

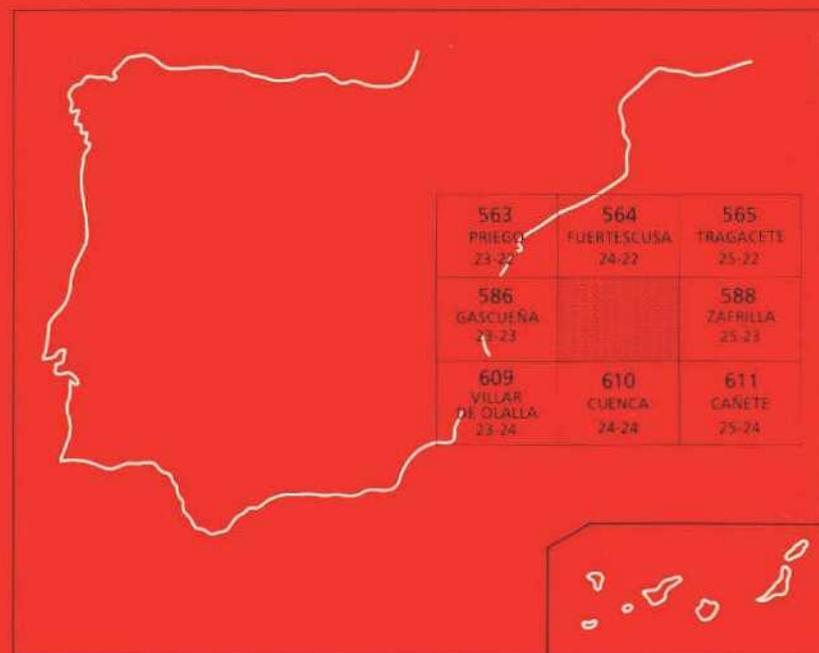


Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

587
24-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

LAS MAJADAS

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LAS MAJADAS

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1989

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: P. Montalvo, S.A.
Depósito legal: M-12121-1989
NIPO: 232-89-010-6

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la agrupación de empresas, COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. e INTECSA, dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN:

V. Gabaldón (ITGE)

AUTORES:

J. I. Ramírez (C.G.S.)

Cartografía, secciones estratigráficas, geomorfología y memoria.

COLABORADORES:

P. del Olmo (C.G.S.)

Secciones estratigráficas, geomorfología (Memoria).

M. Alvaro (C.G.S.)

Tectónica (Memoria).

M. C. Leal (C.G.S.)

Micropaleontología y secciones estratigráficas.

M. Aguilar (C.G.S.)	Petrografía y sedimentología de laboratorio.
A. Meléndez (Univ. de Zaragoza)	Sedimentología de carbonatos del Cretácico
J. J. Gómez (Univ. Madrid)	Sedimentología de carbonatos del Jurásico.
A. Lendinez (INTECSA)	Jefe de Proyecto por parte de la Agrupación temporal de Empresas.

La realización de láminas y levigados ha sido realizada en los laboratorios de C.G.S.S.A.

La presente memoria ha sido redactada por J.I. Ramirez, M. Alvaro y P. del Olmo con la colaboración de J. Ramirez del Pozo y F. Meléndez en el asesoramiento regional y A. Meléndez y J.J. Gómez en la sedimentología de carbonatos.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos, sedimentológicos y tectónicos.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, album fotográfico y demás información varia.

0. INTRODUCCIÓN

La hoja de Las Majadas se encuentra enclavada en la Cordillera Ibérica y pertenece en su totalidad a la provincia de Cuenca.

Fisiográficamente se sitúa en una región elevada por encima de los 1000 m., con un relieve escarpado de muelas y cuevas sobre el que se encajan profundos barrancos. Geográficamente corresponde a parte del borde occidental de la Serranía de Cuenca.

El principal curso fluvial de la zona es el río Júcar, orientado en su primer tramo en un sentido sensiblemente E-O y desarrollándose en hoces encajadas de hasta más de 300 m. de profundidad, para adquirir a partir de Villalba de la Sierra una dirección NNE-SSO a través de una extensa llanura aluvial. Afluentes del mismo son los ríos Mariana y Villavieja. En la esquina NE de la hoja se encuentra la cabecera del Río Escabas, afluente del Río Tajo, siguiendo un curso de sentido SE-NO. Queda, pues, incluida en la hoja de Las Majadas parte de la divisoria de aguas entre el Atlántico y el Mediterráneo. También merece la pena resaltar, desde el punto de vista de la Hidrografía, la existencia de la laguna, de cierre tobáceo, de Uña y del pantano de La Toba.

La densidad de la población es muy baja, encontrándose más poblado el tercio occidental — de menor altitud relativa — de la hoja, con los núcleos

de Mariana, Sotos, Zarzuela, Portilla, Ribatejadilla y Villalba de la Sierra que los dos tercios orientales, ya en plena Serranía, donde solo se encuentran los pequeños enclaves de Las Majadas y Uña. Los recursos de la región son principalmente forestales, con extensos pinares que ocupan la mayor parte de la hoja, mientras que la agricultura y la ganadería tienen menor importancia económica.

Desde el punto de vista geológico la región se sitúa en la parte occidental del Sistema Ibérico o Celtibérico, el cual queda delimitado por las Cuencas Terciarias del Tajo (al Suroeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Nordeste) y está constituido por una amplia gama de materiales que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental estructurados según una directriz fundamental NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencia hacia el SO en la parte occidental (Rama Castellana) y hacia el NO en la oriental (Rama Aragonesa).

También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas rellenas de sedimentos continentales del Neógeno, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la dirección Ibérica y la NNE-SSO respectivamente.

La evolución tectónica y sedimentación de la Cordillera a partir del Pérmico y hasta el Cretácico se ajusta al modelo propuesto por ALVARO *et al* (1978), constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las Fases Alpinas (CAPOTE *et al*, 1982).

Para la realización de la cartografía geológica se ha contado con el estudio de la Serranía de Cuenca realizado por F. MELÉNDEZ en 1971, así como con las hojas geológicas 1:50.000 del IGME realizadas por el mismo autor, entre las que queda incluida la que nos ocupa.

El estudio de las secciones estratigráficas se ha completado por un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas. Asimismo se ha realizado también un mapa geomorfológico de carácter morfológico a escala 1:50.000 del que se incluye en la presente memoria una reducción a escala aproximada 1:100.000.

1. ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Las Majadas afloran sedimentos del Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario.

1.1. TRIÁSICO

Sobre este sistema en la región destacan los trabajos de RIBA (1959) y HINKELBEIN (1969), así como las tesis doctorales de MELÉNDEZ (1971) y VIALARD (1973). También desde el punto de vista sedimentológico y peleogeográfico hay que reseñar el trabajo de CAPOTE *et al.* (1982).

1.1.1. Facies Keuper. Arcillas y margas varioladas. Yesos (1).

Esta formación se encuentra localizada en el fondo de algunos barrancos de la zona, tanto en el límite N. de la hoja como a lo largo del cauce del Río Jucar. Da lugar a vertientes intensamente coluvionadas y a fondos de valle rellenos de depósitos aluviales, por lo que es materialmente imposible levantar ninguna sección estratigráfica de detalle dentro de la misma.

Puntualmente se observa que la presente unidad está compuesta por arcillas versicolores, verdes, rojas y ocres, las cuales engloban cristales y venas de yeso secundario. También son relativamente frecuentes minerales autigénicos tales como los cuarzos bipiramidados (Jacintos de Compostela). La salinidad de la formación es importante, habiendo sido explotada regionalmente en otros tiempos, por desecación del agua extraída de pozos y manantiales. Su potencia no se puede calcular en la hoja de Las Majadas, al no aflorar el muro de la Formación, pero se puede estimar en un mínimo de 150 m.

El medio de sedimentación de la unidad debió ser una llanura próxima al litoral que temporalmente sufriría pequeñas invasiones marinas, desarrollándose *sebkhas* litorales (CAPOTE *et al*, 1982).

A la formación se le atribuye una edad Triásico superior.

1.2. TRIÁSICO SUPERIOR Y JURÁSICO

Los antecedentes bibliográficos sobre el Triásico superior y Jurásico de mayor interés por la región que nos ocupa son los trabajos de RIBA (1959), el cual estudia la estratigrafía y paleontología de la Sierra de Albarracín, VILLENA (1971) y VILLENA *et al* (1971), MELÉNDEZ HEVIA (1971 y 1972), MELÉNDEZ HEVIA y RAMÍREZ DEL POZO (1972), VIALARD (1973), GOY *et al* (1976), GÓMEZ (1979), GÓMEZ y GOY (1979) y CAPOTE *et al* (1982).

En los trabajos de GOY *et al* (1976) y GÓMEZ *et al* (1979) se definen las unidades litoestratigráficas del Jurásico de un amplio sector de la Cordillera Ibérica, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas de la hoja.

En la hoja de Las Majadas afloran desde Las Carniolas de Cortes de Tajuña hasta los sedimentos pertenecientes al Dogger.

1.2.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (2). Rethiense - Lias inferior.

Esta unidad cartográfica aflora en la zona N. de la hoja, así como en el valle del río Júcar, entre Villalba de la Sierra y Uña, y justo en el borde E. de la hoja. Constituye laderas que resaltan topográficamente sobre las arcillas del Keuper subyacente, pero que se presentan intensamente coluvionadas dificultando las observaciones estratigráficas.

1.2.1.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón.

La presente formación constituye la base de la serie calcodolomítica. En

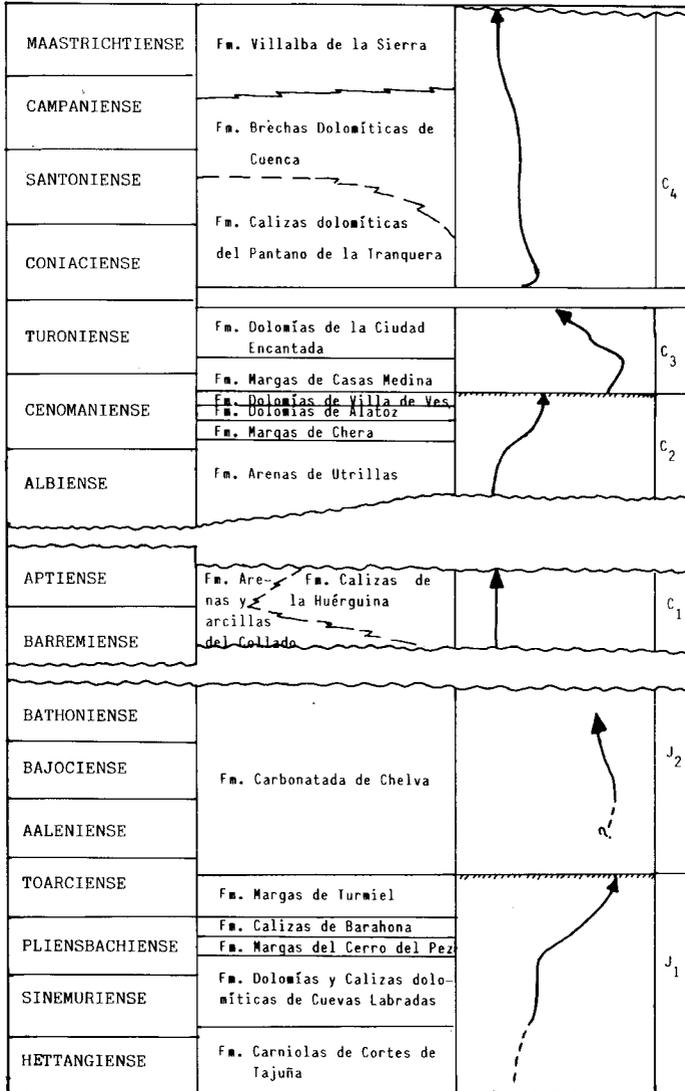
la hoja de Las Majadas no ha sido observada, debido tanto a la mecanización del contacto con la Facies Keuper como al intenso coluvionamiento que la enmascara, aunque regionalmente queda patente su existencia. En la vecina hoja de Zafrilla (588), en las proximidades de la Laguna del Marquesado, se han medido 40 m. de dolomías de grano fino y color gris, bien estratificadas en capas de 0,2 - 0,6 m. de espesor y con alguna intercalación margosa decimétrica hacia la base. estudiadas al microscopio son dolomías compactas, heterogranulares, de grano fino y medio y textura brechoide generalizada, en la que los "clastos" corresponden a dolomicritas con laminación paralela (posible reliquia de laminación estromatolítica y/o grumos algáceos) y el cemento es de dolomías más gruesas, conteniendo abundantes parches de calcita.

La formación contiene cuerpos con morfología de canales y barras o dunas, *ripples* de oleaje, *rills*, laminación de algas y porosidad fenestral. Su depósito corresponde a ambientes submareales de alta y moderada energía e intermareales altos con exposición subaérea, correspondiendo las intercalaciones margosas de la parte inferior a charcas (*ponds*) bien supramerales, bien intermareales.

1.2.1.2. *Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.*

Esta formación presenta un espesor cifrable en unos 100-120 m. de los cuales se han podido estudiar los 9 m. superiores en el perfil del río Júcar. Está constituida por dolomías vacuolares oquerosas de colores ocre y anaranjados (carniolas) y por brechas dolomíticas (*mud and clast supported*) con niveles discontinuos de calizas dolomíticas tableadas en bancos de 0,1 - 1 m. que lateralmente aparecen brechificados. Los clastos tienen tamaños muy variable, desde varios centímetros hasta 0,5 m. de diámetro. La mayoría de las muestras estudiadas corresponden a dolomías compactas de textura xenotópica y tamaño fino a medio, con vacuolas de calcita. Hacia el techo de la serie aparecen dolomías de recristalización que contienen aloquímicos (gravels y oolitos), y que se presentan bien estratificadas y con juntas margosas, siendo un tránsito a la formación suprayacente.

En los cantos, pueden reconocerse estructuras tales como *ripples* de oleaje, estratificación cruzada planar, laminación estromatolítica, a veces con las láminas rotas, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales. El conjunto de la formación ha sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas. Probablemente debió tratarse de un depósito carbonatado que incluiría abundantes niveles evaporíticos intercalados, cuya evolución dió origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las carniolas. La unidad se interpreta como depósitos de llanura de mareas de carácter hipersalino a *sebkha*, pasando hacia techo a condiciones más abiertas. Constituye el inicio de la secuencia transgresiva del Lias (Ver figura 1).



1 2 3 4 5 6 7

- 1.- Continental 2.- Sebkhá 3.- Llanura de marea 4.- Lagoon
5.- Plataforma 6.- Barrera 7.- Plataforma externa

Fig.1- Formaciones del Jurásico y Cretácico de la Serranía de Cuenca y secuencias deposicionales.

El conjunto de la unidad cartográfica carece de fauna de valor cronoestratigráfico, pudiendo indicarse de manera tentativa que la Fm. Dolomías tableadas de Imón pertenece al Triásico superior, que el límite Triásico-Jurásico debe situarse dentro de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y que estas englobarían además parte del Lias inferior, hasta el Sinemuriense inferior probablemente.

1.2.2. Fm. Dolomías y calizas tableadas de Cuevas Labradas (3). Lias inferior - Pliensbachiense.

Esta formación aflora en el N y E de la Muela de la Madera, así como en el fondo de los valles del Jucar entre Uña y Villalba y del Barranco de la Hoz del Moro, al E de Portilla. Da lugar a relieves escarpados en los que se encajan profundos barrancos, así como a extensas superficies de erosión sobre las que se desarrollan dolinas y uvalas.

Se ha estudiado en las series del Río Jucar y del Pantano de la Toba (ver Documentación Complementaria).

Esta formada por unos 190-200 m. de espesor que de muro a techo y esquemáticamente corresponde a:

— 18 m. de dolomías y calizas dolomíticas (*mudstones* y *grainstones*) estratificadas en bancos decimétricos y de colores grises y beige, con alguna delgada junta de margas verdosas. Al microscopio se clasifican como dolomicritas y oosparitas e intraoomicritas dolomitizadas, muy recristalizadas, con textura fina y muy fina y principios de dedolomitización apreciable en algunas muestras. Se observan secuencias de somerización con canales rellenos con estratificación cruzada de tipo surco o planar de bajo ángulo, estromatolitos y algún nivel de brechas de cantos planos como las representadas en la figura 2a.

— 38 m. dolomías y calizas dolomíticas *mudstone* y *grainstone* litológicamente similares a las anteriores, pero tableadas en capas finas y medias. Corresponden a dolomicritas a veces con intraclastos y oolitos, muy recristalizadas con texturas fina.

Se presentan cuerpos con morfología de canal, rellenos por estratificación cruzada de tipo surco o planar de bajo ángulo, con estromatolitos a veces con las láminas rotas y esporádicamente algún *tepee*, organizados en secuencias *shallowing-upward* del tipo de la representada en la figura 2b.

— 76 m. de dolomías grises y beige con escasas intercalaciones margosas, estratificadas en capas medias a gruesas que a veces originan grandes

resaltes sobre el terreno. Son fundamentalmente dolomicritas y pelmicritas muy recristalizadas en mosaicos hipi-idiotópicos.

Las secuencias que presentan lo son de somerización equivalentes a la de la figura 2b con eventuales porosidades fenestrales en los niveles estromatolíticos.

— 64 m. de dolomías, calizas dolomíticas y calizas grises, beiges y ocres, estratificadas en capas gruesas. Presentan abundantes y delgadas intercalaciones de margas verdes. En el microscopio se han observado dolomicritas, pelmicritas y alguna biomicrita hacia techo de la formación. Generalmente están recristalizadas y presentan abundantes vacuolas de disolución. El tramo se organiza asimismo en secuencias somerizantes, representadas en la figura 2c.

El conjunto de la formación se interpreta como correspondiente a ambientes de plataforma interna somera sometida a la acción de mareas y oleaje, reconociéndose condiciones desde submareales a supramareales con desarrollo de zonas de charcas restringidas (*ponds*).

En la formación Cuevas Labradas, dado el grado de recristalización, apenas se reconocen, en su parte inferior, sombras de Equinodermos, Ostrácos y Lagénidos. Hacia el techo se han podido clasificar *Fronicularia* sp., *Lingulina tenera* BORN., *Dentalina* sp., *Glomospira* sp. y Lituolidos indeterminados, que indican una edad Pliensbachiense. Por lo tanto, la unidad cubre el intervalo Lias inferior (probablemente desde el Sinemuriense, aunque esto no se ha podido confirmar en la hoja) - Pliensbachiense.

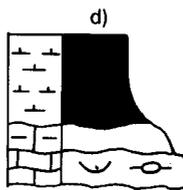
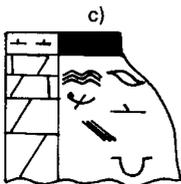
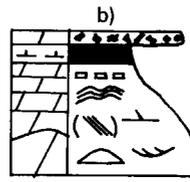
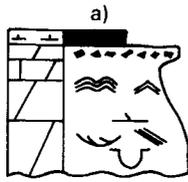
1.2.3. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (4). Pliensbachiense superior.

Afloran en la parte N y E de la Muela de la Madera, así como en el Arroyo de la Hoz del Moro (NE de Portilla) y en el Valle del Río Jucar entre Uña y Villalba de la Sierra. No presentan una expresión morfológica muy definida, al estar situadas entre una formación "dura" subyacente y otra "blanda" suprayacente.

En la hoja de Las Majadas no está presente, en la base de las calizas bioclásticas de Barahona, la Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Se ha estudiado en el perfil del Pantano de la Toba, donde existen 25-30 m. de calizas bioclásticas a veces algo dolomitizadas y/o arcillosas, con pequeñas juntas margosas intercaladas.

Petrológicamente corresponden a bioesparitas, biointraesparitas y biomicritas recristalizadas, de textura fina y con accesorios de óxido de hierro y sulfuros oxidados.

En estas calizas se observan estratificación nodulosa, bioturbación



LEYENDA

	Barras		Laminación de algas
	Canales		Láminas rotas
	Ripples de oscilación		Porosidad fenestral
	Estratificación nodulosa		Brechas de cantos planos
	Laminación cruzada planar		Bioclastos
	Laminación cruzada planar de bajo ángulo		Ostreidos
	Laminación cruzada de surco		

Fig.2- Secuencias tipo de la Fm. Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas (a,b,c) y de la Fm. Calizas Bioclásticas de Barahona (d).

moderada a intensa, así como *ripples* y *rills* bioclásticos. El ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma interna bajo condiciones de alta energía y con influencia de oleaje y mareas (Ver Fig. 2d).

Esta formación presenta un contenido paleontológico abundante y variado, Equinodermos, Gasterópodos, Braquiópodos y Lamelibranquios. Entre la microfauna (Ostrácodos y Lagénidos) se han clasificado *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Lingulina* sp. y otros foraminíferos como *Mayncina* cf. *termieri* HOTT, *Pseudocyclamina* sp., *Vidalina martana* FARINACCI, *Ammobaculites* sp. y *Glomospira* sp. que permiten asignarla una edad Pliensbachiense superior.

1.2.4. Fm. Margas y Calizas de Turmiel (5). Toarciense.

Aflora esta formación en las mismas zonas que la anterior. Da lugar a formas topográficas suaves bajo el escarpe de las calizas del Dogger, por lo que sus condiciones de afloramiento no son buenas al encontrarse generalmente muy recubierta de derrubios.

Esta unidad presenta un espesor cifrable en 50-70 m. En la serie del Pantano de la Toba se ha podido estudiar de modo parcial debido a los recubrimientos. Se trata de margas grises y cremas alternantes con niveles decimétricos de calizas y margocalizas (*mudstone-wackstone*), que hacia el techo de la formación se hacen dominantes. Al microscopio se clasifican como micritas y micritas arcillosas con bioclastos. Algunas muestras presentan pequeños porcentajes de limo fino de cuarzo.

Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad se organiza en secuencias caliza-marga o marga-caliza. Los carbonatos tienen generalmente aspecto noduloso y una bioturbación escasa a moderada. Su sedimentación se ha llevado a cabo en una plataforma externa de baja energía.

Esta formación contiene restos de Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Braquiópodos, Microfilamentos y Lagénidos: *Astacolus* sp. y *Lingulina* sp. También se han clasificado los siguientes Foraminíferos y Ostrácodos: *Flabellamina deslongchampsii* TERQ., *Citharina longuemari* (TERQ.), *Nodosaria fontinensis* (TERQ.), *Frondicularia liguarina* TERQ., *Lenticulina munsteri* (ROEMER), *Lenticulina subalata* REUSS, *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *L. quenstedti* GUMB., *Procytheridea sermoisensis* APOST., *P. bucki* BIZON y *Monoceratina unguina* TRIEB. y BARTENST., asociación de facies característica del Toarciense.

1.2.5. Fm. Carbonatada de Chelva. (6). Toarciense superior - Dogger.

Afloran en la mitad oriental de la hoja, salvo en la parte nororiental de la

Muela de la Madera, donde están completamente erosionadas. Constituyen un fuerte resalte sobre la unidad margosa inferior, dando, a menudo, relieves en cuesta.

Esta unidad está parcialmente afectada por la erosión por facies Weald en toda la hoja, hasta el punto de que generalmente se conserva exclusivamente la parte inferior de la misma, correspondiente al Miembro Calizas nodulosas de Casinos. En la sección del Pantano de la Toba afloran 21 m. atribuibles al mismo, formados por calizas *mudstone-wackstone* beiges y cremas, algo bioclásticas, estratificadas en bancos de 0,1 - 0,4 m. de espesor con superficies onduladas en detalle y aspecto noduloso. En otros lugares de la hoja, por encima se sitúa hasta 4 o 5 m. de calizas oolíticas (*grainstone*) con bioclastos.

Al microscopio se clasifican como biomicritas con los bioclastos parcialmente ferruginizados e incluso alguna oobiomicrocita con oolitos ferruginosos.

Las condiciones de afloramiento no han permitido un estudio sedimentológico detallado. El miembro Casinos presenta un carácter marcadamente noduloso, y bioturbación escasa a moderada. Los términos oolíticos presentan laminación cruzada planar. Se atribuye el ambiente de deposición de la unidad a una plataforma somera de baja energía bajo condiciones submareales, en las que los términos oolíticos representarían depósitos de un cinturón de barras submareales de alta energía.

El contenido faunístico de la unidad consiste en Gasterópodos, Braquiópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Equinodermos, Serpúlidos y Foraminíferos como *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Ammonodiscus* sp. y *Ammobaculites* sp., microfacies correspondiente al Aaleniano. Atribuimos el conjunto de la unidad al intervalo Toarciense superior-Dogger en general, aunque probablemente en el ámbito de la hoja de Las Majadas no incluya términos más modernos que el Bajociense.

1.2.6. Dolomías rojas y calcarenitas en la base (7). Dogger.

Afloran exclusivamente en el cuadrante sudoriental de la hoja, desapareciendo hacia el N. del paralelo de Uña.

Litológicamente se trata de dolomías muy recristalizadas y de intenso color rojo con algunos niveles de calcarenitas bioclásticas y oolíticas en la base. En afloramiento se presentan muy carstificadas, englobando masas de arcillas de decalcificación (*terra rosa*). La potencia es variable, pudiéndose cifrar en un máximo de unos 15 m.

Las malas condiciones de afloramiento han impedido las observaciones sedimentológicas, aunque en la cercana hoja de Cañete (611) se han podido observar estructuras de estratificación cruzada en surco y planar de bajo ángulo, además de morfologías de barras que en conjunto nos permiten

asignar a la unidad un ambiente deposicional de plataforma somera en la zona de alta energía, con desarrollo de un cinturón de barras y canales.

No se ha obtenido fauna en esta formación, al haber sido borrados los restos fósiles debido a la intensa dolomitización y recristalización. Por consideraciones regionales puede correlacionarse con términos de la Fm. carbonatada de Chelva, por lo que asignamos una edad Dogger a la presente unidad.

1.3. CRETÁCICO

Sobre el Cretácico de la hoja de Las Majadas y zonas próximas abundantes publicaciones en la bibliografía. Hay que destacar la tesis doctoral de F. MELÉNDEZ HEVIA (1971) así como las hojas geológicas del mapa Nacional a escala 1:50.000 del mismo autor (1972). RAMIREZ J. *et al* (1972 y 1974) y MELÉNDEZ F. *et al* (1972) incluyen también datos interesantes sobre la estratigrafía y la paleontología del Cretácico. Respecto al Cretácico inferior en facies "Weald" es importante el estudio realizado por MELÉNDEZ HEVIA M. N. (1983) como tesis doctoral, el cual atañe a la zona inmediatamente al E de la hoja de Las Majadas. Las hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por ALVARO M. *et al* (1985), BERAESTEGUI J. *et al* (1982), PORTERO J. M. *et al* (1975 y 1981) y RAMIREZ J. I. *et al* (1982) aportan abundantes datos de tipo estratigráfico y sedimentológico sobre las diversas formaciones cretácicas en áreas próximas situadas al N, E y S de la hoja de Las Majadas.

En los trabajos de ALONSO A. *et al* (1982) y VILAS *et al* (1982) se definen formalmente las unidades litoestratigráficas del Cretácico que hemos empleado en las descripciones, y una vez agrupadas, en la cartografía.

Los principales afloramientos cretácicos se sitúan en los dos tercios orientales de la hoja, así como en la esquina SO (Sierra Bascaña).

1.3.1. Fm. Arenas y arcillas del Collado Fm. Calizas de la Huérguina.(8). Barremiense-Aptiense inferior. Facies Weald.

Esta unidad aflora en toda la mitad oriental de la hoja. En la Sierra Bascaña, sin embargo, se encuentra erosionada, apoyándose la Fm. Arenas de Utrillas directamente sobre el Jurásico.

Morfológicamente la Formación arenas y arcillas del Collado constituye depresiones relativas, encontrándose generalmente muy recubierta. La Fm. Calizas de La Huérguina da lugar a un pequeño escarpe, muchas veces disimulado dado el escaso espesor que presenta en la mayor parte de la hoja.

Ambas formaciones se han estudiado en las secciones de Uña y Pie Pajarón, y de una manera parcial en la sección de Las Majadas (ver Documentación Complementaria).

1.3.1.1. **Fm. Arenas y arcillas del Collado.**

Corresponden a esta unidad los materiales terrígenos (conglomerado, arenas y arcillas) que constituyen la mitad inferior de la sucesión aflorante en el perfil de Uña. Esta formación es bastante uniforme en la zona, aunque localmente (perfil de Pie Pajarón) puede no existir.

La potencia medida es de 25 m. y su litología de muro a techo muestra un nivel inferior conglomerático y unos tramos lutíticos superiores entre los que se intercalan algunos cuerpos arenosos.

Los tramos arenosos y conglomeráticos muestran bases erosivas y cuerpos canalizados con granoselección positiva y estratificación cruzada de surco y algunos sets de estratificación cruzada planar. La ordenación de facies y la geometría parece corresponder a una red fluvial de tipo "braided" que discurrirían a través de una extensa llanura de fango.

Esta formación presenta pocos restos paleontológicos, entre los que merecen ser citados fragmentos de gasterópodos, ostácodos y ogonios de charáceas.

1.3.1.2. **Fm. Calizas de La Huérguina.**

Pertencen a esta Formación los materiales carbonatados que se estudian en los perfiles de Uña y Pie Pajarón, (ver Doc. Complementaria) en ambos casos con una potencia de unos 25 m., y que son las máximas en el ámbito de la hoja.

Si bien en los dos perfiles citados se trata de facies carbonatas, las características de estas son muy distintas. En el caso de Pie Pajarón se trata de *mudstones* y *wackestones* nodulosos en cuerpos extensos de geometría lenticular con grandes variaciones de potencia. Presentan bases irregulares o erosivas y contienen gran número de charáceas y otras algas, así como huellas de raíces, fisuraciones y nodulizaciones. Estos niveles calcáreos se presentan intercalados entre arcillas rojas (Ver Fig. 3a). Las calizas se presentan al microscopio como micritas, en ocasiones con un pequeño porcentaje (10%) de esparita.

El conjunto se interpreta como depósito palustre de escasa continuidad lateral, los cuales se ubicaban en una extensa llanura fangosa. Las secuencias muestran fases de instalación, relleno y colmatación de los pantanos.

En el caso de los materiales presentes en Uña, su aspecto e interpretación varían. Se trata de calizas *wackestone* con abundantes restos y crecimientos algales que se presentan como cuerpos delgados de apariencia tabular o ampliamente lenticulares. En ocasiones aparecen con estratificación cruzada planar o aspecto noduloso. Entre los estratos de calizas se intercalan niveles delgados de lignitos o de margas o *mudstones* carbonosos. En la base de las calizas se observan fragmentos de lignito. Su ordenación secuencial parece corresponder a ciclos caliza-marga o calizas-lignito (Ver Fig. 3b). Las calizas se presentan bastante recristalizadas, y son principalmente micritas en ocasiones con algo de esparita (15%) rellenando vacuolas.

Se interpretan como depósitos en áreas palustre-lacustres con una etapa basal de instalación (superficie erosiva, *lag* de fragmentos), una etapa de relleno (algas) y una etapa de ciénaga somera con restos vegetales y acumulación anóxica.

Las microfacies de las calizas de la Huerguina son biomicritas (*wackestones*) con estructuras de Algas Cianofíceas y resto de Characeas y Moluscos. En alguna muestra existen Ammodiscidos como *Ammodiscus* sp. y *Glomospira* sp.

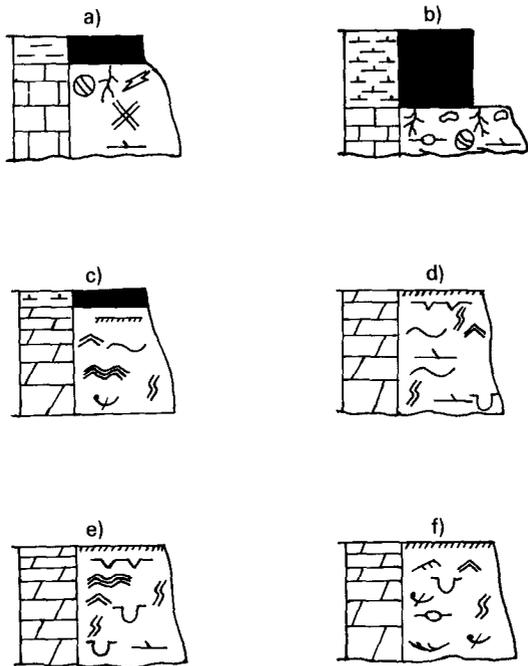
En las intercalaciones margosas se han reconocido abundantes charáceas, entre las que se han clasificado *Atopochara trivolvris trivolvris* GRAMB., *Atopochara trivolvris triqueta* GRAMB., *Globator trochiliscoides* GRAMB., *Pseudoglobator fourcadei* GRAMB. y *Flabellochara harrisi* (PECK) GRAMB. y Ostrácodos como *Cypridea propunctata* SILV.-BRADL., *Cypris pygmaea* ANDERSON, *Cypridea menevensis* (ANDERSON) y *Cypridea rotundata* (AND.), que nos permiten atribuir el conjunto de la facies Weald al intervalo Barremiense-Aptiense inferior.

1.3.2. Fm. Arenas de Utrillas (9). Albiense - Cenomaniense inferior.

Esta formación se encuentra generalmente muy recubierta por coluviones y derrubios de ladera, situándose bajo los resaltes morfológicos del conjunto dolomítico suprayacente. Se apoya a lo largo de la hoja sobre el Weald salvo en la Sierra Bascuñana y en el borde N, donde lo hace sobre distintos términos del Dogger.

Se ha estudiado en la sección de Las Majadas, donde afloran los 45 m. superiores. La potencia de la formación se puede cifrar en unos 90-100 m.

Se trata de arenas blancas y amarillentas de grano medio- grueso, caolíníferas, que presentan hiladas de cantos cuarcíticos de hasta 10 cm. de diámetro. Entre ellas se intercalan niveles de lutitas arenosas de colores rojizos y blancos.



LEYENDA

- | | |
|---|---|
|  Canales |  Grietas de desecación |
|  Ripples de oscilación |  Bioclastos |
|  Ripples de corriente |  Algas |
|  Estratificación nodulosa |  Charáceas |
|  Estratificación ondulada |  Huellas de Raíces |
|  Laminación cruzada planar |  Nódulos |
|  Laminación cruzada de surco |  Fisuras |
|  Laminación estromatolítica | |

Fig.3- Secuencias tipo de las Formaciones Calizas de la Huérguina (a y b), Dolomías de Alatoz (c y d) y Dolomías tableadas de Villa de Vés (e y f).

Al microscopio las arenas se presentan como de cuarzo (75-90%) y feldespato potásico (0-15%), teniendo como accesorios mica blanca y turmalina. Los granos se presentan como subangulosos-subredondeados. Algunas muestras presentan matriz caolinítica (0-10%) y/o cemento ferruginoso (0-10%).

Las arenas presentan sets de estratificación cruzada de tipo surco y planar a escala métrica, siendo las bases erosivas y canalizadas y organizándose en secuencias granodecrecientes. Son relativamente frecuentes los encostramientos ferruginosos en el techo de las capas. El conjunto de la unidad se interpreta como una llanura aluvial arenosa cercana a la costa generada por sistemas fluviales de baja sinuosidad, cabiendo la posibilidad de que su parte superior corresponda a un sistema de deltas de tipo destructivo sometidos a la acción de las mareas (CAPOTE *et al.*, 1982).

Esta formación carece de fósiles con valor cronoestratigráfico. Regionalmente se sitúa sobre materiales de edad Barremiense-Aptiense inferior, y por debajo de un Cenomaniense inferior datado, por lo que le atribuimos una edad Albiense sin descartar la posibilidad de que su techo pueda pertenecer al Cenomaniense inferior.

1.3.3. **Fm. Margas de Chera. Fm. Dolomías de Alatoz. Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves. Fm. Calizas Nodulosas de Casa Medina (10). Cenomaniense inferior - Turoniense inferior.**

La presente unidad cartográfica aflora extensamente en todo el ámbito de la hoja. Morfológicamente suele originar relieves en forma de muelas o cuestas complejas, con ocasionales *chevrons* en los dorsos de las mismas. Se ha estudiado en la serie de Villalba de la Sierra, completándose con observaciones y medidas en los afloramientos de la carretera de Las Majaldas a Villalba.

1.3.3.1. **Fm. Margas de Chera.**

Descansa directamente sobre la Fm. Arenas de Utrillas, con un contacto neto. Sobre un nivel de 0,2 m. de areniscas calcáreas bioturbadas aparecen 7 m. de margas arcillosas verdes con glauconita y 12 m. de las mismas margas con intercalaciones de niveles de dolomías bioturbadas con restos bioclásticos y con laminación de algas y *ripples*. En sus bases pueden aparecer superficies irregulares erosivas o huellas de carga.

Se ordenan en ciclos dolomías-margas y se interpretan como sedimentos de relleno de un *lagoon* somero con baja tasa de sedimentación, en la

disminución de los siliciclásticos representa la disminución de la influencia continental respecto a la Formación anterior.

No se ha encontrado ninguna fauna de interés cronoestratigráfico en esta unidad, aunque regionalmente (por ejemplo, en la vecina hoja de Zafrilla, 588) se han podido clasificar foraminíferos y ostrácodos que determinan una edad Cenomanense inferior para esta formación.

1.3.3.2. *Fm. Dolomías de Alatoz.*

Sobre la Formación anterior y de forma gradual se dispone esta otra con características de alternancia pero con menor contenido en margas. Se trata de una sucesión de 70 m. de dolomías grises y cremas en bancos bien estratificados de 0,2 a 1,8 m. con intercalaciones decimétricas a métricas de margas verdes, grises y beige. Al microscopio las dolomías se presentan como dolomicritas de textura fina a media, dolmitizadas en mosaico xeno a hipidiotópico o recristalizadas, y con vacuolas irregulares de disolución.

Las dolomías presentan estratificación paralela u ondulada con frecuentes superficies ferruginosas. La bioturbación, siempre presente, es de moderada a alta. También se han identificado laminaciones de algas y de *ripples*, huellas de carga y bases erosivas con estratificación cruzada en surco y *sets* de estratificación cruzada planar. Hacia techo de la sucesión aparecen huellas de emersión como grietas y brechas de desecación y estromatolitos con las láminas rotas.

La ordenación en secuencias (Fig. 3c, d) muestra los niveles dolomíticos con bioturbación y bioclastos en la base, pudiendo estar constituidos por bases canalizadas y estratificación cruzada. Por encima se sitúan facies con laminación y superficies de *ripples*, y a techo grietas de desecación, superficies ferruginosas y margas. Corresponden a secuencias de somerización en una plataforma interna sometida a la acción de las mareas (términos sub a intermareales). Las secuencias pueden mostrar amalgamación en los términos dolomíticos con desaparición de las margas del techo.

El contenido fósil de la formación es relativamente abundante, con restos de ostreidos, rudistas, braquiópodos, foraminíferos y algas, que en muchas ocasiones están disueltos apareciendo como porosidad móldica. Se han clasificado *Haplophragmoides platus* LEOBLICH., *Fabanella* sp. y *Nezzazata* sp., que señalan una edad Cenomaniense.

1.3.3.3. *Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves.*

Se dispone sobre la unidad anterior en tránsito normal, caracterizándose por la desaparición de los niveles margosos. Se trata de una sucesión de

dolomías bien estratificadas en bancos gruesos, a veces con aspecto masivo. La estratificación es planar, ondulada e incluso nodulosa. En ellas es difícil reconocer la textura original, aunque posiblemente se tratara de *wackstones* y ocasionalmente *packstones*. Se trata de dolomías finas o medianamente cristalinas, generalmente muy recristalizadas, con bioturbación poco intensa en toda la unidad y abundante porosidad móldica de disolución de bioclastos de bivalvos (Ostreidos y Rudistas). La potencia de la formación oscila entre 35 y 45 m.

En la base de la formación aparecen superficies ferruginosas de lavado, junto con laminaciones y superficies de *ripples*. Hacia la parte alta de la sucesión solo aparece la estratificación ondulada de aspecto noduloso, con bioclastos y bioturbación (Ver Fig. 4e, f). La interpretación de esta unidad es difícil dado el alto grado de dolomitización a que está sometida, la cual ha borrado la mayor parte de los rasgos sedimentarios, sin embargo, parece corresponder a condiciones similares a las de la unidad anterior (Dolomías de Alatoz), al menos en su parte inferior, donde se mantienen los *ripples* y laminaciones, con ordenación similar. La parte superior parece corresponder a sedimentación en una plataforma interna bajo condiciones submareales pero dentro del nivel de acción de oleaje y mareas.

El contenido paleontológico de la formación asimismo está muy borrado por la intensa dolomitización. Además de sombras de lamelibranquios, equinodermos, ostrácodos y briozoos se ha podido clasificar *Tritaxia* sp., y *Epiroplectamina* sp., lo cual apoyado por consideraciones regionales nos hace atribuir el conjunto de la unidad al Cenomaniense superior, siendo posible que llegue a alcanzar el Turoniense inferior.

1.3.3.4. **Fm. Margas de Casa Medina.**

Esta nueva formación se dispone sobre la subyacente mediante un tránsito neto. Corresponde a un conjunto de dolomicritas y biomicritas *wackestone* nodulosas y bioturbadas, a veces algo margosas, y con un leve contenido de terrígenos finos (tamaño limo). La potencia que presentan es de 15 m. Al microscopio las muestra se presentan como dolomicritas en mosaico hipi-idiotópico de dolomita, con zonas muy locales de calcita intercristalina asociadas a microfracturas.

Esta formación se presenta como una sucesión homogénea que se interpreta como depósitos de plataforma externa no demasiado profunda.

Generalmente la formación presenta abundantes y variados restos fósiles. En el perfil de Villalba de la Sierrra la dolomitización los ha borrado, pero en otras zonas de esta región se identifican Foraminíferos planctónicos y bentónicos, Briozoos, Gasterópodos, Bivalvos, Ammonites, Corales, Equínidos

Braquiópodos, etc., que permiten atribuir la edad de la formación al Turoniense inferior. Por tanto, el conjunto de la unidad cartográfica corresponde al intervalo Cenomaniense inferior-Turoniense inferior.

1.3.4. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (11). Turoniense.

Sobre las calizas nodulosas de Casa Medina se sitúan los resaltes morfológicos característicos de la Serranía de Cuenca, correspondientes a bancos de dolomías masivas de la Ciudad Encantada. Dan lugar a cuestas y escarpes con un modelado ruiforme típico.

La potencia oscila entre 20 y 30 m., por encima de los cuales se disponen unos 10 m. aproximadamente de dolomías bien estratificadas y tableadas.

Dentro del cuerpo masivo, generalmente muy recristalizado, se reconocen en algunos puntos (perfil de Villalba de la Sierra) fantasmas de Rudistas, que pueden llegar a ser frecuentes, constituyendo pequeños *mounds*. En otros lugares (Muela de Uña) se observan texturas originales de calcarenitas, dentro de las dolomías recristalizadas, las cuales presentan estratificación cruzada a gran escala. En el tramo estratificado del techo de la unidad se reconocen algunas laminaciones de algas y *ripples*, bioturbación intensa y superficies ferruginosas con tubos y pistas, además de algunos restos bioclásticos.

A partir de los datos obtenidos y de las interpretaciones de carácter regional se pueden deducir 3 asociaciones de facies. La primera agrupa a los montículos de Rudistas con acumulación de fango por efecto "*baffle*", además de las facies bioclásticas asociadas y las bioturbadas protegidas. La segunda incluye las calcarenitas con estratificación cruzada mostrando grandes superficies de reactivación las cuales constituirán barras (*sand-waves*) que migrarían bajo condiciones energéticas altas. Por último la asociación de techo muestra las facies más protegidas y someras con señales de mareas y oleaje. Se trataría, pues, de una plataforma interna en condiciones de energía moderada a alta en la que tendrían lugar las bioconstrucciones de Rudistas y el desarrollo de grandes barras submareales. Estas constituirían una barrera discontinua con amplia comunicación, lo cual dejaría unas facies protegidas que progradarían sobre el complejo *mounds-barras* produciendo en su conjunto una secuencia de somerización.

No se ha podido clasificar fauna con interés cronoestratigráfico dentro de la formación. Por correlación con otras zonas de la Cordillera Ibérica se le atribuye una edad Turoniense.

1.3.5. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (12). Turoniense sup.-Coniaciense inferior.

Afloran mediante un contacto transicional sobre la unidad cartográfica anterior. Morfológicamente se sitúan en los dorsos de las cuestas originadas por las Dolomías de la Ciudad Encantada, dando en ocasiones formas de *chevron*.

Se trata de una serie con unos 20 m. de espesor de dolomías tableadas y/o brechas dolomíticas de espesor decimétrico con intercalaciones de margas verdes y grises. Corresponden a los términos inferiores de la Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera.

Las dolomías presentan estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, laminaciones de algas y costras ferruginosas mal desarrolladas. Se interpretan como sedimentos de una plataforma abierta bajo condiciones de tipo inter mareal o incluso supramareal.

El contenido faunístico de la formación es muy pobre, no habiéndose podido clasificar ninguna fauna con interés cronoestratigráfico. Atribuimos tentativamente a la presente unidad cartográfica una edad Turoniense superior - Coniaciense inferior, de acuerdo con los datos paleontológicos obtenidos en zonas próximas hacia el E y SE de la hoja.

1.3.6. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (p.p.). Fm. Brechas de Cuenca (13). Coniaciense-Campaniense.

Estas dos formaciones, diferenciable en otras zonas de la Serranía de Cuenca y de los Montes Universales, se muestran en esta hoja como una sola unidad litológica masiva de brechas dolomíticas muy recristalizadas, salvo la parte inferior de las Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera, correspondiente a la unidad cartográfica anterior. Morfológicamente a menudo se pueden diferenciar en el ámbito de la hoja de Las Majadas dos resaltes o conjuntos de brechas que podrían correlacionarse hacia otros sectores hacia el N y E con las de dos formaciones citadas, e incluso con una cuña intermedia de dolomías bien estratificadas en cuerpos lenticulares. Pese a ello, se ha creído conveniente cartografiarlas en una sola unidad.

Se trata de una sucesión de brechas dolomíticas recristalizadas, a veces oquerosas, con restos de estratos sin brechificar e intercalaciones de margas dolomíticas, la cual se presenta con una potencia mínima de 150 m. entre Las Majadas y Villalba y máxima de 250-300 m. entre la Ciudad Encantada y Villalba de la Sierra. Al microscopio se presentan como micritas, dolomicritas y dedolomicritas recristalizadas. Las dolomicritas incluyen abundantes vacuolas de disolución de sales o bioclastos, a veces rellenas de

calcita. Las dedolomicritas se presentan en mosaicos xenotópicos de calcita de dedolomitización.

En los fragmentos y bloques sin brechificar y en algunos de los cantos no dolomitizado es posible reconocer texturas y estructuras originales de la roca. Así, junto a abundantes huecos de disolución (sales, bioclastos) se han identificado laminaciones de algas, porosidad fenestral, estructuras *chicken-wire*, moldes de evaporitas, niveles de encostramientos ferruginosos además de bioturbación, huellas de carga y *ripples*.

Todas estas características faciales permiten reconstruir un medio de sedimentación de *lagoon somero* en clima árido. Estarían representadas áreas supramareales con depósitos evaporíticos, los cuales progradarían y adquirirían un desarrollo importante. Las evaporitas (anhidritas) podrían haber sido posteriormente lavadas por entrada de agua dulce, lo cual provocaría su disolución y la brechificación del conjunto por colapso. La extraordinaria importancia de las evaporitas en la zona de Las Majadas podría haber sido la causante del enmascaramiento de posibles niveles intermedios no evaporíticos dentro de la brechificación general.

Las características de intensa dolomitización y recristalización de la presente unidad han borrado por lo general los fósiles preexistentes, apareciendo en algunas de las muestras sombras de ostrácodos, moluscos y foraminíferos. Sin embargo, se han podido clasificar en una biomicrita los siguientes: *Moncharmontia appenninica* DE CASTRO, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), *Scandonea* cf. *samnitica* DE CASTRO, *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Favreina* cf. *murciensis* FAVRE, *Rotalina* cf. *cayeuxi* LAPP., *Acicularia elongata* CAR, y Miliolidos. Hacia techo de la formación también se ha encontrado *Platychar* sp. Se atribuye el conjunto de la unidad cartográfica al intervalo Coniaciense - Campaniense.

1.3.7. Fm. Margas, Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra (14). Campaniense superior - Eoceno.

Esta formación aflora en la hoja en una banda de dirección N-S, bordeando el extremo occidental de la serranía de Cuenca. Asimismo se conservan dos pequeños retazos en la Sierra Bascuñana (esquina SO) y en el sinclinal de La Alconera (esquina NE). Morfológicamente se sitúa en los dorsos de las cuestas originadas por las Brechas de Cuenca, dando lugar a un paisaje acaravado de barrancos de incisión lineal. Además de Formación de Villalba, ha recibido las denominaciones de Facies Garum y Garumniense.

Para el estudio de la unidad se ha podido levantar el perfil del Barranco de la Hoz, al S de la localidad de Portilla, (ver Doc. Complementaria) y se han

llevado a cabo observaciones parciales en el Barranco de la Hoceguilla, al N de Villalba, y en las proximidades de la central hidroeléctrica al E de la misma localidad. En todos los casos, la potencia de la formación se sitúa entre los 115 y 150 m., siendo su límite inferior neto y el superior erosivo. Está formada por arcillas y margas amarillentas y blanquecinas con intercalaciones de niveles micríticos y dolomíticos discontinuos, en ocasiones brechificados. Hacia su parte media y hacia techo se identifican pequeñas intercalaciones discontinuas de yesos que pueden aparecer localmente como bancos compactos con un espesor apreciable (Barranco de la Hoceguilla).

Dadas las características litológicas de la unidad, no se han podido observar estructuras sedimentarias. Sin embargo, contiene abundantes charáceas y ostrácodos, así como restos de huevos de Dinosaurios, lo cual, unido a la litología y a los datos regionales, nos permiten interpretarla como depositada en ambientes de marismas con etapas áridas (evaporitas).

Micropaleontológicamente se ha podido determinar en la parte inferior del perfil del Barranco de La Hoz la siguiente asociación: *Saportanella maslovi* GRAMB., *Strobilochara biallardi* GRAMB., *Sphaerochara perlata* (PECK y REKER), *Platychara aff. cristata* GRAMB., *Strobilochara aff. compta* GRAMB., *Strobilochara truncata* GRAMB., y *Platychara aff. peltata* GRAMB. que define el Maastrichtiense. Hacia el techo, aparecen las charáceas *Maedleriella mangeloti* GRAMB., *Maedleriella sp.*, *Harrisichara lineata* GRAMB., *Nitellopsis (Tectochara) cf. major* (GRAMB.) y *Raskyella sp.* del Eoceno medio, por lo que atribuimos la formación al Campaniense superior-Eoceno.

1.4. Terciario

1.4.1. Arenas conglomeráticas y arcillas (15). Eoceno.

Esta unidad aflora en una estrecha banda N-S a lo largo de los valles del Río Villalbilla y del Júcar, salvo en la zona S de la hoja, donde no aparece por erosión bajo la formación suprayacente. Morfológicamente da lugar a un pequeño resalte sobre los materiales de la facies Garum, aunque sus condiciones de afloramiento a lo largo de la hoja son malas, debido a los recubrimientos.

Ha sido estudiada en la sección de Ribatajada, en la vecina hoja de Fuertescusa (564), donde se han medido 60 m. de arcillas anaranjadas y rojizas con intercalaciones de conglomerados de cantos cuarcíticos y calizos de hasta 7 cm. de diámetro, y de areniscas de grano grueso. Hacia la parte superior de la unidad se sitúan algunos niveles de calizas de aspecto travertino de hasta 0,5 m. de espesor.

Los conglomerados presentan las bases canalizadas, y las areniscas tienen estratificación cruzada. Todas las características faciales de la formación nos hace atribuirle a ambientes fluviales de cauces rectilíneos, con un desarrollo amplio de las facies de llanura de inundación, las cuales hacia el techo de la formación presentan niveles de carbonatos edáficos.

No se ha clasificado fauna en estos niveles, los cuales atribuimos tentativamente por consideraciones regionales al Eoceno.

1.4.2. Conglomerados silíceos, areniscas y arcillas rojas (16). Eoceno Sup. Oligoceno.

Aflora esta unidad en el tercio occidental de la hoja, bordenado el núcleo sinclinal de Mariana. Morfológicamente da lugar a cuestas complejas con resaltes abundantes correspondientes a líneas de capas duras.

Se ha estudiado en la sección de Pinos Rodenos, al E del núcleo de Mariana, donde se ha medido un espesor de unos 150 m., aunque no se ha podido observar la base de la unidad. Litológicamente está constituida por una alternancia de conglomerados de cantos silíceos y minoritariamente calcáreos de centil hasta 15 cm y de areniscas de grano medio y grueso de colores ocre y amarillentos, con arcillas rojas y pardas que eventualmente pueden presentarse edafizadas (aspecto de pseudogley), e incluir algún delgado nivel de carbonatos edáficos. Los niveles conglomeráticos son mayoritarios en la mitad inferior de la serie, mientras que hacia techo los niveles detríticos tienen menor espesor y disminuye su tamaño de grano. Al microscopio, las areniscas se presentan formadas por granos subangulosos de cuarzo (30-50%), feldespato potásico (10-20%) y fragmentos de rocas calizas (0-20%). Como accesorio aparece turmalina, y en alguna muestra, circón. El cemento generalmente es calcáreo, constituyendo del 25 al 45% de la roca, y eventualmente silíceo (30%).

Sedimentológicamente, los niveles detríticos gruesos se presentan con base canalizadas, y rellenos de estratificación cruzada de surco y planar y laminaciones de *ripples*. En ocasiones, los canales aparecen amalgamados. Hacia techo se hacen abundantes delgados niveles de areniscas finas de amplia continuidad lateral y con una estructura interna con laminación paralela en la base y *ripples* a techo, correspondientes a depósitos de *crevasse*. Son también relativamente frecuentes los niveles de suelos calcimorfos o de calizas con gasterópodos intercalados en las facies arcillosas. En conjunto, se atribuye la unidad a ambientes fluviales con canales de tipo anastomoso y un amplio desarrollo de las facies de llanura de inundación, las cuales incluyen abundantes depósitos de desbordamientos y niveles edáficos.

Las ausencias de fósiles determinativos ha impedido la datación precisa de estos materiales. Tentativamente los atribuimos al Eoceno Sup. Oligoceno.

1.4.3. Conglomerados calcáreos masivos, arenas (17). Oligoceno-Mioceno.

Esta unidad se localiza en el centro del sinclinal de Mariana, así como en pequeños afloramientos en la margen izquierda del río Jucar. Morfológicamente origina cuevas y líneas de capa dura, además de algunos escarpes en los términos más conglomeráticos.

La escasez y mala calidad de los afloramientos ha impedido la obtención de perfiles detallados. Litológicamente se presenta hacia la base de la serie un potente paquete de pudingas con cantos principalmente de calizas y dolomías y algunos de cuarcita, de hasta 30-40 cm. de diámetro máximo y con abundantes cicatrices erosivas internas. El espesor de estos conglomerados es máximo hacia el ESE de Mariana, donde alcanzan varias decenas de metros, adelgazándose rápidamente hacia el N, hasta quedar reducido a uno o varios niveles de 2-4 m. alternantes con finos. Por encima y en cambio lateral se dispone una serie detrítica más fina, compuesta por areniscas de colores cremas y beige, con morfologías de canal, limolitas arenosas pardas y arcillas que en su parte superior incluye niveles de margas verdes y blancas.

En conjunto, la unidad se interpreta como una megasecuencia de evolución desde zonas proximales de abanicos aluviales hacia facies fluviales de baja sinuosidad.

Esta formación reposa discordantemente sobre la anterior y se le atribuye edad Oligocena por correlación con depósitos similares de la Depresión Intermedia.

1.4.4. Margas y calizas lacustres (18). Mioceno

Corresponde esta unidad a un pequeño afloramiento, parcialmente enmascarado por depósitos coluviales, que se sitúa en los alrededores de la localidad de Mariana.

Se trata de un conjunto de margas grises y amarillentas de 10 a 20 mts de potencia con delgadas intercalaciones de calizas lacustres que representan el desarrollo de charcas efímeras dentro de una amplia llanura aluvial.

Por consideraciones regionales y posición stratigráfica atribuimos una edad miocena sin más precisiones para estos depósitos.

1.5 CUATERNARIO

1.5.1 Coluviones encostrados (19). Abanicos aluviales. Pleistoceno

Se localizan en la desembocadura de los barrancos que se encajan en la parte E de la Sierra Bascaña (Esquina SO de la hoja).

Corresponden a bloques de calizas y dolomías en una matriz arcillosa encostrados por un cemento calcáreo. Morfológicamente presentan superficies planas de escasa pendiente (2-3%).

1.5.2. Cantos y arenas (20). Glacis. Pleistoceno.

Afloran en la esquina NW de la hoja. Litológicamente se presentan como cantos cuarcíticos bien redondeados (heredados del Oligoceno) en una matriz areno-arcillosa escasamente cementada. Corresponden a las zonas de raíz de morfologías de tipo glacis que se presentan muy degradadas por la erosión.

1.5.3. Cantos y arenas encostradas (21-25). Terrazas. Pleistoceno y Holoceno

Se sitúan a lo largo del cauce de los ríos Villalbilla y Jucar, en este último a partir de su salida de la Serranía en el Ventano del Diablo.

La unidad 21 está formada litológicamente por cantos redondeados de cuarcitas, dolomías y calizas en una matriz arcillo-arenosa cementada por carbonatos. Tiene un espesor de unos 5 m., y se encuentran a unos 25 m. sobre el cauce actual de los ríos. Las unidades 22-25 tienen la misma composición litológica, pero el grado de cementación es menor. Corresponden a las terrazas inferiores, situadas a unos 4-5 m. sobre el lecho de los ríos.

Las terrazas antiguas se atribuyen al Pleistoceno y las más bajas al Holoceno.

1.5.4. Bloques dolomíticos (22). Desplomes y derrubios de ladera. Holoceno.

Estos materiales se sitúan al pie de los cantiles casi verticales que generan principalmente los materiales del Cenomaniense o del Turoniense sobre los más blandos de la facies Utrillas, aunque a veces se encuentran sobre el Keuper y corresponden a las brechas de Lías. Corresponden a desplomes y derrumbes de masas de material en ocasiones importantes, los cuales originan bloques dolomíticos de gran tamaño envueltos en una matriz arcillo-arenosa. Alguno de ellos es bastante reciente, como lo demuestra lo poco

alterado de las cicatrices de despegue. Les atribuimos pues, una edad Holoceno.

1.5.5. Cantos y arenas (23). Conos de deyección. Holoceno.

Se encuentran en la salida de algunos barrancos hacia el cauce del río Mariana (parte SO de la hoja) y del Arroyo de la Cañada en las proximidades de Ribatajadilla (esquina NO). Estos depósitos están constituidos por arenas y arcillas englobando cantos redondeados de cuarcita, y presentan una morfología de conos de deyección.

1.5.6. Tobas calcáreas (24). Holoceno.

Se agrupan en esta unidad los depósitos travertínicos con abundantes restos vegetales (ramas, troncos y cañas) que se sitúan en la salida de algunos manantiales y constituyen también el cierre de la laguna de Uña. Se han cartografiado los principales, en los alrededores de Uña y en el Valle del Cambrón.

1.5.7. Arenas con cantos (26). Aluviales. Holoceno.

Constituyen los fondos de valle de numerosos ríos y arroyos de la hoja. Se han cartografiado exclusivamente los de mayor entidad. Litológicamente están constituidos por gravas cuarcíticas y calcáreas redondeadas con una matriz arena-limo arcillosa.

2. TECTÓNICA

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

El área comprendida en al hoja de Las Majadas se encuentra situada estructuralmente en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica fue clasificada por JULIVERT et al. (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoicos y terciarios, no presenta los característicos de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece además de metamorfismo, y la actividad magmática, si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cordillera Ibérica o Cadena Celtibérica ha sido interpretada como una estructura de tipo aulacógeno (ALVARO et al., 1978), desarrollada por distensión desde el Trias hasta finales del Jurásico. La individualización de la Cordillera Celtibérica tiene lugar a comienzos de Mesozoico, evolucionando como un graben complejo dispuesto transversalmente al margen bético-baleár. Esta disposición estaba preconfigurada en cierto

modo por la existencia de una trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones NO-SE y NE-SO.

Durante el Triásico inferior y medio el aulacogeno celtibérico es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas tardihercínicas que se rellena con sedimentos clásticos y se colmata con depósitos carbonatados de la facies Muschelkalk.

El Trias superior corresponde a la etapa de transición de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica, que se mantendrá hasta finales del Jurásico con sedimentación carbonatada.

El Cretácico inferior corresponde a un nuevo periodo de *rifting* en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. Dos etapas de actividad tectónica (movimientos neokiméricos y austríacos) introdujeron importantes cambios paleogeográficos relacionados con movimientos verticales. El Cretácico superior es una época que corresponde al periodo de subsidencia térmica subsiguiente, reinstaurándose de nuevo la sedimentación carbonatada.

Durante el Paleogeno y el Mioceno inferior, la Cordillera Ibérica fue deformada por los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península Ibérica desde las zonas móviles pirenaica y bética. La deformación es polifásica y el estilo tectónico, de zócalo y cobertera. Hay evidencia, a escala de la Cadena de tres fases de compresión de dirección NO-SE, NE-SO y ENE-OSO a NO-SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues, cabalgamientos y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres.

A partir del Mioceno medio la región estuvo sometida nuevamente a una tectónica extensional, con reactivación de las fallas preexistentes, formación de nuevas estructuras y sedimentación en fosas interiores y depresiones periféricas. Son frecuentes las huellas de actividad tectónica reciente en las fosas neógenas internas, siendo observables localmente señales de una relativamente intensa neotectónica intracuaternaria.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Las Majadas, como la del Conjunto de la Cordillera Celtibérica, está controlada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria, y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

La zonación tectónica de los materiales de la Hoja es común a todo el ámbito de la Cordillera: el *zócalo* paleozoico, no aflorante, compatimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas y un *tegmento* igualmente no aflorante en esta Hoja, constituido por el Buntsandstein y el Muschelkalk

que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo con el que se comporta de manera solidaria. El *nivel de despegue* regional está constituido por las margas y evaporitas del Keuper que individualiza el tegumento de la cobertera, permitiendo que ésta haya deslizado y se deforme independientemente durante la estructuración.

La *cobertera* está constituida por el resto de los materiales mesozoicos y peleógenos, y es un conjunto esencialmente calcodolomítico de unos 1.000 metros de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión, y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales del Terciario inferior van asociados a la cobertera jurásico-cretácica y aparecen plegados con ella.

Los depósitos postorogénicos son escasos y quedan limitados a la depresión de Mariana.

La estructura de la Hoja de Las Majadas ha sido descrita anteriormente por MELENDEZ, F., (1971) y VIALARD (1973) en sus Tesis Doctorales.

2.2.1. Dominios estructurales.

En el territorio que comprende la Hoja de Las Majadas se pueden diferenciar dos dominios con características estructurales propias: La Serranía de Cuenca y el sinclinorio de Mariana.

El *dominio de la Serranía de Cuenca* ocupa los dos tercios orientales de la hoja y corresponde a materiales mesozoicos.

El estilo tectónico de este dominio está definido por la cobertera jurásico-cretácica despegada del tegumento a nivel del Keuper y plegada según las directrices ibéricas. Existe una cierta disarmonía estructural entre las estructuras que afectan a los materiales jurásicos y a los cretácicos. Los primeros presentan pliegues más apretados y de menor tamaño que los materiales cretácicos. Estos se caracterizan por estructuras de mayor radio de curvatura. Este fenómeno se debe a que la longitud de onda de los pliegues ha estado condicionada por el espesor de las capas de la serie estratificada (decimétrico en el Jurásico, métrico o masivo en el Cretácico Superior), y a la existencia de varios niveles incompetentes intercalados que han individualizado la deformación permitiendo la disarmonía (la Fm. margas de Turmiel, la Facies Weald y la Fm. Utrillas).

Las estructuras de plegamiento de este dominio están caracterizadas por el desarrollo de pliegues de rumbo NO-SE, variando desde NNO-SSE a ONO-ESE. La estructura general es muy suave, con buzamientos inferiores a 30°.

En el sector NE de la hoja el elemento estructural más notable es el *cabalgamiento de Los Corzos*, de rumbo NO-SE y vergencia al NE. Presenta un buzamiento de unos 50 a 60 ° hacia el SO y un salto estratigráfico de unos 300 metros. El bloque hundido corresponde al *sinclinal de La Alcolea*, que aloja depósitos garumnenses en el núcleo. El bloque cabalgante es el *anticlinal de Los Corzos*, pliegue asimétrico con vergencia hacia el NE y Lías aflorante en el núcleo.

Hacia el SO y mediante *falla y el sinclinal de Maillo* se pasa a la estructura más característica de la hoja, la Cubeta sinclinal de la Muela de la Madera. Se trata de un sinclinal de dirección NO-SE desarrollado esencialmente en calizas y dolomías del Cretácico superior. Sus dimensiones (8 × 12 kms) le confieren la geometría de una cubeta, que fue interpretada por MELÉNDEZ, F. (1971) como de origen salino. Su estructura es sencilla, con buzamientos muy suaves en ambos flancos, que no suelen sobrepasar los 10°. Al NO y SE de la Muela se desarrollan pliegues de dirección ONO-ESE a E-O.

El *anticlinal de la Hoya de las Cortezas* está situado al Norte y aparece afectado por varias fallas longitudinales y transversales a su rumbo. Se desarrolla en Calizas liásicas, llegando a aflorar el Keuper en su núcleo.

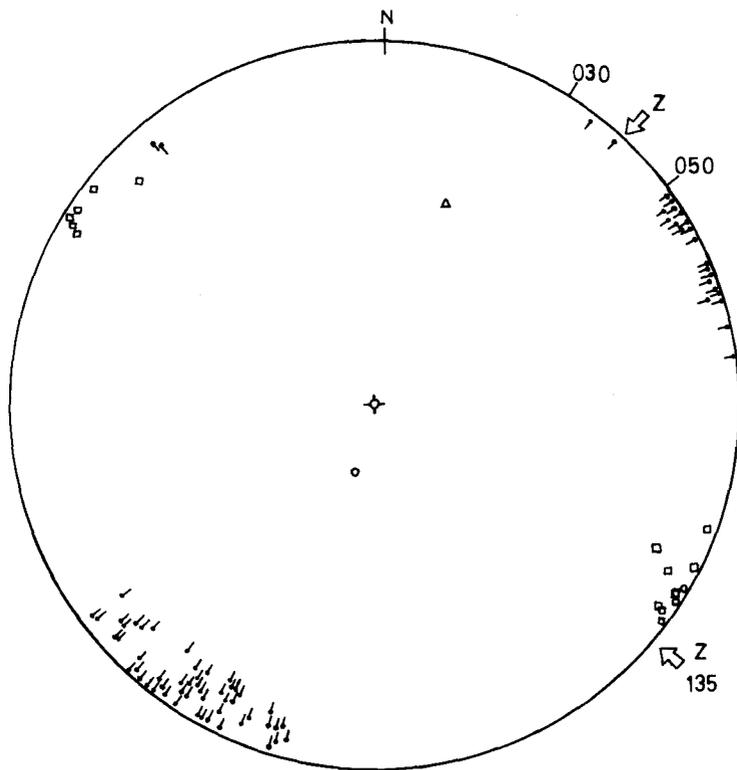
Al SE de la Muela los *pliegues de Las Salinas* afectan al Lías y al Dogger y son pliegues muy suaves.

Al Oeste de la Cubeta de la Muela de la Madera se extiende una franja de terrenos jurásicos, y fundamentalmente cretácicos caracterizados por presentar pliegues muy suaves de rumbo NNO-SSE a N-S. Hacia el Sur se atenúan hasta desaparecer prácticamente en la *zona tabular de la Ciudad Encantada*.

El límite occidental del Dominio de la Serranía está constituido por una flexión de rumbo N-S, la flexión del *Ventano del Diablo*, mediante la cual todos los terrenos mesozoicos se sumergen progresivamente hacia el Oeste bajo los depósitos terciarios del Dominio del Sinclinorio de Mariana.

La fracturación es poco importante en este dominio. Exceptuando el cabalgamiento de Los Corzos, ligado al plegamiento, las fallas más importantes son la *falla de Barbarija* y la *falla del Boquerón*, situadas en el sector oriental de la Muela de la Madera. Tienen una longitud de 7 a 9 Kms. y dirección NNO-SSE. Su trazado y las fallas asociadas sugieren un movimiento normal con cierta componente de desgarre. En el borde SE de la hoja la *falla del Barranco de la Lobera* presenta unas características similares, aunque su dirección es algo más norteada. El resto de las fallas existentes en este dominio es de escaso desarrollo longitudinal y salto, disponiéndose paralela y transversalmente a las estructuras de plegamiento.

Las calizas del Miembro Casinos de la Formación Carbonatada de Chelva con frecuencia contienen estilolitos tectónicos y grietas de tracción. Las



LEYENDA

- ← Picos estilolíticos
- Grietas de Tracción
- Estratificación
- △ Falla inversa

Fig.4- Orientaciones de microestructuras en las calizas jurásicas.

medidas realizadas en varios puntos de la Hoja indican una dirección de acortamiento media 045, congruente con las macroestructuras descritas (Figura 4). Localmente las direcciones de acortamiento varían entre 030 y 050. Generalmente no existen microestructuras que señalen otra dirección de compresión, como es frecuente en otros sectores de la Cordillera Ibérica. Solamente en una estación se han encontrado algunos estilolitos transversos que indican un acortamiento en dirección 135, sin que sea posible establecer las relaciones cronológicas con las de dirección 045 que las acompañan.

El *Dominio del Sinclinorio de Mariana* corresponde al sector occidental de la Hoja. Es un gran sinclinorio de dirección submeridiana que se extiende fuera del marco de la Hoja de Las Majadas, ocupado por depósitos terciarios. El flanco oriental corresponde a la flexión del Ventano del Diablo, mediante la que los materiales mesozoicos se hunden bajo el Terciario con buzamientos de 10 a 30°. El flanco occidental es la Sierra de Bascuñana, un estrecho anticlinal de dirección NNO-SSE que aparece sólo en la esquina SO de la hoja.

El núcleo del sinclinorio está ocupado por varios centenares de metros de depósitos continentales paleógenos que se apoyan discordantemente sobre la "Facies Garumn". El Paleógeno presenta buzamientos suaves, de 10 a 30°, que se amortiguan hacia el eje de la estructura, y presenta pliegue suave tanto en sus flancos (zona al Sur de Villalba de la Sierra) como en el núcleo (borde septentrional). Estos pliegues son fosilizados por los depósitos neógenos, que son discordantes sobre el Paleógeno y a su vez también están ligeramente plegados.

El *anticlinal de la Sierra de Bascuñana* aparece en superficie como un pliegue simétrico desarrollado sobre materiales cretácicos, aunque llega a aflorar el Jurásico en su núcleo. En realidad el afloramiento visible es la culminación de un anticlinal vergente hacia el Oeste, posiblemente un pliegue-falla.

La culminación y el flanco oriental están afectadas por fallas normales, siendo la más notable la del flanco, que constituye el límite con el sinclinorio terciario.

2.3 CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES.

2.3.1. Los movimientos mesozoicos.

Desde el comienzo del Mesozoico el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Celtibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que

condiciona la sedimentación triásica y jurásica primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Durante el Cretácico inferior tuvieron lugar una serie de acontecimientos que interrumpieron esta evolución y que han sido señalados por todos los autores que estudian la Cordillera. Son los movimientos Neokiméricos y Austricos.

En el sector de la Hoja de Las Majadas los depósitos wealdenses de carácter esencialmente continental descansan discordantemente sobre diferentes niveles del Jurásico, e incluso faltan en algunas zonas (Sierra de Bascuñana), apoyándose entonces las "Arenas de Utrillas" directamente sobre el Jurásico.

El plegamiento aparentemente más intenso del Jurásico ya se ha demostrado que tiene un origen mecánico y se origina durante la Tectogénesis Alpina. En ningún caso se han encontrado pliegues en materiales jurásicos biselados y fosilizados por la Facies Weald o la Fm. Utrillas. Por todo ello, y en base también a lo que sucede en otros puntos de la Cadena Celtibérica las discordancias neokimérica y austriaca se interpretan como causadas por una tectónica de bloques verticales mejor que debidas a una fase de plegamiento. Esta segunda interpretación fue aplicada a este sector por MELÉNDEZ, F. (1971), mientras que VIALLARD (1973) ya adopta el punto de vista de acontecimientos distensivos.

Una etapa de distensión acentuada durante el Cretácico inferior produjo movimientos diferenciales de bloques del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas, principalmente las de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertera jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monoclinales (pliegues mediante *bending*) y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su historia diapírica. Esta interpretación de los movimientos neokiméricos explica satisfactoriamente los fenómenos observados en el marco de la Hoja de Las Majadas. En ella la Facies Weald se apoya sucesivamente en franjas de materiales jurásicos de orientación NO-SE progresivamente más antiguos hacia el NE. En el sector Sur de la Serranía se apoya sobre las Dolomías de la Formación Carbonatada de Chelva, y hacia el NE pasa a descansar sobre el Miembro Casinos, la Formación Turmiel y el Lías medio y de nuevo la Formación Turmiel hacia la Sierra de Albarracín. Este dispositivo configura a la zona del cabalgamiento de Los Corzos como una zona elevada en esta época que posiblemente coincide con una fractura en el zócalo paleozoico. La geometría de este dispositivo se desconoce bajo el sinclinorio de Mariana, y el Weald está ausente en la Sierra de Bascuñana.

La interpretación adoptada también es acorde con la de CAPOTE *et al* (1982) para el sector NO de la Rama Castellana y la de ALVARO *et al* (1979) para el Conjunto de la Cadena.

Durante los movimientos Aústricos se mantiene el mismo mecanismo de deformación. Algunos dispositivos mantienen su actividad, aunque pueden invertir el sentido del movimiento.

Desde el punto de vista cronológico, en el sector de la Hoja de Las Majadas los movimientos kiméricos tuvieron lugar durante el Dogger y el Barremiense, aunque por criterios regionales este intervalo puede reducirse a Portlandiense-Barremiense. Los movimientos austríacos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la Placa Ibérica. La fase neokimérica marcó el inicio del proceso de *rifting* y la austríaca la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

2.3.2. La tectogénesis alpina.

Es difícil establecer una cronología exacta de las etapas de la tectogénesis alpina en este sector de la Cordillera debido a la ausencia de registro sedimentario datado paleontológicamente.

En el sinclinatorio de Mariana la serie paleógena, de edad probable Eoceno superior-Oligoceno inferior, es discordante sobre los depósitos del Cretácico terminal y aparece a su vez plegada. Sobre ella se disponen otros depósitos continentales, posiblemente de edad Mioceno inferior, que fosilizan pliegues del Paleógeno y están a su vez suavemente plegados.

En otros sectores de la Cordillera se han descrito estructuras de plegamiento de rumbo NE-SO atribuibles a una fase de deformación situada al final del Cretácico o intraeoceno. En la hoja de Las Majadas no se han encontrado macroestructuras que puedan atribuirse a esta fase, que tal vez afectó al sector de manera suave, provocando su elevación como indica la continentalización de la secuencia estratigráfica y la discordancia entre el Paleógeno y el Cretácico. Los estilolitos tectónicos medidos entre Villalba y Las Majadas que indican una dirección de acortamiento NO-SE posiblemente se generaron durante esta fase de deformación.

Las estructuras de plegamiento del Dominio de la Serranía de Cuenca corresponden a los principales en el conjunto de la Cordillera Celtibérica, de edad finioligocena (Fase Castellana, PÉREZ GONZÁLEZ *et al*, 1971). La secuencia de acontecimientos más probable en este sector posiblemente fue el despegue y desplazamiento del conjunto de la cobertera con respecto al zócalo y su tegumento, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en la cobertera. En el sinclinatorio de Mariana esta fase queda registrada por la discordancia entre el Paleógeno y los depósitos atribuidos al Mioceno inferior. Las microestructuras de las calizas jurásicas de la Serranía corresponden a esta fase, e indican una compresión NE-SO (045).

En el conjunto de la Cordillera también se ha citado otra fase de plegamiento en el Mioceno inferior-medio (Fase Neocastellana, AGUIRRE *et al*, 1976) que afecta a depósitos de edad Oligoceno superior-Mioceno Inferior y que genera estructuras de direcciones variables de NNO-SSE a ENE-OSO, siendo la primera la más importante en la zona externa de la Rama Castellana. En la Hoja de Las Majadas esta fase es la responsable del plegamiento de los depósitos terciarios más modernos del Sinclinatorio de Mariana, así como de la configuración submeridiana final de esta estructura y de la Sierra de Bascuñana.

La evolución tectónica de la región finaliza con las etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. VIALARD (1973) distingue una primera etapa de fracturación longitudinal NO-SE, que data como pre-Vindoboniense y que posiblemente se inició al finalizar el plegamiento por efecto de relajación. En la Hoja esta etapa sería la responsable de las escasas fracturas existentes paralelas a los pliegues.

La segunda etapa de fracturación corresponde a una fase de distensión importante, con estiramiento en dirección NO-SE a ONO-ESE, que aunque debió alcanzar su climax durante el Mioceno superior y el Plioceno tal vez pudo iniciarse ya durante el Mioceno inferior. Es identificable con la fase iberomanchega de AGUIRRE *et al* (1976) y sería la responsable de las fallas de Barbarija, Boquerón y Barranco de la Lobera de rumbo NNE-SSO a N-S, que se superponen a las estructuras de plegamiento.

3. GEOMORFOLOGÍA

Siguiendo las especificaciones técnicas del IGME se ha realizado un mapa geomorfológico a escala 1:50.000. Acompañando a esta memoria se presenta una reducción del mismo, a escala aproximada 1:100.000.

En la hoja de Las Majadas, se distinguen dos dominios geomorfológicos claramente diferentes. El primero de ellos lo constituye el área ocupada por los afloramientos de sedimentos mesozoicos, mientras que el segundo corresponde a la ocupada por el Terciario. Ambos son fundamentalmente morfoestructurales pero presentan diferencias entre sí.

El dominio morfoestructural representado por los materiales mesozoicos ocupa la mitad oriental de la hoja y presenta un modelado fundamentalmente estructural. Las formas con expresión morfológica que mejor están representadas son los relieves tabulares, las crestas y las cuestas y *hogbacks*, en cuyos reversos se dan modelados estructurales de tipo *chevron*. Las fallas que afectan a los sedimentos, tienen en muchos casos una clara expresión morfológica originando pequeños escarpes que separan litologías distintas.

Este sector aparece afectado por un arrasamiento importante sobre el que destaca un relieve residual poco acentuado. Este arrasamiento se debe a un conjunto de procesos erosivos de larga duración, ligados a otro conjunto de procesos de tipo kárstico y deposicional.

En hojas situadas más al noroeste, se pone de manifiesto que la superficie de erosión fundamental coincide con el depósito de las calizas del páramo (Plioceno medio). Este hecho nos indica la edad final de la elaboración de dicha superficie. La posterior reactivación del relieve mediante fallas y abombamientos origina una cierta degradación y desnivelación de dicha superficie. Uno de estos abombamientos puede ser el que de origen a la presencia de superficies de erosión más altas, aunque no se descarta que puede tratarse de una superficie de erosión más antigua.

El encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario da lugar a profundas gargantas y hoces de paredes verticales, constituidas por los sedimentos carbonatados del Cretácico superior, que dan lugar a la aparición de escarpes de más de 150 mts. de desnivel. En las laderas son más frecuentes los depósitos de coluviales de bloques, y cuando en ellas aflora la Facies Utrillas se pueden originar deslizamientos rotacionales.

Sobre la superficie de erosión fundamental se desarrolla una intensa karstificación que queda patentizada por un lapiaz estructural (*kluftkarden*), con apertura de los planos de diaclasado por disolución y numerosas dolinas de poco diametro irrepresentables a la escala del trabajo. En el mapa geomorfológico solamente se han respresentado las dolinas de mayor tamaño, que son de dos tipos: en cubeta y en embudo, las primeras con un fondo plano relleno de arcillas de decalcificación. También se desarrollan grandes dolinas con bordes muy difusos (dolinas degradadas), en donde únicamente se conserva el relleno de fondo de las mismas, constituido por un depósito de arcillas de decalcificación de tonos rojizos.

En el borde centro-sur de la hoja, se localiza una zona kárstica que constituye un punto singular importantísimo en la Serranía de Cuenca, que se denomina Ciudad Encantada. Este paraje por su singular belleza, es explotado desde el punto de vista turístico, por las formas caprichosas que la intensa karstificación ha imprimido en los sedimentos carbonatados del Cretácico superior.

La edad de este karst comienza en el Plioceno superior, siendo prácticamente inactivo en la actualidad.

El segundo dominio geomorfológico ocupa el tercio occidental de la hoja en donde se situa la comarca natural de El Campichuelo, que comprende un sinclinatorio formado por sedimentos del Terciario por donde discurre la cuenca fluvial del rio Mariana, afluente del Jucar.

La disposición de los materiales terciarios afectados por estructuras de plegamiento, da lugar a la aparición de líneas de capa dura que en muchos casos forman cuestras y *hog-backs*, con formación de *chevrans* en los reversos de las mismas. Estas formas son el resultado de la erosión diferencial sobre materiales de distinta resistencia.

En este dominio geomorfológico la red fluvial está coconstituida por una

serie de barrancos de incisión lineal que alimentan los valles de fondo plano, dando lugar a zonas acarcavadas en sus cabeceras.

Las diferentes formas encontradas en la hoja de Las Majadas son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. Además de superficies de erosión anteriores se desarrolla en la zona una superficie de erosión poligénica de edad pliocena. Posteriormente tiene lugar la deformación de esta superficie en una etapa de fracturación durante el Plioceno medio-superior de gran importancia morfogenética.

La fase principal de karstificación tuvo lugar sobre los materiales carbonatados de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve mediante un sistema de abanicos aluviales y posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con la aparición de terrazas. Las zonas altas se vieron afectadas en las épocas frías del Cuaternario por la acción de fenómenos periglaciares, que en algunas zonas da lugar a la aparición de vertientes regularizadas. En épocas recientes se produce una fase de incisión lineal que evacua parcialmente los depósitos de las vertientes.

Los procesos activos no son muy importantes en la hoja, mereciendo cierta consideración los desprendimientos de grandes bloques en las paredes acantiladas de las hoces.

LAS MAJADAS

587
24-23

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- CUESTAS HOG-BACKS
- CUESTAS CON SENTIDO DE BUZAMIENTO
- LINEA DE CAPA DURA (MESOZOICO)
- LINEA DE CAPA DURA (TERCIARIO)
- CRESTAS
- CHEVRONS
- FALLAS
- RELIEVES TABULARES

SUPERFICIE DE EROSION

- ALTAS SUPERFICIES CON INTENSA CARSTIFICACION
- SUPERFICIE DE EROSION DEGRADADA

FORMAS KARSTICAS

- DOLINAS Y UVALAS
- LAPIAZ ESTRUCTURAL Y PEQUEÑAS DOLINAS
- PONOR

MODELADO FLUVIAL

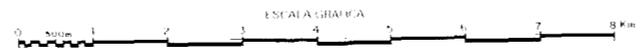
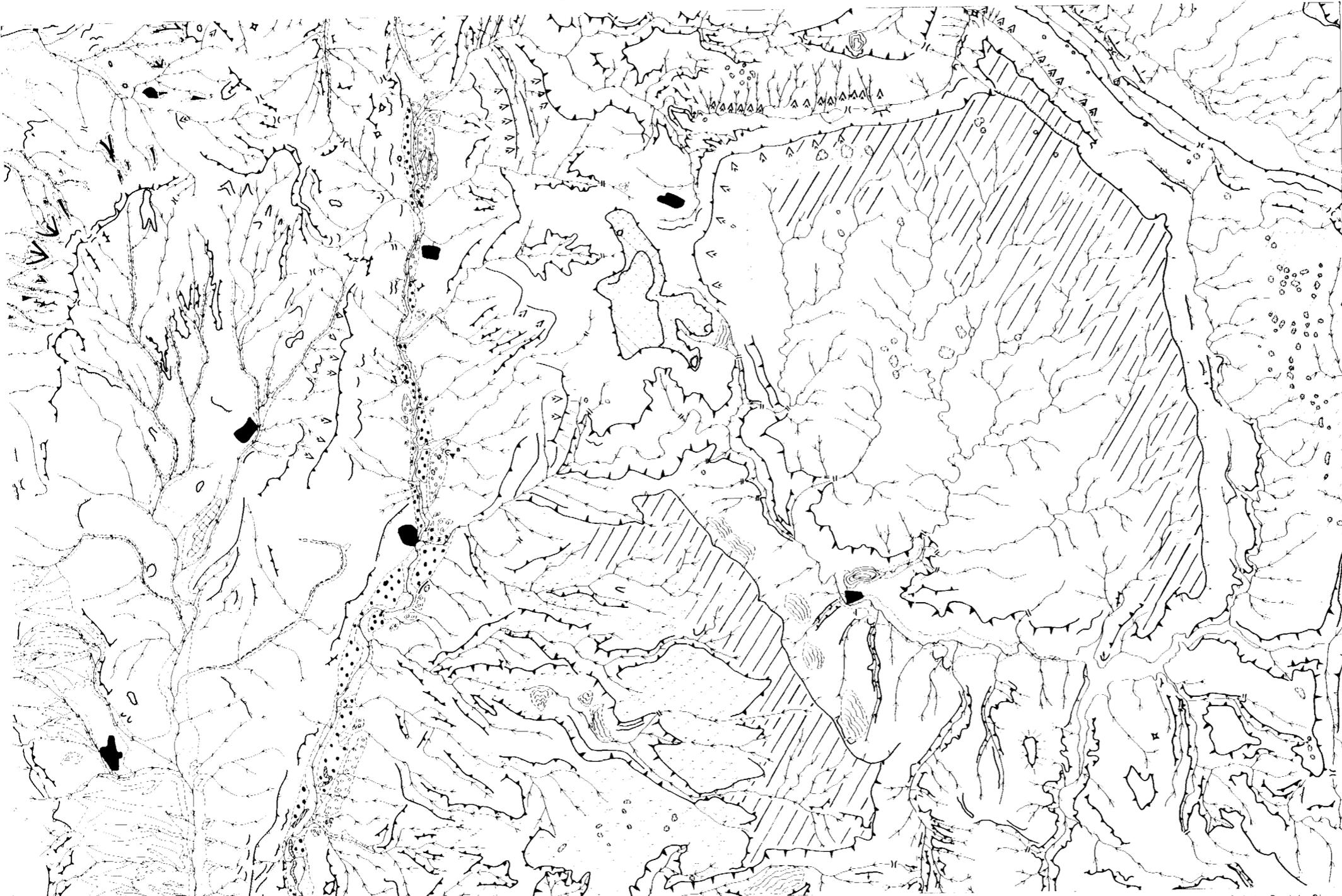
- VALLE DE FONDO PLANO
- BARRANCO DE INCISION LINEAL
- COLLADO DE DIVERGENCIA FLUVIAL
- ROTURA DE PENDIENTE EN EL PERFIL LONGITUDINAL
- LAGUNA
- CANAL ABANDONADO
- TERRAZAS ALTAS
- TERRAZAS BAJAS
- CONOS DE EROSION
- ABANICOS ALUVIALES

VERTIENTES

- DESPLOMES Y CICATRIZ DE RUPTURA
- COLUVIONES
- GLACIS

OTRAS FORMAS

- ESCARPE > 100m.
- ESCARPE < 100m.
- NUCLEOS URBANOS



Autor: P. del Olmo
J. I. Ramirez

4. HISTORIA GEOLÓGICA

En este capítulo se ofrece una visión generalizada de la paleogeografía y de la evolución sedimentaria y tectónica del sector de la Cordillera Ibérica comprendido en las hojas de Peralejos de las Truchas (539), Fuertescusa (564), La Majadas (587) y Cuenca (610). Para ello se tendrá en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos durante la ejecución de estas hojas.

El Paleozoico aflora exclusivamente en la zona de Cueva del Hierro, en la hoja de Peralejos, y está representado únicamente por materiales ordovícicos. El Paleozoico de la Cordillera Ibérica se enmarca en la zona Astur Occidental Leonesa de la zonación de JULIVERT *et al* (1974), caracterizada por un gran desarrollo de las series cambro-ordovícicas ("Serie Ibérica") y la inexistencia de movimientos sárdicos.

El Ordovícico de Cueva del Hierro es análogo al que aflora más ampliamente en la Sierra de Albarracín. La sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma somera cuyos límites son desconocidos actualmente. El análisis secuencial pone de manifiesto dos episodios sedimentarios sucesivos:

- I. Episodio ordoviciense inferior, que comienza con facies heterolíticas y termina con facies de barras litorales (Cuarcita Armoricana).

- II. Episodio ordoviciense medio-superior. Empieza con facies finas e interrupciones sedimentarias en el Llanvirniense, pasando a facies de barras litorales en el Llandeilo-Caradoc, siguiendo con facies finas y terminando con un episodio carbonatado. En Cueva del Hierro solo está representada la parte basal de este episodio. En términos de transgresión-regresión este episodio puede representar dos secuencias transgresión-regresión.

La estructura hercínica es polifásica, y tuvo lugar fundamentalmente durante el Carbonífero. La fase de plegamiento principal es la primera, y se caracteriza por pliegues submeridianos vergentes hacia el Este, con esquistosidad asociada. Esta fase se prolonga en una etapa de cabalgamientos y fallas inversas, de la que hay algunos indicios en el afloramiento de Cueva del Hierro. Sin embargo la segunda fase de plegamiento hercínico conocida en otros sectores tiene aquí una escasa o nula incidencia.

Los depósitos permocarboníferos (Estefaniense-Autuniense) son postorogénicos, y se apoyan sobre un sustrato deformado y denudado. La sedimentación permocarbonífera, así como la actividad ígnea que tiene lugar durante esta época (vulcanismo, intrusiones subvolcánicas) estuvieron controlados por la distribución de los sistemas de fallas tardihercínicas, que en principio se generaron en un ambiente de tectónica de desgarre para progresivamente adoptar un funcionamiento de bloques verticales. En el bloque de hojas estudiado no afloran sedimentos ni materiales ígneos permocarboníferos, aunque sí se conocen en zonas próximas (Macizos del Tremedal y de Sierra Menera). Las manifestaciones ígneas son de composición calcoalcalina (NAVIDAD, 1982), y aunque su emplazamiento se encuadra en un ambiente distensivo, su génesis está en relación con la etapa orogénica hercínica.

La compartimentación del zócalo paleozoico por los desgarres tardihercínicos es capital en la evolución posterior del conjunto de la Cordillera, pues al reactivarse durante el Mesozoico como fallas normales controlan la sedimentación y durante el plegamiento alpino juegan un importante papel en la estructura.

En el bloque estudiado las fallas de zócalo más importantes (falla de Tajo, falla de Ocentejo-Aramallones, fallas del Escabas y falla de Beamud-Cañete) tienen todas dirección NO-SE a ONO-ESE.

Desde el inicio del Mesozoico el área estudiada, como el conjunto de la Cordillera Ibérica, estuvo sometida a un régimen de tectónica extensional que la configura como un área sedimentaria. Los accidentes del zócalo articularon los dispositivos paleogeográficos, delimitando una serie de bloques que han funcionado como surcos y umbrales, invirtiendo a veces su tendencia de una etapa a otra. Durante el Triásico y el Jurásico la Cordillera conoce

una etapa de evolución aulacogénica, en relación con el margen pasivo bético-balear. En el Cretácico tiene lugar una nueva etapa de *rifting* y subsidencia ligada al margen pirenaico-cantábrico.

El anticlinorio paleozoico de Cueva del Hierro fué un alto paleogeográfico durante el Trias inferior, condicionado por una fractura del zócalo. En áreas próximas situadas hacia el Este y Sureste la sedimentación triásica se inicia, sin embargo, con facies fluviales y de abanicos aluviales y termina con facies de estuarios, fluvio-deltaicas reelaboradas por corrientes litorales y mareas, y facies de llanura de mareas, que constituyen el techo del tramo inferior del Triásico en "facies Buntsandstein".

Al final del depósito de la "facies Buntsandstein" la cuenca se encuentra casi totalmente nivelada, instalándose en toda la región una extensa plataforma sometida a la acción de las mareas, que finalmente cubre los relieves residuales como el alto de Cueva del Hierro, donde únicamente están representados los tramos superiores de la facies Muschelkalk. La sedimentación de estos niveles tiene lugar en un ambiente de llanura de mareas en condiciones submareales a supramareales. En conjunto los niveles de facies Muschelkalk que afloran en la hoja de Peralejos de las Truchas caracterizan un ciclo de tendencia levemente regresiva por progradación de los medios intermareales más proximales sobre los más distales, e incluso submareales someros.

Con la sedimentación del Muschelkalk termina la etapa graben del aulacógeno celtibérico, pasándose a la de transición con sedimentación expansiva de los materiales arcillo- evaporíticos del Keuper. En la zona de Cuenca no se ha reconocido la presencia de magmatismo básico (ofitas), que queda limitado a sectores más orientales. La sedimentación detrítico- evaporítica del Keuper se realiza en condiciones continentales con influencia marina (*sebkhas* litorales).

A finales del Trias y comienzo del Jurásico se instala una extensa plataforma carbonatada en toda la región, marcando el inicio de la etapa de flexura. La subsidencia es generalizada y se realiza básicamente por flexión y contracción térmica. Es compensada por una elevada producción de carbonatos en la plataforma, lo que permite que la sedimentación se mantenga en ambientes someros.

La sedimentación carbonatada se inició con la sedimentación de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón en un ambiente submareal de alta a moderada energía a intermareal. Durante el Lias inferior se produce la deposición de carbonatos en una llanura de mareas y de depósitos salinos en un ambiente de *sebkha* a *lagoon* hipersalino. Durante periodos de exposición subaérea más o menos prolongados se produciría la disolución de parte de las evaporitas, provocando la karstificación y colapso de los carbonatos Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. La sedimentación de la Fm. Calizas y Dolomías de

Cuevas Labradas, durante el Sinemuriense al Carixiense, tiene lugar en un ambiente que evoluciona desde condiciones submareales hasta suprareales, progresivamente más energéticas, para culminar con una interrupción sedimentaria.

La extensa plataforma carbonatada comienza a fragmentarse entre el Lias medio y superior, y testigos de este fenómeno son las efusiones basálticas del sector centrorientaI de la Cordillera que, como los dispositivos paleogeográficos continuados por los accidentes de zócalo de dirección NO-SE.

Las diferenciaciones paleogeográficas comenzaron a manifestarse en el Lias medio, alcanzándose el máximo transgresivo en el Toarciense. Así se encuentran a partir del Lias medio sedimentos de *lagoon*, de llanura de mareas, de plataforma externa submareal, margen de plataforma y cuenca, ya en el Toarciense. La falla de zócalo del Tajo se manifiesta como un accidente paleogeográfico de dirección NO-SE que limita una zona más somera en la Serranía de Cuenca de otra más profunda situada hacia el Este.

El final del Toarciense se caracteriza por irregularidades en la sedimentación motivada por el cese de producción local de carbonatos, no llegada a aportes y removilizaciones con eliminación de los sedimentos depositados (CAPOTE *et al.*, 1982). Este momento coincide con el estiramiento cortical máximo, produciéndose la etapa principal de vulcanismo fisural a través de las fallas del zócalo en los sectores orientales (GOY *et al.* 1976).

El paso del Lias al Dogger está representado por la depositación del Mb. Calizas Tableadas de Casinos, en un ambiente de plataforma externa submareal de baja energía. El Dogger se conserva únicamente en la parte meridional de la Serranía de Cuenca, habiendo sido erosionado en el resto a consecuencia de la tectónica cretácica. Está representado por sedimentos de plataforma carbonatada de alta energía, parcialmente dolomitizados.

Regionalmente durante el Dogger se reconoce una gran variedad de ambientes sedimentarios tales como: margen de plataforma, talud y *shelf*-cuenca asociados a umbrales y surcos generados por la reactivación de las fallas de zócalo. Una nueva discontinuidad sedimentaria marca el intervalo Calloviense-Oxfordiense inferior. Durante el Oxfordiense superior la plataforma se reconstruye de nuevo. En el Malm tiene lugar en toda la Cordillera una regresión generalizada con tendencia a la colmatación de la Cuenca, como consecuencia de inicio del diastrofismo del Cretácico inferior que marca el final del periodo aulacogénico.

La rotación de la Península Ibérica durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior origina una etapa caracterizada por una actividad tectónica distensiva importante, con juego bloques en la vertical, y probablemente desplazamientos laterales. Son los denominados tradicionalmente movimientos neokiméricos y aústricos.

Esta etapa de tectónica extensional durante el Cretácico inferior produjo movimientos diferenciados del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertera jurásica que tiende a adoptar disposiciones monoclinales y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su historia diapírica. En el área estudiada los depósitos wealdenses, de carácter esencialmente continental, se apoya discordantemente sobre diferentes niveles del jurásico (Fig. 5) e incluso faltan en algunas zonas, apoyándose entonces la Fm. Arenas de Utrillas directamente sobre el Jurásico. La serie wealdense, de edad Barremiense-Aptiense inferior comienza con facies detríticas fluviales, prosigue con depósitos lacustres con cierta influencia marina y finaliza con facies fluviales. En líneas generales esta evolución diseña una gran megasecuencia transgresivo-regresiva enmarcada entre las dos discordancias neokimérica y aútrica.

Los movimientos aútricos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación sinistral de la Placa Ibérica. Del mismo modo que la fase neokimérica marcó el inicio del proceso de *rifting*, la aútrica señala la deriva continental y el comienzo de la contracción térmica, responsable de la flexuración regional que crea la cuenca neocretácica.

Durante el Cretácico superior se pone de manifiesto en esta zona la existencia de dos ciclos transgresivos-regresivos de carácter complejo (ALONSO *et al.*, 1982; VILAS *et al.*, 1982; CAPOTE *et al.*, 1982), que son controlados en gran parte por la "Flexión suroccidental" (falla del Tajo). Durante el Cretácico superior este accidente actuó a modo de umbral separando el dominio sedimentario de la Serranía de Cuenca del sector central de la Cordillera Ibérica.

El primer megaciclo se inicia en el Albiense-Cenomaniense inferior y alcanza un máximo transgresivo a comienzos del Turoniense, iniciándose la etapa regresiva que es interrumpida a techo de la formación de Dolomías de la Ciudad Encantada (Turoniense superior).

Durante el Albiense la cuenca estaba abierta al mar hacia el Este, y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbrales de dirección NO-SE a lo largo de los que se aportaban sedimentos a una llanura fluvial o fluvio-deltaica a la que aflúan aportes laterales procedentes de los umbrales, reconociéndose llanuras costeras que en sus partes más distales estaban influenciadas por mareas (CAPOTE *et al.* 1982).

En el Albiense superior-Cenomaniense inferior se instala en la zona una plataforma carbonatada con una fuerte influencia inicial de sedimentos terrígenos, con la evidencia de medios mareales mixtos terrígenos-carbonatados y desarrollo de barras costeras.

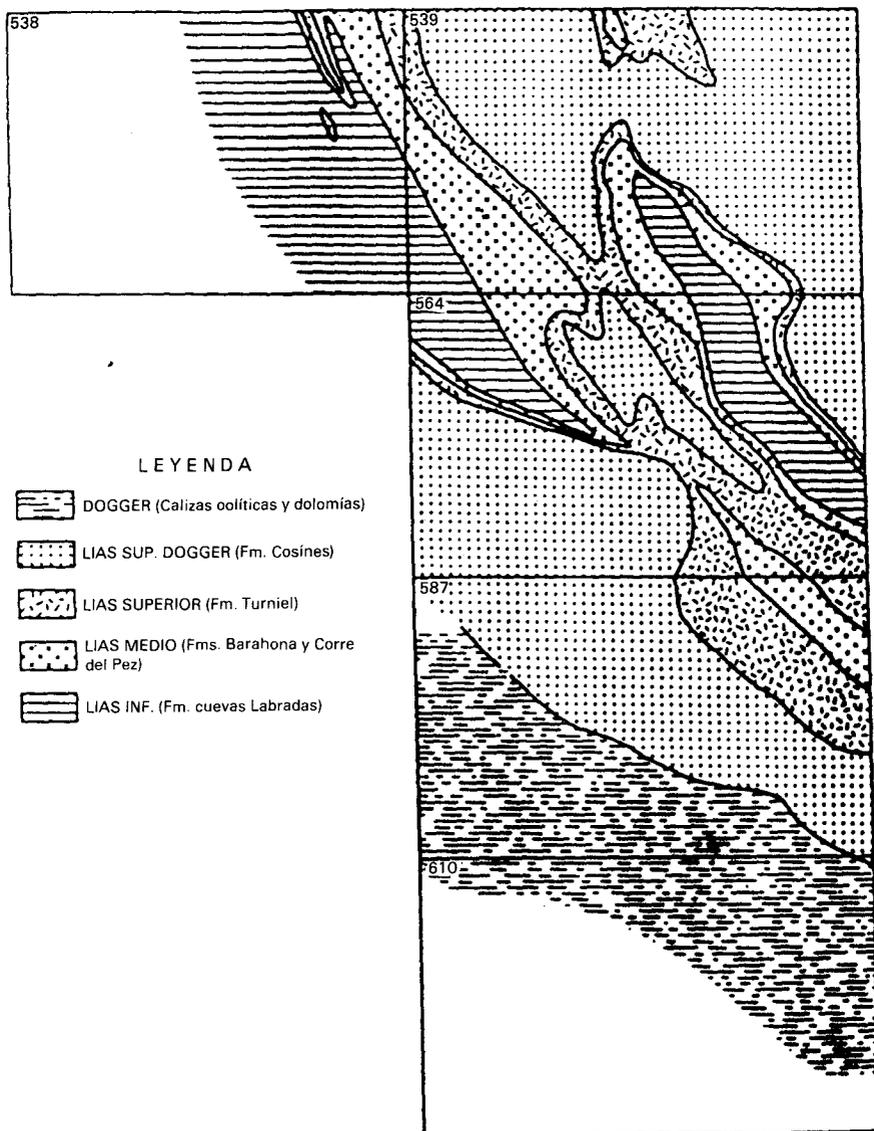


Fig. 5 - Esquema del substrato de la facies Weald en las hojas de Valdeolivas (538), Peralejos de las Truchas (539), Fuertescusa (564), Las Majadas (587) y Cuenca (610).

A lo largo del Cenomaniense va adquiriendo mayor importancia la sedimentación carbonatada en la plataforma, desarrollándose ambientes de llanura fangosa a *lagoon* protegido, medios de plataforma interna con barras y estadios intermareales y medios litorales que evolucionan de inter a submareales.

La discontinuidad existente entre las formaciones de Dolomías de Villa de Ves y Margas de Casa Medina, en el Cenomaniense superior, marca una brusca acentuación de las condiciones transgresivas. En el Cenomaniense superior-Turonense inferior se alcanza el máximo transgresivo, produciéndose una homogeneización y nivelación de la cuenca en la que se instalan ambientes submareales de plataforma abierta. Durante el Turonense superior tiene lugar la fase regresiva del ciclo en una plataforma restringida en la que se desarrollan bioconstrucciones arrecifales y barras calcareníticas. Esta evolución es truncada por una importante interrupción sedimentaria que tiene lugar en el límite Turonense-Coniacense.

El segundo megaciclo se inicia en el Coniacense con un breve episodio transgresivo, para a continuación adoptar una tendencia regresiva hasta el Maastrichtense superior-Paleoceno.

La breve etapa transgresiva muestra una evolución desde ambientes de medios restringidos hasta ambientes de plataforma interna supra a intermareales y medios submareales en el momento del máximo transgresivo.

La secuencia regresiva se caracteriza por la instalación de medios restringidos (*lagoon* salino, *sebkha* supramareal con influencia de agua dulce que produce brechas de colapso, etc.) continuando la evolución hacia medios continentales (ambientes de *lagoon*-marisma y lacustre-palustre) en el límite Cretácico-Terciario.

Las variaciones sedimentarias y diagenéticas que acusa la megasecuencia regresiva del Cretácico superior entre el dominio de la Serranía de Cuenca y el sector central de la Cordillera Ibérica también han sido condicionados por la actuación del accidente del Tajo.

Durante el Paleoceno y el Eoceno inferior la sedimentación es ya netamente continental, como consecuencia de los efectos de la primera compresión alpina, que provocan una elevación general del sector de la Serranía. Mientras que en los bordes de las depresiones periféricas (Depresión Intermedia, Sinclinatorio de Mariana) perdura la sedimentación evaporítica-continental, en las depresiones interiores condicionadas por estructuras sinclinales se instalan abanicos aluviales y se producen discordancias progresivas.

La estructuración de la Cordillera Ibérica tuvo lugar durante el Terciario, y se enmarca en el contexto de su situación entre dos áreas móviles, la Cordillera Ibérica y los Pirineos.

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior la Cadena es comprimida

desde varias direcciones, generándose la estructura de plegamientos que presenta actualmente. La deformación es acompañada de sedimentación sinorogénica en la periferia y en las depresiones internas. Durante el Mioceno superior y el Cuaternario dos fases de distensión enmarcan la creación de las áreas sedimentarias neógenas y cuaternarias.

La primera fase de compresión afectó al sector de manera muy suave, provocando su elevación y la discordancia entre el Paleógeno y la *facies Garumn*. Tiene una edad intraeocena y regionalmente corresponde a una compresión NO-SE que únicamente origina algunas estructuras locales.

La segunda fase de compresión es de edad finioligocena (Fase Castellana), la principal responsable de la arquitectura de la Cordillera Ibérica, y se manifiesta en toda la región estudiada a todas las escalas. Lleva una dirección de acortamiento NE-SO, generando pliegues, cabalgamientos, microestructuras, etc. Afecta a los depósitos continentales de origen fluvial de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior y medio.

Una tercera fase de compresión (Fase Neocastellana) afecta a los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Durante ella la dirección de acortamiento gira progresivamente desde E-O a NNO-SSE. Es la responsable de alguna macroestructura existente en las zonas periféricas del bloque y de microestructuras frágiles.

La evolución tectónica de la región finaliza con un periodo de tectónica extensional que se extiende desde el Mioceno superior al Cuaternario. SIMÓN (1982) ha puesto de manifiesto que el tránsito de la compresión a la distensión tuvo lugar en el sector central de la Cordillera Ibérica durante el Mioceno medio, y que este paso se realiza de manera progresiva, solapándose espacial y temporalmente un régimen de desgarre con un régimen distensivo.

La primera fase de tectónica vertical tuvo lugar durante el Aragoniense, y sus efectos principales fueron la reactivación como normales de algunas fallas que afectan a los materiales mesozoicos, y principalmente el hundimiento del área de la Depresión Intermedia, que funcionó como una zona subsidente en la que se acumularon sedimentos terrígenos durante el Mioceno medio y el superior. También se formaron fallas normales renegantes de la estructura de plegamiento, principalmente de dirección NNE-SSO.

Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior se produce la colmatación de las cuencas, con la deposición de niveles carbonatados de las "Calizas de los Páramos", que aparecen al Oeste de la zona estudiada. Paralelamente ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental sobre el Mesozoico de la Serranía, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales.

Las "Calizas de los Páramos" y la superficie de erosión fundamental

presentan deformaciones que son atribuibles a una importante fase tectónica distensiva, la fase Iberomanchega I, que tuvo lugar durante el Plioceno superior.

El relieve así creado tiende a rellenarse posteriormente mediante un sistema de abanicos aluviales, y posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de galcis encajados. Las épocas frías del Cuaternario se manifiestan por la aparición de vertientes regularizados y valles de fondo plano, y una fase incipiente de incisión lineal evacúa parcialmente los depósitos de vertientes.

5. GEOLOGÍA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

La explotación de recursos mineros en la hoja de Las Majadas es en la actualidad prácticamente inexistente. En las proximidades de Uña se localizan algunas pequeñas minas que en tiempos se beneficiaron de los lignitos contenidos en las Calizas de la Huérguina. También se conservan los restos de una antigua explotación en la parte E de la Muela de la Madera, la cual extraía el caolín contenido en la fm. Arenas de Utrillas.

Localmente también se han canterado las calizas jurásicas para su aprovechamiento como áridos de construcción, así como las arcillas terciarias con destino a la alfarería y fábricas de ladrillos. Las explotaciones nunca han sido importantes y en la actualidad se encuentran abandonadas.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

Desde el punto de vista hidrogeológico, la hoja de Las Majadas se puede dividir en dos sectores, al E, la Serranía de Cuenca y al W, el sinclinorio de Mariana.

La Serranía de Cuenca está formada fundamentalmente por materiales carbonatados con una buena permeabilidad por carstificación y fracturación, presentando por tanto buenas condiciones acuíferas potenciales. El sinclinal de Mariana está formado por una serie detrítica con alternancia de niveles permeables (conglomerados y areniscas) y niveles impermeables (arcillas). La superficie de recarga es extensa, lo cual hace potencialmente interesante el núcleo del sinclinal para la obtención de caudales moderados a profundidades no excesivas.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).- "Datos paleomas-
tológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Espa-
ñola". *Trabajos sobre Neog. y Cuatern* ITGE, vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELÉNDEZ, A. y SALOMÓN, I. (1982).-
"Camerós-Castilla". En "El Cretácico de España". *Univ. Compl. Madrid*,
pp. 345-456.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).- "Un modelo de evolución
geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp.* Libro Hom.
Prof. Solé Sabaris. n° 14, pp. 174-177.
- ALVARO, M. y DEL OLMO, P. (1988).- "Memoria explicativa de la hoja n°
24-21 (Peralejos de las Truchas) MAGNA". *ITGE*. Madrid.
- BERASTEGUI, J. y RAMIREZ MERINO, J.I. (1982).- "Memoria explicativa de
la hoja n° 25-23 (Zafrilla) MAGNA" *ITGE*, Madrid.
- CAPOTE, R., DÍAZ M., GABALDÓN, V., GÓMEZ, J.J., SÁNCHEZ DE LA
TORRE, L., RUIZ, P., ROSELL, J., SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).

- “Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica”. 2 vols. ITGE. *Temas geológicos mineros*. 240 pp.
- GÓMEZ, J.J. (1979).- “El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica”. *Seminarios de Estratigrafía, serie Monografías*, n° 4, pp. 1-683.
- GÓMEZ, J.J., GOY, A. (1979).- “Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas el Sector Levantino de la Cord. Ibérica”. *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A. GÓMEZ, J.J., y YEBENES, A. (1976).- “El jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unid. litoestratigráficas”. *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- HINKELBEIN, K. (1969).- “El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albaracín (Teruel)”. *Rev. Teruel* n° 41 pp. 36-75. Teruel.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).- “Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja n° 46 (Cuenca)”. *ITGE*. Madrid.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974).- “Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares”. *ITGE*. pp. 1-113.
- MELÉNDEZ HEVIA, F. (1971).- “Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas”. *Tesis Doctoral. Univ. Madrid*, pp. 1-245.
- MELÉNDEZ HEVIA, F. (1972).- “El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)”. *Bol. Geol. Min. ITGE*, V. 83, n° 3, pp. 211-220
- (1972).- “Memoria explicativa de la hoja n° 539 (Peralejos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000.” *ITGE*. Madrid.
- (1972).- “Memoria explicativa de la hoja n° 564 (Fuertescusa) del Mapa Geológicos de España. E: 1:50.000”. *ITGE*. Madrid.
- (1972).- “Memoria explicativa de la hoja n° 587 (Las Majadas) del Mapa Geológico de España”. *ITGE*. Madrid.
- (1972).- “Memoria explicativa de la hoja n° 610 (Cuenca) del Mapa Geológico de España”. *ITGE*. Madrid.

- MELÉNDEZ HEVIA, F. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1972 a).- "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior del extremo occidental de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. ITGE*, vol. 83, nº 5, pp. 1-15.
- (1972 b).- "El Jurásico de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, Vol. 83, nº, pp. 313-342.
- NAVIDAD, M. (1982).- "Vulcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama occidental)". *Fundación Juan March*. Ser. Univ. nº 202 pp. 1-63
- MELÉNDEZ HEVIA, M.N. (1983).- "El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (Provincias de Cuenca y Valencia)". *Sem. Estratigrafía*. nº 9, pp. 1-242, 33 lam.
- PÉREZ, GONZÁLEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M., y BERTOLIN, M. (1971).- "Las series continentales al Este de la Sierra de Altamira". *I. Congreso Geol. Luso Amer. Geol. Econom.* T. I, secc. I, pp. 357-376.
- PORTERO, J.M., OLIVE, A., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1975).- "Memoria explicativa de la hoja 24-25 (Fuentes) MAGNA". *ITGE*. Madrid.
- PORTERO, J.M., MELÉNDEZ, F. y RIBA, O. (1981).- "Memoria explicativa de la hoja nº 25-22 (Tragacete) MAGNA". *ITGE*. Madrid.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. y MELÉNDEZ HEVIA, F. (1972 a).- "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, vol. 83, nº 5, pp. 443-456.
- (1972 b).- "Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. ITGE*, V. 83, nº 6, pp. 569-581.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., PORTERO GARCÍA, J.M., OLIVE DAVO, A., y MELÉNDEZ HEVIA, F. (1974).- "El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo: Correlación y cambios de facies". *I. Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- RAMÍREZ MERINO, J.I. y BARASTEGUI, J. (1982).- "Memoria explicativa de la hoja nº 25-24 (Cañete) MAGNA". *ITGE*. Madrid. pp. 1-64.
- RIBA, O. (1959).- "Estudio geológico de la Sierra de Albarracín". *C.S.I.C. Monogr. Inst. "Lucas Mallada"*. V. 16, pp. 283.

- SIMÓN J.L. (1982).- "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental". *Tesis Doctoral*. Univ. Zaragoza. pp. 1-501.
- VIALARD, P. (1973).- "Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibeique Sud-occidentale". *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VILAS, L., MAS, R., GARCÍA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELÉNDEZ, N. y RINCÓN, R. (1982).- "Ibérica suroccidental". En "El Cretácico de España". *Univ. Compl. Madrid*, pp. 457-514.
- VILLENA, J. (1971).- "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral Univ. Granada*.
- VILLENA, J., RAMÍREZ DEL POZO, J., LINARES, A., y RIBA, O. (1971).- "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón". *Cuad. Geol. Ibér.* vol. 2, pp. 355-374.