreas límitofes y en especial los datos relativos a la geomorfología y neotectónica, permiten establecer una sucesión de etapas principales de inestabilidad, tendentes todas ellas a la ampliación progresiva de las diferentes cuencas, creación y desnivelación de las superficies de erosión y basculamientos tardíos.

La sedimentación de facies marinas finalizó con el cierre del estrecho Nordbético. (CALVO et al. 1978). Dichos materiales se encuentran preservados de la erosión, en la base de las series que rellenan las cuencas intramontañosas del Prebético.

El relleno de las cuencas continentales, simultáneo a la distensión posterior al cierre del estrecho nordbético, comenzó durante el Vallesiense en las cuencas del Júcar, del Cabriel y en el conjunto de fosas del Prebético. La cuenca del Júcar se configuró mediante fracturas de directriz ENE-WSW. Simultáneamente las superficies del Campo de Montiel experimentaron las primeras flexiones y desniveles según accidentes con dirección NW-SE.

Todavía dentro del Turolíense tuvo lugar una segunda etapa distensiva, que en la zona de estudio dio lugar a la ampliación de la Depresión de Albacete hasta el meridiano de La Roda, aproximadamente. Dicha conclusión se desprende del análisis e integración de los datos de sondeos llevados a cabo en este sector, del basamento mesozoico para el área correspondiente a las hojas geológicas implicadas. La distribución de la isohipsas (Fig. 8) pone de manifiesto la somerización de dicho basamento hacia el Oeste del meridiano mencionado, razón por la cual puede superponerse la existencia, en este lugar, de un accidente con dirección N-S. No obstante, y analizando éstas con más detalle se aprecia un trazado quebrado de las mismas, adaptándose a las direcciones NW-SE y NE-SW. Dichas direcciones resultan ser aproximadamente coincidentes con las de los accidentes longitudinales y transversos, respectivamente, en relación con el Sistema ibérico. Cabe pensar por tanto en la activación conjungada de ambas direcciones condicionando una subsidencia más acusada hacia la zona oriental.

El tercer período distensivo corresponde a la fase Iberomanchega I (AGUIRRE et al., 1976), correspondiente a la base del Villafranquise. Dicho episodio da lugar a una ampliación de la cuenca del Júcar con la formación de la Llanura Manchega y el Corredor de Alarcón.

En el área de estudio esta fase da paso al depósito de la UTS-3 de la Cuenca del Júcar (SANTOS, 1983). Dentro de esta unidad se ha detectado la existencia de una ruptura sedimentaria. Dicha circunstancia puede ser interpretada bien como un cambio climático o como un nuevo episodio de inestabilidad tectónica, en cuyo caso podría ser el reflejo de un basculamiento más o menos continuo, de norte a sur, en el intervalo comprendido entre las dos fases Iberomanchegas.

Con la formación de la costra laminar bandeada y multiacintada culmina el ciclo sedimentario del Neogeno (Fase Iberomanchega II).

A principios del Cuaternario (Pleistoceno inferior) todavía debió producirse un cierto basculamiento en el mismo sentido generándose un extenso abanico aluvial con direcciones de aporte procedentes del N. En esos tiempos se desarrollaron terrazas, correlacionables con la superficie, de la Llanura Manchega.

Seguidamente, dichos niveles de terrazas sufrieron un basculamiento, hacia el SW en la Hoja de La Roda y al sur en la hoja de La Gineta, de forma que dicho movimiento configuró un umbral con traza arqueada, que enlaza las localidades

ESQUEMA DE ISOHIPSAS Y ACCIDENTES DEL ZOCALO MESOZOICO

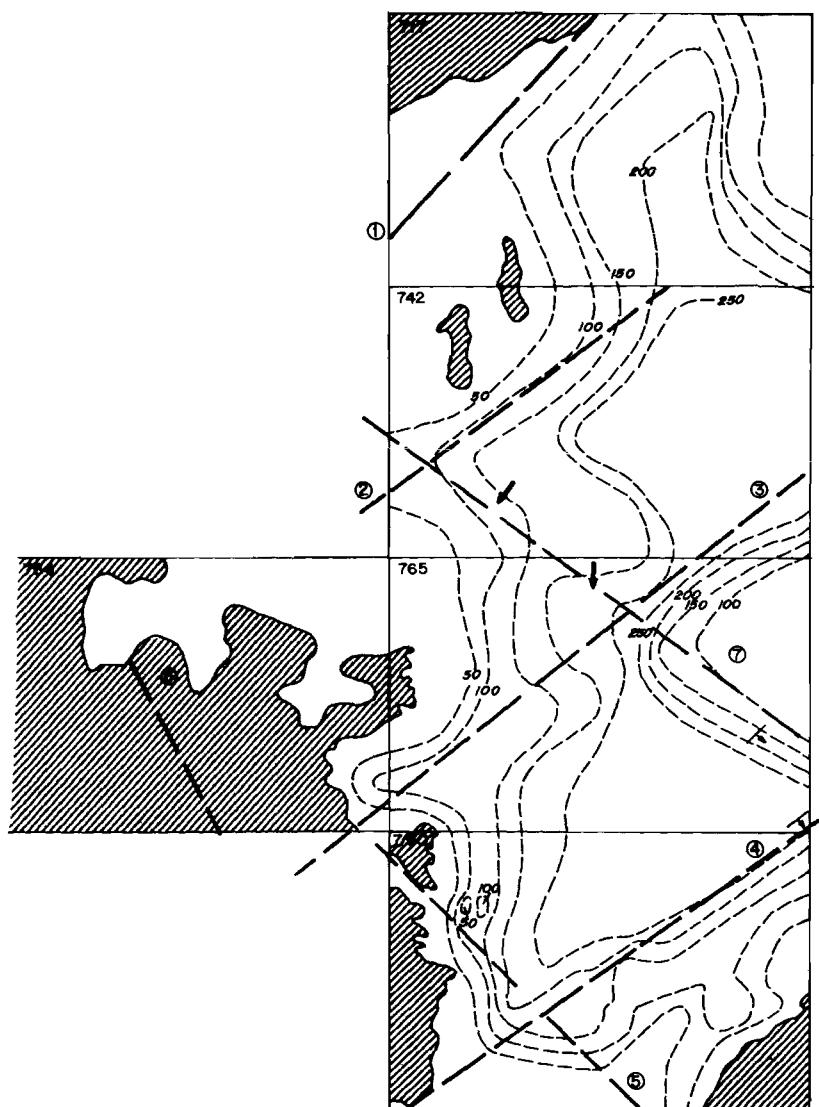


Fig. 8. Esquema de isohipsas y accidentes del Zocalo mesozoico

de Villalgordo del Júcar, Montalvos y La Gineta. Probablemente y como consecuencia de dichos basculamientos y de la creación del umbral señalado, en el Pleistoceno inferior alto, el Júcar abandonó su antigua red de drenaje hacia el Atlántico, de forma que su cauce principal adquirió el trazado actual, según un arco aproximadamente paralelo al umbral señalado, corriendo ya hacia el Mediterráneo.

4. GEOMORFOLOGIA

Dentro de la Hoja de Quintanar del Rey pueden diferenciarse dos grandes conjuntos litológicos con características geomorfológicas muy diferenciadas:

- Afloramientos mesozoicos de Tebar-Casas de la Barga situadas en el cuadrante noroccidental.
- Afloramientos pliocenos y cuaternarios que ocupan el resto de la Hoja.

En el primero de ellos destaca la existencia de una gran superficie de arrasamiento, denominada Plataforma de Tebar por PEREZ GONZALEZ (1982). Se encuentra entre las cotas de 820 y 890 m y corresponde a una antigua superficie de erosión, retocada con posterioridad por los procesos erosivos pliocenos y cuaternarios.

La edad de su génesis parece situarse a finales del Oligoceno, siendo la etapa fundamental de su formación sincrónica a las series de la «Unidad detrítica superior» de DIAZ de MOLINA (1947) y DIAZ de MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1978) ya que hacia el norte queda fosilizada por depósitos de esa edad.

El carácter poligénico de esta plataforma queda demostrado por la presencia de restos de las «Brechas de El Picazo» y «costras laminares» en la superficie «al aire» de dicha plataforma. También es frecuente observar arcillas de decalcificación generadas por posteriores procesos kársticos.

La superficie está afectada además por procesos tectónicos recientes debidos a las fases Iberomanchegas y a movimientos posteriores cuaternarios. Estos últimos podrían deducirse del desdoblamiento que sufren algunos niveles de terrazas en la zona de la Barga y de las bruscas inflexiones que se observan en los perfiles longitudinales del río Júcar en la zona de El Picazo.

La incisión cuaternaria ha dado también lugar a la aparición de barrancos encajados y profundas gargantas u hoces entre las que destaca la del río Júcar y el Barranco de las Semillas. La erosión ha dado lugar al desmantelamiento del anticlinorio de Tebar, resaltando escarpes morfológicos y algunas fallas que actualmente tienen expresión morfológica.

Al pie de la plataforma se depositan extensos conos aluviales pleistocenos en la zona del Monte de Saavedra y otros de edad holocena en la zona del Barranco de Semillas.

Por último, en cuanto a la morfología de los afloramientos mesozoicos se refiere, aparecen algunos relieves exhumados durante el Cuaternario en la Boca de la Hoz (al oeste de Rubielos Altos), en la Barrena (al este de Sisante), en la zona de Casas de Benítez, en Casas de Batanejo (al sur de la Hoja) y en la Carretera de Villanueva de la Jara a Iniesta, (en el borde este de la Hoja).

En el conjunto ocupado por los materiales del Plioceno y Cuaternario, destacan dos dominios fundamentales: el de las plataformas y el de los valles.

Dominio de las Plataformas

La plataforma más alta se sitúa al este del río Júcar y se ha denominado «Plataforma de Casasimarro», ocupando gran parte de la mitad oriental de la Hoja. Se desarrolla entre las cotas de 830-750 m, con pendientes comprendidas entre 0,4-0,6%. Se trata de una superficie poligénica de erosión-sedimentación que se instala sobre un sediplano ya existente, coronado por la «costra laminar multicintada» que cierra el ciclo de sedimentación plioceno. Esta costra, estudiada por E. MOLINA con motivo de este trabajo, se caracteriza por su gran madurez y por haberse formado, en general, bajo condiciones. Sólo a techo de la misma las condiciones son vadosas, produciéndose unencostramiento de tipo laminar con gran actividad biológica.

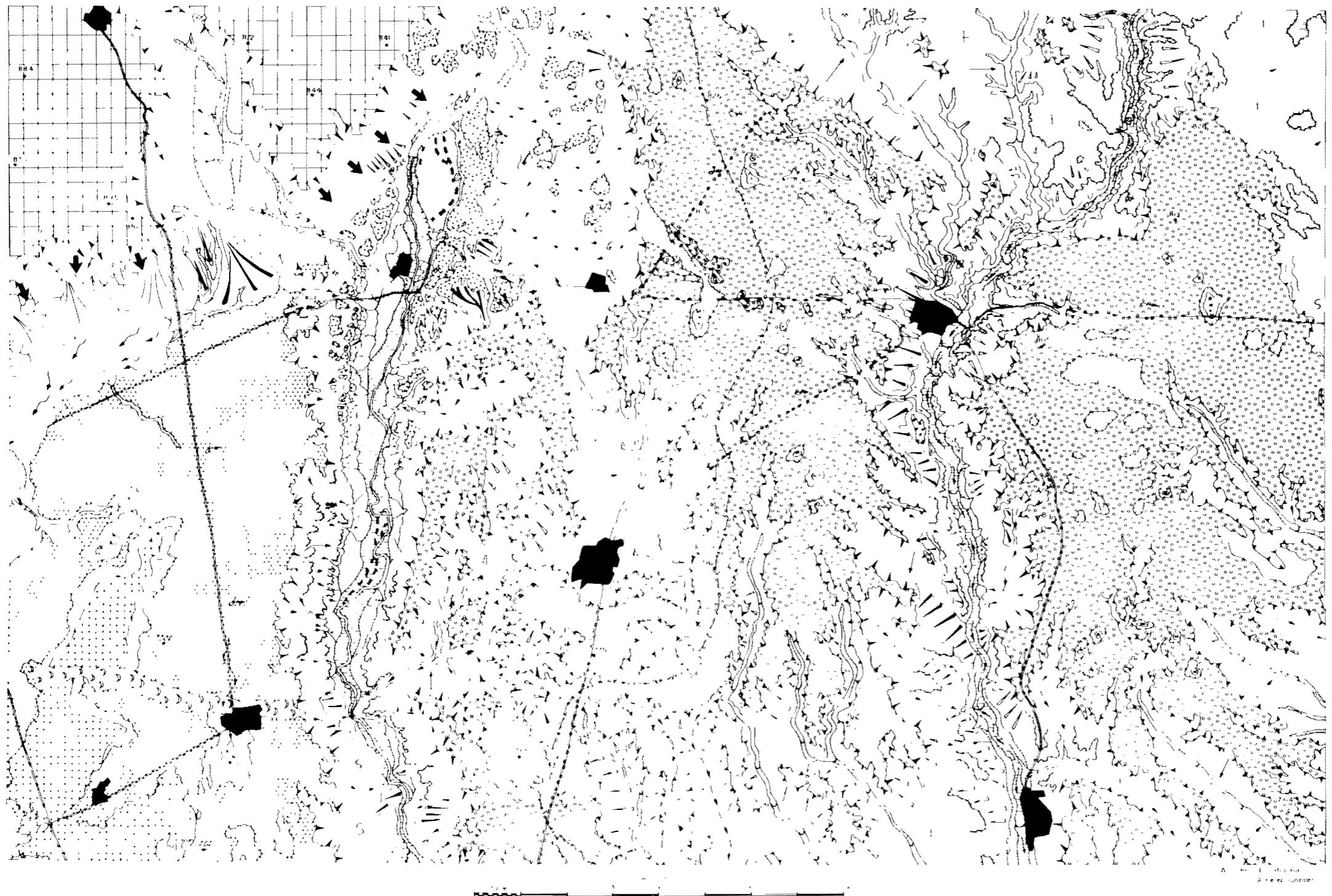
En dicha plataforma los materiales a ella asociados erosionan localmente la costra laminar y dan en superficie un extenso «canturral» muy característico. Sobre él se desarrollan, además, depósitos eólicos que dan lugar a campos de dunas y mantos de arenas. Existen también numerosas depresiones, que en parte corresponden a cubetas de deflación y en parte a depresiones kársticas en cuyos fondos se acumulan aguas temporales que dan lugar a fondos endorreicos o semiendorreicos, donde se desarrollan fácilmente suelos grises de carácter vérico.

Esta plataforma sirve de línea divisora entre los ríos Júcar y Cabriel y las etapas fundamentales de su génesis deben situarse en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior. Los retoques posteriores, tanto eólicos como Kársticos, se llevan a cabo durante el Pleistoceno y Holoceno.

La otra gran plataforma es la que forma la superficie «al aire» del «Sistema Aluvial del río Júcar». Se sitúa en la margen derecha del río Júcar, aparece entre las cotas de 775 y 735 m con pendientes del orden 0,3% hacia el sur. Esta extensa plataforma penetra hacia el oeste en la Llanura manchega hasta enlazar con la terraza de + 15 m del Guadiana, y corresponde a la terraza de + 80-100 m del Júcar.

Se trata de una terraza compleja, atípica, originada según la fauna encontrada en sus sedimentos, en el Pleistoceno medio, instalándose encima de ella cordones dunares y formándose cubetas de deflación y depresiones kársticas por disolución de su costra laminar.

MAPA GEOMORFOLOGICO



TOPOGRAFIA E HIDROGEOLOGIA

• 705 Fondo en metros

— + Cursos de agua permanentes

— - Cursos de agua esporádicos

— +—+ División de aguas

FORMAS FLUVIALES

Terrenos

Terrenos bajos

Sistema fluvial del Río Júcar

Conos aluviales

Conos coalescentes

Fondos de valle o valquedos

Valles abandonados o valles ciegos

Llanura aluvial

Valle en forma de V

Valle en forma de U

Valle de fondo plano o en arista

Canón

FORMAS KARSTICAS

Dolinas Uvales

FORMAS EOLICAS

Dunas

Monte conico

Cubetas de deflación

FORMAS ESTRUCTURALES

Superficie y tellanos; estructuras (rotazos y suelos calcimortos)

← Buzamiento o flexión

+ Istratificación horizontal y subhorizontal

↔ Pliegues

↑ Folios con expresión morfológica

↔ Resoltes de capas duras (rotazos y suelos calcimortos)

FORMAS POLIGENICAS

Plataforma de Tebar

Superficie de Casasimorra (Aviones de Losos Ibáñez)

Superficie superior de la Llanura Manchega

Globos

Globos calizoides

FORMAS ANTROPICAS

Núcleo urbano

Carretera

Embalse

Centro

MORFODINAMICA

→ Borde norte y drenaje con dirección norte

↗ Regueros escorrentías fluviales

↔ Zonas endorreicas y embocaduras menores

↔ Cañones ecolodizadas y vertientes

MORFOMETRIA

↑ Altitudes < 200m (superficie, terrenos, dunas)

▲ Escarpes > 20m

→ Pendientes < 4%

↔ Pendientes entre 4% - 8%

→ Pendientes entre 8% - 15%

↑ Pendientes > 15%

El río Júcar en el momento inicial de la formación de este depósito fluvial, desaguaría hacia el Atlántico, vertiendo posteriormente sus aguas al Mediterráneo. Un elemento de gran interés morfológico es el glacis con costra relacionado con esta plataforma, al norte de la misma. La relación no se ve claramente en el terreno, pero sí se tratará de una deformación tectónica del Sistema Aluvial del Júcar en lugar de un glacis, la flexión meridional de la plataforma justificaría su definitivo encajamiento hacia aguas mediterráneas.

Dominio de los valles

Destaca el del río Júcar con un carácter marcadamente asimétrico. Al norte del Picazo se desarrollan la mayor parte de las terrazas en la margen izquierda, mientras que al sur de dicha localidad lo hacen en su margen derecha. Al atravesar los relieves mesozoicos se encaja en una profunda garganta u hoz. Otros elementos geomorfológicos que aparecen en el valle, aparte de las terrazas, son los conos de deyección, los resalte s estructurales debidos a calizas, conglomerados y suelos calcimorfos, canales abandonados desarrollados en las terrazas bajas y la llanura de inundación que no sobrepasa 1 km de anchura. Algunas formaciones eólicas tapizan las laderas del valle, sobre todo aguas abajo del límite meridional de la Hoja. Los barrancos de incisión lineal abundan en la margen izquierda.

El otro valle importante dentro del ámbito de la Hoja es el del río Valdemembla, encajado sobre la Plataforma de Cacsimarro. En él se observan numerosos resalte s estructurales que sirven de base a muchos depósitos con modelado de glacis coluviales. Sólo aparecen terrazas bajas en sectores muy localizados y son muy frecuentes los conos de deyección. La llanura de inundación es muy estrecha, no superando los 0,5 km. Las vertientes de este valle suelen estar regularizadas.

Por último, los valles de fondo con fuerte alimentación lateral son frecuentes en todo el ámbito de la Hoja. Están relacionadas, en general, con formas kársticas evolucionada.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del área comprendida dentro de la Hoja está ligada a la evolución general del aulacógeno ibérico, por lo que es necesario enmarcarla en un contexto regional mucho más amplio.

Este planteamiento viene condicionado por las amplias lagunas existentes tanto a nivel del Mesozoico como del Terciario.

Se carece de datos para establecer lo acaecido en la región durante el Paleozoico y principios del Mesozoico (Triásico). Sólo los afloramientos de Casas Ibá-

ñez al E. o los del Trías manchego al S. y SE., lejos ya de este área pueden reflejar las condiciones de depósito en aquellas zonas, que no se pueden extrapolar para este área concreto.

Probablemente sobre un zócalo hercínico afectado por un sistema de fracturas tardías que condicionarían la paleogeografía triásica, tuvo lugar una sedimentación bajo condiciones que se desconocen.

Aunque en la Hoja tampoco afloran materiales liásicos, trabajos regionales más recientes GOY et al. (1976), así como los depósitos aflorantes en Campo de Montiel, apuntan para principios del Jurásico hacia la instalación de una extensa llanura de mareas con sedimentación carbonatada, que abarcaría gran parte de la mitad oriental de la Península ibérica y por lo tanto a este sector oriental de La Mancha. En este sentido, y delimitando esta extensa plataforma, actuarían de condicionantes paleogeográfico el Sistema Central y el macizo del Ebro al noroeste y norte, así como las estribaciones de los Montes de Toledo y Sierra Morena al sureste. Hacia Levante se desarrollarían condiciones de plataforma marinas con facies correspondientes a ese tipo de ambiente.

No existe ningún criterio en cuanto a edad de cuando se producen los cambios en las condiciones de sedimentación. En la región de Munera-Albacete sobre la llanura de fango carbonatado (*tidal flat*) se desarrollan barras (*shoals*) oolíticas que indican unas condiciones de plataforma marina somera.

Si en las Cordilleras Ibérica y Béticas es a principios del Pliensbachiano cuando se diversifica la plataforma liásica, no existen en la región tratada argumentos paleontológicos que permitan confirmar este suceso pudiendo ocurrir que tal compartimentación no alcance este área o que por el contrario fuera precisamente ésta la causante del cambio a unas condiciones ambientales más marinas, aunque de plataforma somera, que corresponderían al desarrollo de barras oolíticas en el sector del Campo de Montiel. Por tanto, este sistema de *shoals* podría estar relacionado en el tiempo con las calizas bioclásticas y las facies margosas, de abundante fauna, presentes en la Cordillera Ibérica.

Igualmente se desconoce en la región el episodio, también de compartimentación de la plataforma Ibérica suroccidental acaecido a finales del Toarcense o principios del Dogger. (GOMEZ et al., 1979). Dicho episodio, de importante repercusión paleogeográfica, todavía no se ha detectado en la región, ya que durante el Dogger parecen continuar las mismas condiciones ambientales, propicias para el desarrollo de barras oolíticas.

Solamente en el Sector de Tebar y a finales de estos tiempos se localizan facies correspondientes a una sedimentación de tipo restringido probablemente relacionada con procesos de emersión que delimitan y configuran una nueva paleogeografía para el Malm en el sureste de Albacete (FOURCADE, 1970). Procesos de dolomitización posteriores enmascaran las características y facies de los depósitos del Jurásico Medio e impiden el establecimiento y evolución de la historia geológica.

A principios del Malm parte de la región queda emergida, teniendo lugar una

serie de procesos erosivos de denudación y carstificación en el Campo de Montiel, Corredor manchego y sector de Tebar.

En la primera región es fácil pensar que no existió sedimentación, dibujándose la línea de costa por un meridiano que pasaría por Albacete y oeste de Hellín, quedando toda la región emergida. Este hecho lo corroboran la escasez de depósitos del Oxfordiense superior y las facies litorales y cargadas en detriticos que se observan en las proximidades de Albacete (Casas del Abogado) y en la región de Pozocañada (Campillo de Las Doblas).

En la región de Tebar es más difícil afirmar la no deposición del Malm ya que los movimientos neoquíméricos, acaecidos a finales del Jurásico provocan una emersión generalizada de toda la región.

La evolución de la zona durante el Cretácico resultaría imprecisa si se tratara de establecer con los datos de la región, ya que sólo aflora en la zona de Alarcón. Hay que recurrir por tanto a trabajos regionales para comprender la evolución geológica durante estos tiempos.

En su exposición regional, MAS et al. (1982), establecen distintos episodios tectosedimentarios y ciclos para el Cretácico (Fig. 9) y que de forma resumida se expone a continuación. Como consecuencia de los movimientos del Jurásico terminal, la región queda emergida durante el Cretácico inferior, dibujándose a grandes rasgos una línea de costa con una entrada a modo de golfo al sur de Albacete.

El primer registro sedimentario en «Facies Weald» corresponde al Barremiense y probablemente al Hauteriviense. Durante esos tiempos a nivel regional (NE) se instala un ambiente sedimentario (MAS et al., 1982) de llanuras aluviales, llanuras costeras y marismas.

No obstante, la primera sedimentación generalizada para toda la región tiene lugar durante el Albienense; corresponde a las arenas de la Formación Utrillas, depositadas bajo condiciones marinas someras en el golfo de Albacete y continentales al oeste. Así, en el caso concreto del Campo de Montiel, se desarrolla un sistema de abanicos aluviales de carácter extensivo (ELIZAGA, 1980), que procedentes de la meseta (Sierra Morena) cubren la región.

Estos depósitos son observables en Casas del Abogado, en Peñas de San Pedro y otros puntos, se encuentran rellenando una amplia zona karstificada desarrollada sobre los materiales jurásicos cubriendo una extensa área que llega algo más allá del meridiano de Albacete (comunicado oral ELIZAGA). Hacia el norte, aunque no existen afloramientos que lo corroboren, podrían intencionarse con depósitos terrígenos continentales procedentes de otros sectores de la Cordillera Ibérica. Este hecho se confirma por las distintas asociaciones mineralógicas estudiadas por RINCON (1982).

Todos estos materiales que se disponen en clara discordancia con los distintos infrayacentes hacen pensar en la existencia de una serie de movimientos intracretácicos que conllevarían a distintas configuraciones paleogeográficas y ambientales durante el Cretácico inferior, culminando en el Albienense superior con

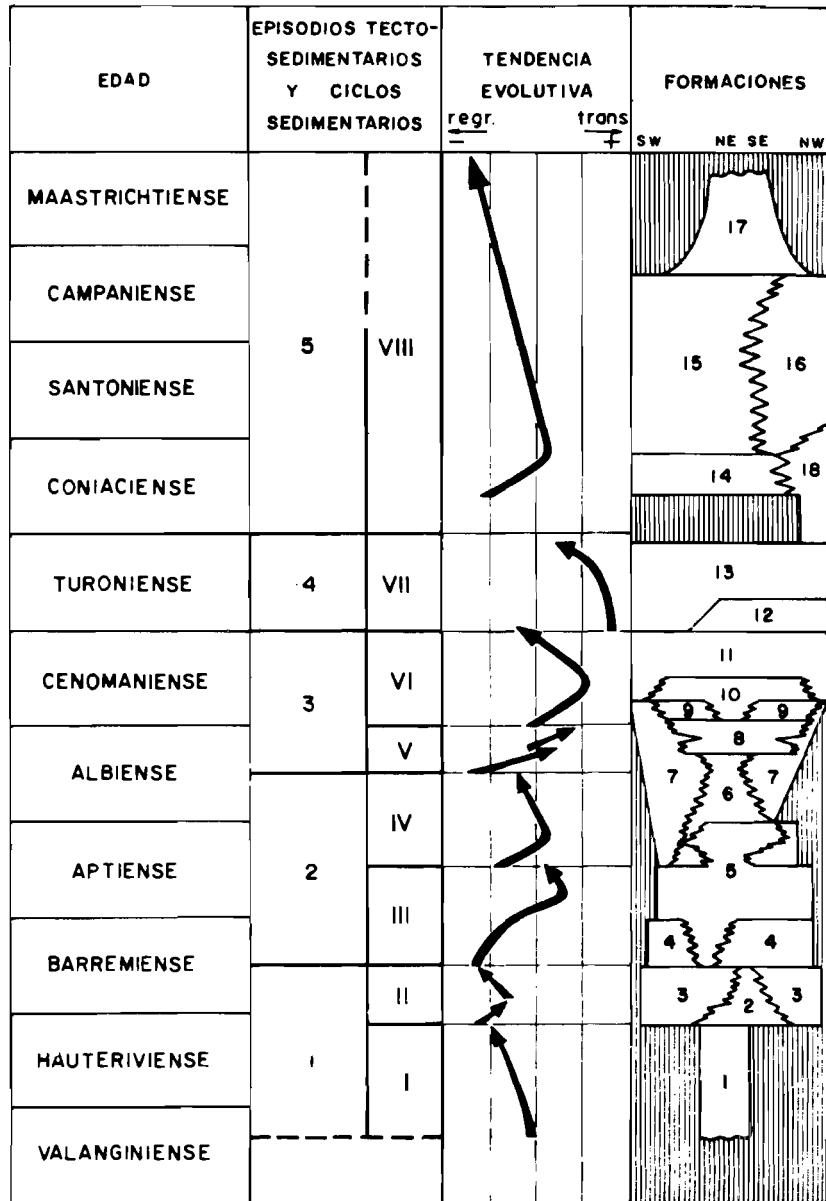


Fig. 9. Ciclos sedimentarios y episodios tectosedimentarios (según MAS et al., 1982).

la entrada de los depósitos de alluvial-fans que cubrirían el Campo de Montiel y zonas limítrofes (ELIZAGA o.c.).

Durante el Cenomaniense, ya en el Cretácico superior se instala una plataforma epicontinental relativamente estable en todo el dominio ibérico, caracterizada, en este sector y en un principio por una relativa influencia de terrígenos que rápidamente se homogeneiza con la instalación de una plataforma interna carbonatada, que deja espesores muy variables de sedimentos carbonatados.

En el Campo de Montiel, no existe registro sedimentario del Cretácico superior y se supone que ese área estuvo ocupada por el mar en ese momento. No obstante, el hecho de que los sondeos en zonas próximas (Llanura manchega y Albacete) corten materiales cretácicos, invita a pensar en la posibilidad de que toda la región estuviese invadida por el mar durante esos tiempos.

Según VILAS et al. 1982 durante el Turoniense inf. tiene lugar un segundo impulso transgresivo con homogeneización total del medio e instalación de una amplia plataforma carbonatada basculada hacia el norte a nivel regional que posteriormente, y con tendencia regresiva, da lugar en determinadas áreas al desarrollo de grandes barras, y en zonas más externas a crecimiento (*patches*) de Rudistas y micritas a techo de las secuencias.

A finales de estos tiempos existe una interrupción que abarcaría hasta principios del Senoniense, instalándose en la región zonas de lagoon con una marca-dia influencia continental.

Lo acaecido a finales del Senoniense se desconoce por falta de datos y afloramientos en esta Hoja. Remitiéndose a criterios regionales cabe pensar que la región quedó parcialmente emergida, instalándose localmente ambientes cada vez más restringidos y continentales.

Durante el Paleogeno parece ser un hecho incuestionable que el Sector ocupado por el Corredor manchego, Cuenca del Júcar, Llanos de Albacete, Campo de Montiel y el sector más septentrional de la Zona Prebética permaneció emergido, quedando sometido a distintos procesos denudativos.

En la actualidad y a pesar de contar con información de numerosos sondeos, no se conoce la presencia de sedimentos de Terciario inferior en profundidad. Por ello, es obligado pensar en la inexistencia de procesos sedimentarios y por el contrario, sí erosivos. Estos tuvieron lugar durante las distintas fases de deformación que comenzaron a finales del Cretácico y Paleoceno y continuaron hasta la fase paroxísmal generalizada en el Oligoceno superior (Fase Castellana), de carácter regional y edad Arverniense.

A nivel regional, los registros litológicos, a excepción de la Depresión Intermedia, son poco precisos durante el Paleogeno. En el sector valenciano de la Cordillera Ibérica (Contreras, Sierra de Utiel y Martes), así como en la Zona Prebética, la sedimentación, de tipo fluvial y lacustre, tiene lugar en cubetas aisladas y depresiones con geometría y extensión irregular. Dichas cuencas orlarían de alguna manera un macizo emergido que ocuparía las regiones antes descritas.

Mejor conocida es sin duda, la Depresión Intermedia donde se pueden determinar y conocer los procesos acaecidos durante el Paleogeno, así como los ambientes sedimentarios.

Por otro lado, PEREZ GONZALEZ (1982) apoyándose en el criterio de superficies de erosión generalizadas, dedujo que la superficie superior más antigua o del Campo de Montiel, resulta equivalente en el tiempo a la superficie de Tebar, que a su vez enrasa con la superficie de colmatación de la Unidad Detritica superior que termina con las «calizas de Olivares del Júcar». De esta manera, las estructuras de la plataforma de Tebar habrían sido generadas durante la Fase Castellana.

A finales del Ageniense, es decir a principios del Mioceno inferior (Burdigaliense), se diseña una nueva configuración motivada, por un lado por los efectos de la Fase Neocastellana y, por otro por la instalación de un régimen marino en la Zona Prebética cuya extensión o delimitación paleogeográfica se desconoce por el momento aunque en el Prebético interno hay registro de sedimentos marinos de edad Aquitano-Burdigaliense.

Durante el Mioceno inferior el mar orlaba un macizo emergido, del que la zona de estudio formaba parte; PEREZ GONZALEZ (o.c.) destaca una segunda superficie de erosión («Superficie de El Bonillo») encajada de 20 a 40 m en la primera y fosilizada al sur del Campo de Montiel por depósitos marinos de edad Langhiense-Serravalliene. El mismo autor también se hace referencia a una tercera superficie de erosión («Superficie de Ossa de Montiel») más moderna, situada a 980-900 m a la que no encuentra relación alguna dentro del ámbito geográfico, aunque estimativamente la sitúa en el Turolense. No obstante, podría ser más antigua.

Es a finales de estos tiempos cuando tuvo lugar la fase compresiva responsable de la estructura de la Zona Prebética (ALVARO et al. 1975) y del cierre del estrecho Nordbético (CALVO et al. 1978) con la consiguiente retirada del mar hacia zonas más meridionales y orientales.

A esta fase comprensiva sucede un importante proceso distensivo generador y responsable de la creación y apertura de las Cuencas del Cabriel y Júcar, Fosas de Teruel, así como de la fracturación paralela al litoral levantino, hundimiento de la Cuenca de Valencia y formación de las cubetas internas de la zona prebética (Hija y Cenajo, etc.). Este proceso se inició en las zonas meridionales en el Vallesiense, pero con toda seguridad y con carácter general se pone de manifiesto durante el Turolense inferior.

En la cuenca del Júcar, el hundimiento y fracturación se realiza en sentido ENE-WSW a N-S con dislocación de las alineaciones mesozoicas a favor de estas direcciones. La parte más oriental del Campo de Montiel y Llanura Manchega se soterra de forma escalonada a favor de estos sistemas de fracturación.

La actividad diapírica en las etapas premiocenas a favor del punto triple de Cofrentes y según direcciones E-W y N-S termina a cerrar y configurar la Depresión de Albacete en su límite oriental.

Entre el Turolense inferior y medio se produce una acentuación distensiva que da lugar, por una parte, a una clara inestabilidad en cuencas del prebético con vulcanismo asociado y, por otra, a un rejuvenecimiento del relieve en el sector valenciano y a la instalación de un importante sistema fluvial (Serie detrítica del Cabriel) alimentado por aportes procedentes de los relieves ibéricos circundantes (Sierra del Rubial, Contreras y de Utiel) y en menor proporción, probablemente, de los sectores más suroccidentales de la cuenca.

Mediante una circulación algo compleja, parte de estos materiales alimentarían las cuencas lacustres del Júcar, las cuales estarían ubicadas a favor de áreas muy definidas, delimitadas por accidentes del basamento, que condicionarían sin duda la fuerte subsidencia que indican las series carbonatadas. Durante el Ruscinense, ya en el Plioceno, se pone de manifiesto un marcado carácter expansivo de las facies lacustres que coincidiría con la etapa final de colmatación.

A principios del Villafranquense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva (Fase Iberomanchega I AGUIRRE et al. 1982) que en el área de estudio motiva, por un lado, la apertura del Corredor Manchego (PEREZ GONZALEZ 1982), la ampliación del Corredor de Alarcón y del sector de los Llanos conectándose así esta cuenca terciaria con la Depresión Intermedia, y por otro la deformación según pliegues de gran radio de los materiales depositados durante el período de tiempo comprendido desde finales del Mioceno superior hasta principios del Villafranquense inferior.

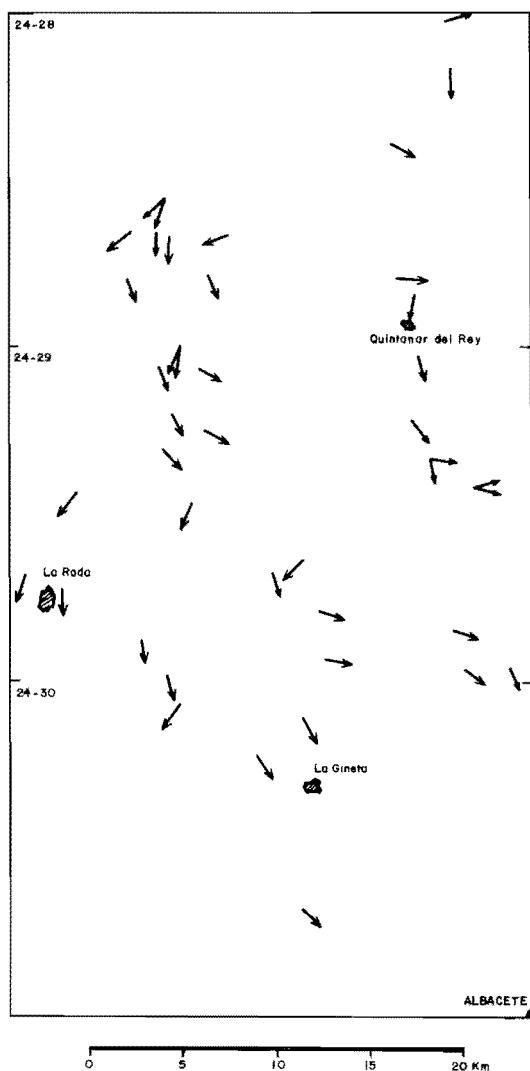
El efecto más directo de la Fase Iberomanchega I en la Depresión de Albacete fue la ampliación de la Cuenca, por un lado, hacia el NW y E y, por otro, hacia el S y N, es decir, la apertura definitiva de la Llanura Manchega y la Depresión de los Llanos de Albacete, al tiempo que parece existir un basculamiento y ligera elevación de la Cuenca del Cabriel.

Estas conexiones se llevarían a cabo por reactivación de las direcciones estructurales tardíogenéticas E-W y NNW-SSE.

Por tanto, durante el Villafranquense, un nuevo período sedimentario tiende a llenar y colmar las cuencas y depresiones que se habían generado por efecto de la Fase Iberomanchega I.

Así en el área estudiada tiene lugar una fuerte entrada de detriticos por el N. (Fig. 10, Areniscas y arcillas de Villalgordo del Júcar) que se distribuyen de forma irregular en la cuenca aunque según dos direcciones preferentes, una hacia S y SW (sector de la Roda-Minaya), y otra hacia el SE (sector de Valdeganga), instalándose en ambas zonas unos regímenes lacustres y lacustre-palustres con amplias llanuras de lodos y salinas (Unidad de los Yesares) y extensas superficies donde precipitan lodos carbonáticos (Valdeganga) (Fig. 11). Durante esta etapa de colmatación, una red de drenaje efímera alimentaría pequeñas cuencas endorreicas aisladas. Esta alimentación procede del NE en el sector de la Roda-Minaya, el NW en Valdeganga y, en la zona de Los Llanos, probablemente del S y SW. Localmente, en áreas muy restringidas (La Roda) tendría lugar la formación de carbonatos muy puros y ricos en magnesio («Tierra blanca»).

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE PALEOCORRIENTES DURANTE EL PLIOCENO SUPERIOR
EN LA CUENCA DEL JUCAR, ENTRE EL SECTOR DE EL PICAZO Y LA GINETAS



→ Fluvial superior. Braided con abundantes facies de relleno de canal (barras conglomeráticas, arenas y depósitos de crevasses)

→ Fluvial inferior. Facies meandriformes y anastomosadas con llanuras de inundación bien desarrolladas y suelos calcimorfos

Fig-10

ESQUEMA DE CORRELACION ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS DEL NEOGENO SUPERIOR
DE LA CUENCA DEL JUCAR EN EL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE EL PICAZO Y VALDEGANGA.

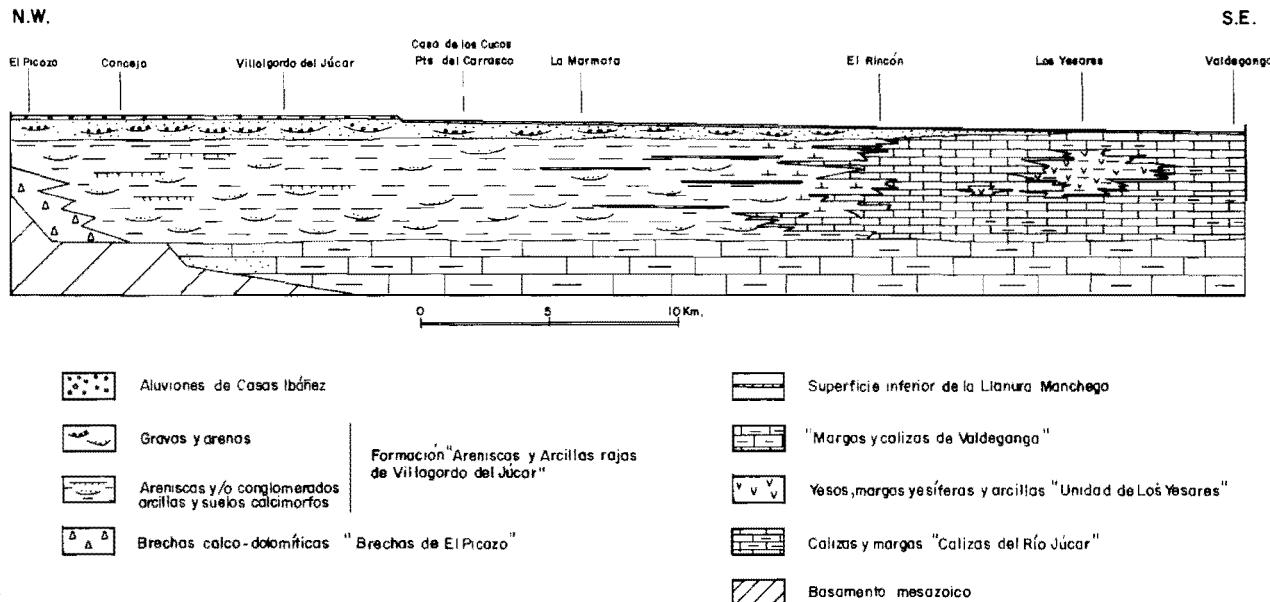


Fig. II

La etapa final de colmatación en este sector de la cuenca del Júcar viene marcada por la intercalación de un sistema fluvial tipo «braided» procedente de la región de Alarcón, algo más restringido geográficamente que las series rojas de Villalgordo y depositado en unas condiciones climáticas diferentes, relativamente más húmedas que las de los depósitos infrayacentes.

Mientras que en la cuenca del Júcar y Llanura manchega la evolución geológica se puede establecer por el registro de sedimentos y contenido faunístico, en el sector del Campo de Montiel resulta más conflictiva debido a la escasez de depósitos y naturaleza de los mismos. Es necesario recurrir a criterios morfológicos y al establecimiento de diferentes superficies para poder comprender la evolución de esa región.

A finales del Villafranquense y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena tiene lugar una nueva etapa de erosión y deformación regional denominada Fase Iberomanchega II (AGUIRRE et al. 1976) que bascula suavemente los materiales recién depositados y da lugar a un proceso de karstificación, desarrollo de glaciares y aplanaamiento en la región, con la formación de encostramientos carbonatados, laminares y que PEREZ GONZALEZ (o.c.) de forma genérica denomina como «Costra laminar bandeadas y multiacintada», llegándose con la misma, de forma convencional al límite Plio-Pleistoceno, poniendo fin a la evolución neogena de la región.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos van a prevalecer sobre los sedimentarios, que siguen dominando hasta el Holoceno. Los cambios climáticos dan lugar a importantes ciclos morfogenéticos.

En este sentido, uno de los hechos más importantes es el cambio de dirección del Júcar, acaecido a comienzos del Pleistoceno medio, ya que drenaba sus aguas a la vertiente atlántica, hasta que se establece como río mediterráneo, encajándose posteriormente y dando lugar a los depósitos de terrazas.

La actividad kárstica y eólica también son notables durante esos tiempos, desarrollándose importantes formas y procesos con los depósitos consiguientes.

Finalmente, el desarrollo de procesos erosivos y de acumulación, motivados por cambios climáticos y los efectos de una neotectónica, terminan de imprimir y configurar el paisaje, caracterizado en la actualidad, por un régimen de aridez que ha permitido, entre otros, el desarrollo de un importante complejo dunar en algunos sectores de la región.

6. GEOLOGICA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existe dentro de la hoja ninguna explotación de recursos minerales. Sin embargo son numerosas las canteras explotadas actualmente o en un pasado reciente.

En este sentido se extraen fundamentalmente, las gravas y arenas de la unidad 15 del Plioceno superior, localizándose en su mayoría en el entorno de los núcleos urbanos, principalmente los de Villanueva de la Jara y Casasimarro. Se trata de una unidad con un potencial de reservas constante e importante.

Las terrazas fluviales del río Júcar también proporcionan buenas cantidades de áridos que son aprovechables. Tal es el caso de las explotaciones de El Picazo. Asimismo constituyen una buena fuente de reservas.

Mención especial por su potencialidad merece la unidad 10 o «Sistema aluvial del río Júcar», que aunque en este sector no es apenas explotable, constituye sin duda uno de los principales recursos de explotabilidad de áridos naturales de toda la hoja. Solamente se localizan canteras a lo largo de la traza de acueducto Tajo-Segura, actualmente abandonadas.

Las series detriticas inferiores del valle del Júcar se descarta como áridos dada la poca aprovechabilidad de los materiales que la componen.

Por último los áridos de trituración quedan reducidos a las calizas y dolomías de la plataforma de Tebar y a los asomos también cretácicos del valle del Júcar al sur de La Losa. No se ha localizado ninguna explotación importante a excepción de pequeñas canteras que distribuidas de forma irregular han servido para cubrir pequeñas demandas locales.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Los principales acuíferos de la región corresponden a los niveles calcáreos del Senoniente, a las dolomías del Turoniente, a las arenas en «Facies Utrillas» y a las dolomías del Dogger dadas las características de permeabilidad y karstificación de estos materiales.

Así, en los sondeos realizados por el I.G.M.E.-IRYDA para el estudio hidrogeológico Tajo-Segura se confirma la optimización de estos acuíferos. Muchas de las perforaciones realizadas en la cuenca neogena buscan los niveles superiores del Cretácico o las arenas de Utrillas. Uno de los mejores acuíferos lo constituyen sin duda alguna las dolomías romboédricas del Dogger que más al sur, en la región Los Llanos, son objeto de intensa explotación.

Respecto a los materiales neogenos sólo se puede decir que dentro del área a estudiar no presentan ningún tipo de interés hidrogeológico, si bien cualquier perforación puede cortar algún acuífero aislado. Hacia el sur fuera ya de la Hoja se detecta por sondeos una unidad hidrogeológica de especial interés. Son las denominadas «calizas del río Júcar», acuífero muy importante como recurso hidrico actual de la zona.

También pequeños acuíferos aislados en el Cuaternario, pueden cubrir pequeñas demandas, como los pequeños pozos de uso local normalmente situados en el Sistema Aluvial del Júcar.

Por último, para una detallada información sobre la hidrogeología regional se

puede consultar el «Estudio Hidrológico de la Mancha oriental» (MOPU), el Sistema Hidrogeológico de Albacete (Mancha Oriental, I.G.M.E. 1980) y la Síntesis Hidrogeológica de Castilla-La Mancha (I.G.M.E. 1985).

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL-POZO, J. y RIBA, O. (1971). «Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villaroya de los Pinares (Teruel)». *Est. Geol.*, pp. 479-512.
- AGUIRRE, E. (1974). «Correlación continental-marino en el Neogeno mediterráneo. Datos actuales y problemas». *Estudios Geológicos*, vol. 30, pp. 655-660.
- AGUIRRE, E. (1975). «División estratigráfica del Neogeno continental». *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 587-595.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). «Datos paleontológicos y fases tectónicas en el neogeno de la Meseta sur española». *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, n.º 5, pp. 7-29. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- ALBERDI, M. T. (1974). «El género Hippurion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, reunión e historia evolutiva». *Trab. Neog. y Cuatern.* n.º 1, pp. 7-146.
- ALBERDI, M.T.; LOPEZ, N.; MAZO, A. y MORALES, J. (1977). «Venta del Moro y las faunas de vertebrados finimiocenas de España». *Estudios Geológicos*, vol. 33, pp. 589-591.
- ALBERDI, M.T.; ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F.P.; LEONE, G.; LOPEZ, N.; MICHAUX, J.; MORALES, J.; ROBLES, F.; SORIA, Y.D. (1982). «Nuevo yacimiento de moluscos y vertebrados del Villafranquiense de la Cuenca del Júcar (Albacete, España)». *Colloque Le Villafranchien méditerranéen Lille* pp. 255-271.
- ALEIXANDRE, T.; PINILLA, A. y PEREZ GONZALEZ, A. (1977). «Características mineralógicas de las dunas continentales de la Llanura Manchega». *Actas de las III Reunión G.T. del Cuaternario*, pp. 281-289, Inst. de Geogr. Aplicada, C.S.I.C.
- ALIA MEDINA, M. y CAPOTE, J.M. (1971). «Esquema geológico de la Depresión tectónica del Tajo y su borde oriental». *I. Congr. Hisp. Lusoamer. Geol. Econ.* E-1-1, pp. 1-2. Madrid.
- ALIA MEDINA, M.; PORTERO, J.M.; y M. ESCORZA, C. (1973). «Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neogeno y Cuaternario». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* n.º 71, pp. 9-20.
- ALVARO, M. (1975). «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y Cordillera Ibérica)». *Est. Geol.* 31 (3-4): 241-247.
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). «Las estructuras menores de las calizas jurásicas de la Cuenca de Valencia». *Actas de las III Reunión G.T. del Cuaternario*, pp. 291-298, Inst. de Geogr. Aplicada, C.S.I.C.

- sicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca)». *Est. Geol.* 29 (5): 467-478.
- ALVARO, M.; GARCIA ARGUESO, J.M. y ELIZAGA, E. (1975). «La estructura del borde prebético en la zona de Alcaraz (Provincia de Albacete, España)». *Boletín Geológico y Minero*, t. 86, pp. 467-477.
- ALVARO, M. y GARCIA, J.M. (1979). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 serie, 1 edición, Robledo (815). I.G.M.E.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabaris* T. 14. pp. 172-177.
- ANCOCHEA, E. (1983). «Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central». Editorial Univ. Compl. Madrid. *Colección Tesis doctorales*, n.º 203-83. p. 675.
- ANCOCHEA, E. y BRANDLE, J.L. (1982). «Alineación de volcanes en la región volcánica central española». *Rev. de Geofísica*, 38, 133-138.
- ARIAS, C. (1978). «Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del Nordeste de la provincia de Albacete». *Seminarios de Estratigrafía*. Serie monográfica, n.º 3, p. 299. Madrid.
- BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D. et al. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Campillo de Altobuey (692). I.G.M.E.
- BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D. et al. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., Iniesta (718). I.G.M.E.
- BASCONES, L. et al. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Madrigueras (743). I.G.M.E.
- BASCONES, L.; LENDINEZ, A. et al. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Casas Ibáñez (744). I.G.M.E.
- BASCONES, L. et al. (1977). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Valdeganga (766). I.G.M.E.
- BOUSQUET, J.C. (1976). «Contribution à l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les donnés de la Neotectonique dans l'Arc de Gibraltar et dans l'Arc Tyrrhenien». In. *Structural History of the Mediterranean Basins. XXV Congrès-Assemblée plenieré de la C.I.E.S.M.* Split. Yugoslavia, 199-214.
- BRINKMANN, R. (1931). «Betikum und keltiberikum in Sudostpanien». Beitr. zur. Geol. der West Mediterrangebiet, 6: 305-434. Berlín. Trad. J. GOMEZ DE LLANERA: Las Cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España. *Pub. Extr. Geol. España. C.S.I.C.*, 4: 307-439.
- BULL, W.B. (1964). «Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California». *United states geological survey profesional paper*, 352-E. pp. 89-129.
- BULL, W.S. (1968). «Alluvial fan». Conc. pp. 7-10, en *The Encyclopedia of Geomorphology*, ed. R.W. FAIRBRIDGE. D.H. y R.
- CALVO, J.P. (1978). «Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino

- en el sector central de la provincia de Albacete». *Estudios geológicos*, vol. 34, pp. 407-429.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978). «El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético». *Boletín Geológico y Minero*, t. 84, pp. 407-426.
- CAPOTE, R. (1978). «Tectónica Española». *Sem. Crit. sísmicos inst. nucleares y o. públicas* pp. 1-30.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ-CASALS, J. (1978). «La tectónica postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo». *Boletín Geológico y Minero*, t. 89, pp. 6-14.
- CARBO GOROSABEL, A. (1980). «Interpretación geotectónica en el borde surooriental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Valencia y Albacete) basada en determinaciones gravimétricas». Ed. Univ. Complutense. Madrid. *Colección Tesis doctorales*, pp. 179.
- CHAMPETIER, Y. (1972). «Le Prébétique et Iberiqué côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province de l'Alicante (Espagne)». *These Doct. Nancy Sci. Terre, Mém.* 24, p. 170.
- CRUSAFONT, M.; REGUANT, S. y GOLPE, J.M. (1979). «Síntesis biocronoestratigráfica del Terciario continental español». *Estudios geológicos*, vol. 31, pp. 581-586.
- DANTIN, J. y REVENGA, A. (1936). «Estudios geomorfológicos sobre España. I geomorfología de La Mancha». *Bol. Soc. Geogr. Nac.* t. 76, pp. 129-140.
- DEL OLMO, P. y PORTERO, J.M. (1973). «Estudios previos de terrenos. Corredor de Levante. Tramo: Quintanar del Rey-Venta del Moro». *Servicio de publicaciones del MOPU*, pp. 1-35.
- DIAZ MOLINA, M. (1974). «Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)». *Estudios geológicos*, vol. 30, pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978). «Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. la Sierra de Altomira (Cuenca)». 370 p. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid (inédita).
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1980). «El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía». *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 149-167.
- DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1932). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, La Gineta (765). I.G.M.E.
- ELIZAGA, E. (1979). «Las facies terrígenas del Cretácico inferior del sector central de la provincia de Albacete». *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense de Madrid, p. 127, (inédita).
- ELIZAGA, E. (1980). «Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del Sur de la Meseta y Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológica». *Boletín Geológico y Minero*. TXCI-V, pp. 619-638.

- ESNAOLA, J.L. et al. (1979). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 serie, 1 ed., Peñas de San Pedro (816). I.G.M.E.
- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1927). «Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. R. Ac. Cienc. Barcelona* (3.^a época), 20 (8). p. 143.
- FERREIRO, E. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 ser. 1 ed., Motilla del Palancar (691). I.G.M.E.
- FERREIRO, E. y ROIZ, J.M. (1975). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2.^a serie 1 ed., Sotuélamos (763). I.G.M.E.
- FERREIRO, E. y ROIZ, J.M. (1975). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2.^a serie 1 ed., Lezuza (789). I.G.M.E.
- FONTBOTE, J.M. y RIBA, O. (1956). «Estudio Geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (Cuenca)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* n.^o 44, pp. 35-71.
- FREYTET, P. (1973). «Petrography and paleo environmental of continental carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceus and lower Eocene of Languedoc (Southern France)». *Sedimentary Geol.* n.^o 10, pp. 25-60.
- FOURCADE, E. (1970). «Le Jurásique et le Crétace aux confins des Chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)». *These des Sciences*, 2 vol, p. 427, París.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1975). «Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)». p. 475. *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense de Madrid.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1978). «Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica». *Estudios geológicos*, vol. 34, pp. 215-229.
- GARCIA ABBAD, F. (1979). «Caracteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica». *Estudios geológicos*, vol. 35, pp. 633-643.
- GARCIA RODRIGO, B. y PENDAS, F. (1971). «Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 255-273, Madrid.
- GARCIA RODRIGUEZ, J.J. y JORISSEN, R. (1969). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Quintanar del Rey (688). I.G.M.E.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J y BABIN VICH, R.B. (1973). «Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. de Valencia)». *Est. Geol.* 29, 381-388.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979). «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Est. Geol.* V. 35 pp. 569-298.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J. y BABIN VICH, R. B. (1973). «Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. de Valencia)». *Est. Geol.* 29, 381-388.
- GOROSTIZAGA, J. y DUPUY DE LOME, E. (1941). Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Munera (764). I.G.M.E.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976). «El Jurásico de la Rama Castella-

- na de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) 1. Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.* v. 32, pp. 391-423.
- GOY, A.; y YEBENES, A. (1977). «Características, extensión y edad de la formación «Dolomías tableadas de Imón». *Cuadernos de Geología Ibérica*. vol. 4, pp. 375-384.
- GOY, J.L. y ZACO, C. (1974). «Estudio morfotectónico del cuaternario en el óvalo de Valencia». *Trab. Neog. Cuat.* 2; 71-81.
- GUIMERA, J. (1984). «Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula». *Geol. Mag.* 121 (5): 413-420.
- GUTIERREZ, G.; ELIZAGA, E.; GOY, J.L.; NIETO, M.; ROBLES, F. (1985). «Mapa Geológico de la provincia de Valencia». Diputación provincial de Valencia, Universidad de Valencia e Instituto Geológico y Minero, p. 61.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975). «Karst y periglaciación en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel)». *Bol. Geol. y Min.*, 86 (6): 561-572.
- HERNANDEZ URROZ, J. y PEREZ GONZALEZ, A. (1978). Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Villarobledo (740). I.G.M.E.
- HERNANDEZ URROZ, J. y PEREZ GONZALEZ, A. (1978). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Minaya (741). I.G.M.E.
- INTECSA (1970). «Estudio preliminar de las reservas hidrológicas totales de la zona de La Mancha». Serv. Geol. Obras Públicas (M.O.P.).
- JEREZ MIR, L. (1973). «Geología de la zona prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincia de Albacete y Murcia)». *Tesis doctoral*. Univ. de Granada, p. 750.
- MARTIN SERRANO, A.; GARCIA ABBAD, F.J. (1979). «Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos». *Estudios geológicos*, 35, pp. 49-57.
- MARTIN SERRANO, A.; GARCIA ABBAD, F.J. (1979). «El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental». *Boletín Geológico y Minero T XC-III*, pp. 243-252.
- MAS, J.R.; ALONSO, A. y MELENDEZ, N. (1982). «El Cretácico basal "Weald" de la Cordillera Ibérica Suroccidental (NW de la provincia de Valencia y E. de la Cuenca)». *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 8, pp. 309-335.
- MATHISEN, M.; MORALES, J. (1981). «Stratigraphy, facies and depositional environments of the Venta del Moro, vertebrate locality, Valencia Spain». *Estudios geológicos*, 37, pp. 199-207.
- MEGIAS, A.G. (1982). «Introducción al análisis tectosedimentario. Aplicación al estudio dinámico de cuencas». *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*. Argentina Actas, pp. 385-402.
- MEIN, P; MOISSENET, E. y TRUC, G. (1978). «Les formations continentales du Néogène supérieur des Vallés du Jucar et du Cabriel au NE d'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et Environnement». *Document. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n.º 72, pp. 99-147.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971). «Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en

- relación a sus posibilidades petrolíferas». *Tesis. Fac. Cienc. Univ. Complutense*. Madrid.
- MOLINA, E. (1975). «Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava». *Trab. Neog. y Cuatern.* n.º 3, pp. 7-106.
- MONTENAT, CH. (1973). «Les formations Neogénées et Quaternaires du Levant Espagnol». *Thése de Doct.* Paris, Orsay, p. 1.167.
- OLAVERRI, T. y REY, R. (1980). Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a E. 1:1.000.000. I.G.M.E.
- ORDONEZ, S.; SANTOS, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1975). «Contribución al conocimiento de la evolución de la cuenca del río Júcar (España) durante el Neogeno-Cuaternario». *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*. T. 1, pp. 579-596, Argentina. Buenos Aires.
- ORDOÑEZ, S.; SANTOS, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1976). «Estudio sedimentológico de la Cuenca del Júcar. I. Rocas carbonáticas». *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 535-546.
- PEREZ GARCIA, A. (1981). «Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la cuenca de Montalbán (prov. de Teruel)». *Tes. Linc. Univ. Zaragoza*. p. 180. (inédito).
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971). «Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira». *I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom.* T.I. Secc. 1, pp. 357-376.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). «El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos». *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana. (I.L.M., C.S.I.C.).
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982). «Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A.; LOPEZ, N. (1983). «Cuencas del Júcar y Cabriel y Depresión de la Llanura Manchega». Libro Homenaje a L.M. Rios in litt.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1948). «Síntesis del Plioceno de la Mancha». *Las Ciencias*, Año 12, n.º, pp. 808-816.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1954). «Estudio del alto Guadiana y de las altiplanicies del Campo de Montiel». *Tesis doctoral*, Inst. de Estudios Manchegos, p. 189.
- QUESADA, A.; REY, R. y ESCALANTE, G. (1967). «Reconocimiento geológico de la zona de Carcelén (Albacete y Valencia)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 78, pp. 93-185.
- REVILLA, J.; QUINTERO, J. (1958). «Yacimientos fosilíferos del Mioceno continental de la provincia de Albacete». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, n.º 51, pp. 49-54.
- RIBA ARDERIU, O. (1959). «Estudio geológico de la sierra de Albarracín». *Test. Doct. Monografías Instit. Lucas Mallada C.S.I.C.* 16: p. 283.

- RINCON, R. (1982). «Minerales pesados en las facies detríticas del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica suroccidental». *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 8, pp. 259-265.
- ROBLES, F. (1970). «Estudio estratigráfico y paleontológico del Neogeno continental de la cuenca del río Júcar». *Tesis doctoral*. Univ. de Valencia (inédita).
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). «Características de la zona prebética». *Estudio hidrogeológico del bajo Segura*. I.G.M.E.-ENADIMSA.
- RUBIO NAVAS, J. (1976). Mapa geológico de España a 1:50.000 MAGNA, Hoja 690, Sta. M. del Campo Rus. I.G.M.E.
- SAENZ GARCIA, C. (1944). «Notas y datos de estratigrafía española. Datos geomorfológicos y tectónicos acerca de la Garganta del Júcar en su paso de la provincia de Albacete a la de Valencia», pp. 501-503. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.*, n.º 42, pp. 487-503.
- SANCHEZ CELA, V.; ORDOÑEZ, S.; NIETO, F. y MARTINEZ, F. (1972). «Estudio previos de terrenos. Corredor de Levante. Tramo: La Roda-Chinchilla de Motearagón», p. 95. M.O.P.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; PELAEZ, J.R.; y AGUEDA, J.A. (1969). «Características Hidrogeológicas de la divisoria Júcar-Guadiana, en el N. de Albacete». *Doc. Investigación Hidrológica*, n.º 6, Barcelona.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). «Planteamiento provisional de distribución de facies en la Cuenca del Duero». I.G.M.E. (Proyecto MAGNA).
- SANCHEZ SORIA, P. (1973). «Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)». *Tesis. Fac. Cien. Univ. Complutense*. Madrid. (inédito).
- SANTOS GARCIA, J.A. (1975). «Estudio petrológico del Terciario continental de la cuenca del Júcar (Albacete)». p. 108. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense Madrid (inédita).
- SANTOS GARCIA, J.A. (1984). «Interpretación de un episodio evaporítico en Valdeganga (Prov. de Albacete)». *I. Congreso Español de Geología*, tomo I, pp. 247-258.
- SANTOS GARCIA, J.A. (1984). «Abanicos aluviales en el borde oriental de la cuenca del Júcar». *I. Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 259-269.
- SANZ, T. (1946). «Investigaciones de la cuenca hidrográfica de La Mancha». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, n.º 15, pp. 237-250.
- SCHWENZNER (1973). «Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes». *Geogr. Abh.* 10. 1-28.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1981). «Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo. (Sector oriental de la cadena Ibérica)». *Acta Geológica Hispánica*, T. 16, n.º 3, pp. 135-138.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1983). «La distensión plio-cuaternaria en la Cadena Ibérica oriental». Mapa de contornos estructurales de la penillanura fundamental deformada. *Boletín Geológico y Minero* T. XCIV-VI, pp. 496-502.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1984). «Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental». *Inst. de Est. Tirolenses*, p. 269.

- SOLE SABARIS, L. (1978). «Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena» en M. de Teran *et al.* *Geografía General de España*. Ed. Ariel: 74-85.
- TORRES PEREZ-HIDALGO, T.; JUNCO AGUADO, F.; ZAPATA DE LA VEGA, J.L. y PLAZA HERNANDO, J.M. (1984). «Similitud de los procesos sedimentarios del Neogeno en la Cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia». *I Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 285-300.
- VADOUR, J. (1974). «Recherches sur la terra-rosa de la Alcarria (Nouvelle Castille)». *Memories et Documents*, sér. 15. Plenumenes Karstiques, T. II. 49-69.
- VIALLARD, P. (1973). «Recherches sur le cycle dans la Chaîne Iberique sud-occidentale. *Tesis doctoral*. Dac. Sciences de Tolouse.
- VIALLARD, P. (1976). «La compression majeure dans la Chaîne méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est ante-vindobonnaise». *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* 42-44.
- VILAS, R.; FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1979). «Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula». *Proceedings Symp. Evolution and Tectonics of the Western Medit. and Sourrounding Areas*. E.G.S. Viena. Inst. Geogr. Nac. Special Pub. 201:109-128.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCIA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982). «Ibérica suroccidental» en «El Cretácico de España». Universidad Complutense de Madrid, pp. 457-508.
- VILAS, L. y PEREZ GONZALEZ, A. (1971). «Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca)». *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, n.º 69, pp. 103-114.
- YEBENES, A.; DE LA PEÑA, J.A. y ORDOÑEZ, S. (1973). «Sedimentos dolomíticos paraactuales: la "Tierra Blanca" de La Roda (Albacete)». *Estudios Geológicos*, vol. 29, pp. 343-349.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID